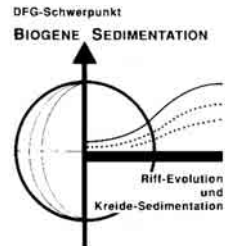




Profil 6: 1-207; 174 Abb.; Stuttgart 1994

Karbonatplattformen und Korallenriffe innerhalb siliziklastischer Sedimentationsbereiche (Oberjura, Lusitanisches Becken, Portugal)

***Carbonate Platforms and Coral Reefs within a Siliciclastic
Setting (Upper Jurassic, Lusitanian Basin, Portugal)***



REINHOLD R. LEINFELDER, STUTTGART*

ZUSAMMENFASSUNG

Das Lusitanische Becken von Portugal war während des Oberjura einer intensiven Rift-Phase unterworfen. Diese führte zu starker bathymetrischer und damit fazieller Differenzierung des Ablagerungsbereichs. Während des Kimmeridgium und Tithonium wurden dem Becken verstärkt Siliziklastika zugeführt, so daß es zu gemischt karbonatisch-siliziklastischer Sedimentation kam. In diesem Umfeld wuchsen koralligene Riffe und Karbonatplattformen unterschiedlicher Dimension und Zusammensetzung.

Die Ota-Plattform (Kimmeridgium) stellt eine gut zonierte Flachwasser-Karbonatplattform dar. Sie besitzt aggradative Architektur und wird von einem hochenergetischen, hochdiversen Korallenriff gesäumt. Im Unterschied zu den meisten anderen oberjurassischen hochenergetischen Riffen ist das Otariff reich an Mikroben-/Algenkrusten. Sie konnten sich aufgrund einer ausgeglichenen Bilanz zwischen Schuttproduktion und Schuttexport entwickeln. Ein erhöhter gravitativer 'offbank'-Sedimenttransport war wegen der Ausbildung eines tektonisch bedingten Vorriff-Steilabfalls möglich. Die inneren Plattformbereiche (Rückriff-, Gezeiten-, Lagunenzone) sind durch autozyklische 'shallowing up' Kleinsequenzen charakterisiert. Die kleine Plattform bildete sich auf einem Grundgebirgshorst und war insbesondere durch küstenparallele Strömungen vor zeitgleichen siliziklastischen Einflüssen geschützt.

Das Castanheira Hangtyp-Fächerdelta (Kimmeridgium) bildete sich wie die Ota-Plattform am tektonisch aktiven Rand eines kontinentalen 'pull-apart' Subbeckens. Es wird von arktischen Konglomeraten dominiert. Auf deaktivierten Fächerbereichen konnten in zwei transgressiven Phasen Korallen-Mikrobenkrustenriffe aufwachsen. Kollapsereignisse im Zusammenhang mit Meeresspiegeltiefständen führten zur Resedimentation allochthoner Karbonate bis in die distalen Fächerbereiche hinein.

Während transgressiver Phasen bildeten sich kalkige Korallenbiostrome und Ooidbarrensysteme als Karbonatkappe auf dem überwiegend feinsiliziklastischen, progradierenden Abadia Hangsystem, welches gleiches Alter wie die Teile der Ota-Plattform und des Castanheira Fächerdeltas besitzt (Amaral-Abadia Rampensystem, Kimmeridgium). Die Alrota Fleckenriffe (Tithonium), die Caldas-Bolhos Karbonateinheit (Kimmeridgium) und andere Strukturen entstanden ebenfalls innerhalb siliziklastischer Beckenbereiche. Erhöhte Sedimentationsraten führen häufig zu starken Diversitätsverlusten bei der Korallenfauna. Die Sedimentationsrate kann durch funktionsmorphologische Kriterien, wie Septenzahl, Kelchtyp und generelle Wachstumsform der Korallen sowie durch die Inkrustationsrate abgeschätzt werden.

Ein Vergleich mit 'buildup'-Strukturen, die sich entfernt von siliziklastischen Einflüssen bildeten (Montejunto-Plattform, Oxfordium; Sintra-Rampe, Kimmeridgium bis Tithonium), zeigt, daß Karbonatproduktion und Faunendiversität innerhalb siliziklastischer Areale keinen Einschränkungen unterworfen sein müssen, sofern effiziente abschirmende Faktoren (tekto-

* Adresse des Verfassers:

Prof. Dr. Reinhold R. Leinfelder, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität, Herdweg 51, D-70174 Stuttgart, Germany; Fax **49/121-1341

Present address: RL, Department of Earth and Environmental Sciences,
Section Palaeontology, Ludwig-Maximilians-University Munich,
Richard-Wagner-Str. 10, D-80333 München, Germany. email: rrl@lrz.uni-muenchen.de

nische Hochlage, Diapirschwellen, Subsidenzfallen, küstenparallele Strömungen, Oolithfilter etc.) vorhanden sind. Riff- und Plattformwachstum werden durch ansteigenden Meeresspiegel begünstigt; dies ist aber keine grundsätzliche Bedingung für das Auftreten der Karbonate. Gut angepaßte Korallen können auch in unvollständig vor terrigenen Einflüssen abgeschirmten Arealen Karbonatstrukturen produzieren.

Das während des Oberjura im Lusitanischen Becken durch gemischt karbonatisch-siliziklastische Sedimentation entstehende Faziesmuster ist sehr kleinräumig. Meeresspiegelschwankungen dritter Ordnung modifizierten nur die vorhandenen Hauptablagerungssysteme. Die Hauptssysteme (u.a. progradierendes Hangsystem, Fächerdelta, Karbonatplattformen) wurden durch die prä- und synsedimentäre Rift-Tektonik determiniert und persistierten über mehrere Zyklen hinweg. Ölhabitats waren zahlreich vorhanden; ehemals vorhandene Kohlenwasserstoffvorkommen wurden aber durch die spätere Inversionstektonik des Lusitanischen Beckens ausgepreßt bzw. mikrobiell zersetzt.

Die Analyse der oberjurassischen Verfüllungsarchitektur im Lusitanischen Becken zeigt die Komplexität derartiger ozeanischer Randbecken, von denen die meisten vergleichbaren heute in 'offshore'-Bereichen liegen. Die Interpretation der Faktoren, welche zu Karbonatplattform- und Riffwachstum innerhalb siliziklastischer Bereiche führten, ist dabei ein wesentliches Werkzeug bei der Rekonstruktion der Beckenentwicklung und der Bewertung der Erdölhoffigkeit.

ABSTRACT

During the Late Jurassic, the Lusitanian Basin of Portugal experienced an intensive rifting phase which caused pronounced bathymetric and, hence, facies differentiation. Particularly during the Kimmeridgian and Tithonian, siliciclastics were fed into the basin, resulting in a mixed carbonate-siliciclastic basin fill. Carbonate platforms and isolated coralliferous reefs of different dimensions and composition frequently developed within this setting.

A shallow-water carbonate platform exhibiting distinct facies zonation is represented by the narrow Ota Platform (Kimmeridgian). The buildup exhibits an aggradational architecture and is rimmed by a high-energy, high-diversity coral reef. In contrast to most other Upper Jurassic high-energy reefs, the Ota coral reef contains abundant microbial and algal crusts. This was due to the achievement of equilibrium conditions between production and export of debris, which can be explained by the existence of a tectonically caused, steep by-pass margin. Sedimentation in interior platform settings is mostly characterised by stacked, autocyclic, small-scale shallowing-up sequences. The narrow Ota buildup developed over a basement horst and was protected from surrounding siliciclastics by its elevated position and a strong longshore current.

The Castanheira slope-type fan delta (Kimmeridgian) also formed at the strike-slip margin of a continental pull-apart subbasin. The fan sediments are dominated by coarse arcose conglomerates. Coral-microbial reefs grew on deactivated fan areas during two phases of relative sea-level rise. Collapse events in the course of sea level falls led to resedimentation of allochthonous limestones in more distal fan areas.

During transgressive phases coral biostromes and ooid bars developed on top of a fine-grained siliciclastic slope system which formed coevally with parts of the Ota Platform and the Castanheira Fan (Kimmeridgian Amaral-Abadia ramp system). The Alrota patch reefs (Tithonian), the Caldas-Bolhos carbonate unit (Kimmeridgian) and other structures also developed within siliciclastic settings. Diversity of coral faunas decreased where elevated sedimentation rates occurred. Functional parameters such as number of septae, calical type and general growth form of corals, as well as incrustation rates enable to estimate the rate of sedimentation.

Comparison with carbonate buildups developing distant from siliciclastic influence (Montejunto Platform, Oxfordian; Sintra Ramp, Kimmeridgian to Tithonian) shows that carbonate production and faunal diversity within siliciclastic settings need not be inhibited, as long as efficient siliciclastic fences and traps are active (e.g. rising salt diapirs, structural highs, subsidence traps, longshore currents, oolite filters). Relative sea-level rise additionally facilitates the growth of reefs and carbonate platforms. However, it is not a general necessity for carbonate production within siliciclastic settings. Well adapted corals may produce carbonate structures even directly within a terrigenous environment.

The Upper Jurassic mixed carbonate-siliciclastic sediments of the Lusitanian Basin are characterised by rapid facies transitions. Third-order sea-level changes only modified the principal depositional systems rather than entirely changing them. These principal systems (particularly siliciclastic prograding slope, siliciclastic fan, carbonate platforms) were determined by pre- and synsedimentary rift tectonics and persisted over several third-order sea-level cycles. Oil plays were common within the Jurassic of the basin, although former fossil fuels were largely destroyed by later inversions and subsequent microbial decay.

The analysis of the architecture of Upper Jurassic deposits in the Lusitanian Basin shows the complexity of such ocean marginal basins, most of which today represent poorly accessible offshore basins. The interpretation of factors leading to the development of carbonate platforms and coral reefs within a dominantly siliciclastic realm is a powerful tool for reconstructing basin development and for assessing hydrocarbon potential.

Please note: This study also includes figure labelling, figure captions and ca. 8 pages of chapter summaries (see table of contents) in english language.

RESUMO

Durante o Jurássico Superior, a Bacia Lusitânica (Portugal) foi sujeita a uma intensa fase de 'rifting' o que provocou uma acentuada diferenciação batimétrica e, consequentemente, de fácies. Particularmente durante o Kimeridgiano e o Titoniano, material siliciclástico invadiu a Bacia, daqui resultando o desenvolvimento de uma sedimentação mixta, carbonatada e siliciclástica. Neste contexto, formaram-se plataformas carbonatadas e recifes coralígenos de dimensões e composição variadas.

A Plataforma da Ota é o exemplo de uma plataforma carbonatada de pequena profundidade, que exhibe uma pronunciada zonação de fácies (Kimeridgiano). Este edifício carbonatado revela uma arquitectura agradacionária e é bordejado por um recife de alta energia, composto por corais muito diversificados. Contrastando com a maioria dos outros recifes de alta energia do Jurássico Superior, o recife da Ota contém abundantes crostas algais e microbióticas. Isto deve-se ao equilíbrio estabelecido entre as condições de produção e de exportação do material biotétrico, o que pode explicar-se por forte inclinação da margem da plataforma, facilitando o transporte 'off-bank'. A sedimentação no interior da plataforma é caracterizada por um empilhamento de sequências de pequena escala, batidecrescentes e autocíclicas. A estreita plataforma da Ota desenvolveu-se sobre um horst de soco e ficou protegida do material terrígeno circundante pela sua posição elevada e pela acção de forte corrente litoral.

O delta em leque de talude da Castanheira (Kimeridgiano) depositou-se na margem leste, tectonicamente activa, de uma subbacia de estrutura 'pull-apart' continental, sendo os sedimentos dominados por conglomerados arcócos grosseiros. Recifes coralígeno-algais desenvolveram-se nas zonas desactivadas daquele leque submarino, durante duas fases de elevação relativa do nível do mar. Alguns episódios de colapso, no decurso da diminuição do nível do mar, provocou a resedimentação de calcários alóctonos nas áreas mais distais daquele leque submarino.

Durante as fases transgressivas, biostromas de corais e barras oolíticas desenvolveram-se no topo de um sistema siliciclástico fino, de talude, o qual é contemporâneo de parte da plataforma da Ota e do leque submarino da Castanheira (Fms de Amaral e de Abadia, Kimeridgiano). Os 'patch reefs' de Alrota (Titoniano), a unidade carbonatada de Caldas-Bolhos (Kimeridgiano) e outras estruturas coralígenas, desenvolveram-se, também, em contextos siliciclásticos. A diversidade das faunas coralígenas diminuiu quando a taxa de sedimentação aumentava. Certos parâmetros funcionais, como o número de septos, tipo de cálice e a morfologia geral dos corais podem ser utilizado na avaliação da taxa de sedimentação.

Comparando aquelas estruturas com as plataformas e recifes que se desenvolveram longe das influências siliciclásticas (plataforma de Montejunto do Oxfordiano; rampa de Sintra do Kimeridgiano e Titoniano) conclui-se que a produção de carbonatos e a biodiversidade, nos domínios siliciclásticos, podem não ser afectados, desde que existam barreiras e armadilhas sedimentares activas. (por ex: relevos diapíricos, altos estruturais, 'armadilhas' por subsidência, correntes litorais, filtros de oólitos). A elevação relativa de nível do mar facilita e reforça o desenvolvimento dos recifes e das plataformas carbonatadas. No entanto, isto nem sempre é necessário para a produção de carbonatos em domínio siliciclástico. Corais bem adaptados podem produzir estruturas carbonatadas, mesmo em contacto directo com o ambiente terrígeno.

A sedimentação mixta carbonatada e siliciclástica do Jurássico Superior da Bacia Lusitânica caracteriza-se por apresentar rápidas mudanças de fácies. Oscilações de 3ª ordem do nível do mar apenas provocam modificações nos sistemas deposicionais principais, não conduzindo à sua mudança total. Estes sistemas deposicionais (em particular os de talude siliciclástico, e as plataformas carbonatadas) foram originados por tectónica pré e sinsedimentar ligada ao 'rifting' e persistiram durante vários ciclos eu-státicos de 3ª ordem. Verificam-se numerosas ocorrências de hidrocarbonetos as quais, todavia, foram destruídas pela posterior tectónica de inversão e subsequente destruição microbiana.

A análise da arquitectura dos depósitos do Jurássico Superior da Bacia Lusitânica mostra a complexidade deste tipo de bacias marginais oceânicas, a maioria das quais situa-se na pouco acessível área do 'off-shore'. A interpretação dos factores que determinaram o desenvolvimento dos recifes e das plataformas carbonatadas no seio dos ambientes siliciclásticos é um instrumento essencial na reconstrução da evolução das bacias sedimentares e na avaliação do seu potencial petrolífero.

INHALTSVERZEICHNIS

TABLE OF CONTENTS

- 1 EINLEITUNG
 - 1.1 Problemstellung
 - 1.2 Mehr als 100 Jahre Erforschung des Lusitanischen Beckens - Zielsetzungen und Probleme
 - 1.3 Abriß der Entwicklung des Lusitanischen Beckens
 - 1.4 *Chapter Summary: Introduction*
- 2 DIE OTA-PLATTFORM - EIN MODERNER RIFF-KOMPLEX IM OBERJURA
 - 2.1 Alterseinstufung des Otakalks - eine interdisziplinäre Aufgabe
 - 2.2 Die ökologisch-sedimentologische Entwicklung des Otakalks
 - 2.3 Die postsedimentäre Geschichte der Ota-Plattform
 - 2.4 *Chapter Summary: The Ota Platform, a modern-type reef complex from the Upper Jurassic*
- 3 WEITERE KORALLENRIFFE UND PLATTFORMEN IM OSTTEIL DES LUSITANISCHEN BECKENS
 - 3.1 Die Montejunto Plattform - ein Ota-Analogon?
 - 3.2 Das Castanheira - Monte Gordo Fächer-/Riffsystem
 - 3.3 Das Amaral - Abadia Hangkappensystem
 - 3.4 Das Barreiro 'buildup': Vertikale Zonierung und finales 'drowning'
 - 3.5 Die Fleckenriffe des Alrota Golfes
 - 3.6 Die ästuarinen Riffrasen des Sobraldeltas
 - 3.7 *Chapter Summary: Other coral reefs and platforms from the eastern part of the Lusitanian Basin*
- 4 ÜBERBLICK ÜBER OBERJURASSISCHE KORALLIGENE RIFF-, RIFFRASEN UND 'BUILDUP'-STRUKTUREN IM RESTLICHEN TEIL DES BECKENS
 - 4.1 Die Ramalhal und Vimeiro - Caldas da Rainha 'buildups': Von karbonatischem zu gemischtem Regime
 - 4.2 Die Korallenrasen bei Consolação
 - 4.3 Die Sintra Karbonatrampe
 - 4.4 Die Korallenbiostrome in der siliziklastisch-karbonatischen Wechselfolge der westlichen Serra da Arrábida
 - 4.5 *Chapter Summary: Upper Jurassic reefs from the rest of the Lusitanian Basin*
- 5 ÜBERBLICK ÜBER OBERJURASSISCHE KORALLENRIFFE UND 'BUILDUPS' IM RESTLICHEN PORTUGAL SOWIE IN DER UMRAHMUNG DES NORDATLANTIKS (*With Chapter Summary: review of other Upper Jurassic reefs and buildups from Portugal and around the North Atlantic margin*)
- 6 SYNTHESE: RIFFE UND 'BUILDUPS' IN GEMISCHTEN ABFOLGEN - STEUERENDE FAKTOREN AM BEISPIEL DER 'BUILDUPS' DES LUSITANISCHEN BECKENS
 - 6.1 Architektonische Grundtypen gemischt karbonatisch-siliziklastischer Ablagerungen im Oberjura des Lusitanischen Beckens
 - 6.2 Anpassungen von Korallen und anderen Rifforganismen an siliziklastischen Einfluß: Funktionsmorphologie und vergleichende Ökologie
 - 6.3 Abschirmung terrigener Klastika: Beckenstrukturierung, Klima, Strömungen und Meeresspiegelschwankungen
 - 6.4 *Chapter Summary: Reefs and 'buildups' in mixed successions - Controlling factors exemplified by the 'buildups' of the Lusitanian Basin*
- 7 SCHLUSSFOLGERUNGEN UND ZUSAMMENFASSUNG
 - 7.1 Der Otakalk und andere 'buildups' als fazielle Fallstudien
 - 7.2 Vergleich der oberjurassischen 'buildup'-Strukturen im Lusitanischen Becken
 - 7.3 Die Bedeutung der zentralportugiesischen 'buildups' für oberjurassische Riffmodelle
 - 7.4 Die gemischt karbonatisch-siliziklastischen Ablagerungsmodelle
 - 7.5 Vergleich von Korallenriffen und Plattformen aus siliziklastischen und karbonatischen Regimes
 - 7.6 Sequenzstratigraphie des Oberjura im zentralen Lusitanischen Becken
 - 7.7 Die diskontinuierliche Oberjura-Entwicklung des Lusitanischen Beckens und ihre exemplarische Bedeutung für die Untersuchung und Exploration weiterer Randbecken
 - 7.8 *Chapter summary: Conclusions*
- 8 DANKSAGUNG
- 9 LITERATUR
- APPENDIX:
 - Detalliertes Inhaltsverzeichnis mit Seitenzahlen
 - Abbildungsverzeichnis mit Seitenzahlen
 - Legende zu den lithologischen Profilen

1 EINLEITUNG

1.1 Problemstellung

Moderne isolierte Karbonatschelfe, wie z.B. die karibischen oder pazifischen Karbonatplattformen, Karbonatbänke und Riffstrukturen sind gut untersucht (z.B. GEISTER 1975, 1983, 1992, MARSHALL & DAVIES 1982, ENOS 1983, WILSON & JORDAN 1983, MONTAGGIONI 1986, SCHLAGER 1992). Fossile Beispiele stellen meist großdimensionale Strukturen dar (z.B. Untere Kreide von Texas, BEBOUT & LOUCKS 1983; Obere Trias der Nördlichen Kalkalpen, ZANKL 1969, 1971, Unterer Jura der Südalpen, GEYER 1993). Kleine Intrabeckenplattformen wurden aus der Erdgeschichte seltener beschrieben (z.B. oberjurassischer Plassenkalk der Nordalpen, STEIGER & WURM 1980; oberdevonisches Golden Spike Atoll, Alberta, WALLS 1983, miozäne Riffe in Südspanien, BRAGA et al. 1990, miozäner Leithakalk, Steirisches Becken, FRIEBE 1991). Rezente Riffkarbonatäreale finden sich jedoch nicht nur in rein karbonatischen Provinzen, sondern bilden sich auch innerhalb und randlich von siliziklastisch dominierten Ablagerungsbereichen. Von den auf siliziklastischen Fächerdeltas aufwachsenden, kleindimensionalen Korallenriffen des Golfs von Suez und des Golfs von Eilat liegen inzwischen detaillierte Untersuchungen vor (z.B. FRIEDMAN 1968, GVIRTZMAN et al. 1977, ROBERTS & MURRAY 1987). Isolierte größere Karbonatschelfäreale innerhalb siliziklastischer Bereiche bilden sich am Eingang des Golfs von Suez, in der Meerenge von Jubal (ROBERTS & MURRAY 1987), sowie vor Java (FRIEDMAN 1987, ROBERTS 1987). Auch aus dem karibischen Raum liegen inzwischen einige Untersuchungen zu den Beziehungen zwischen siliziklastischer Sedimentation und Karbonatplattformwachstum vor (CHOI & GINSBURG 1982, ACKER & STEARN 1990). Vergleichbare fossile Strukturen sind nur sehr untergeordnet bekannt bzw. untersucht (z.B. Tertiär von Spanien, SANSISTEBAN & TABERNER 1979, 1987; BURCHETTE 1988 bzw. Österreich, FRIEBE 1991). BLENDINGER (1986) untersuchte kleindimensionale isolierte Karbonatschelfe aus der Mitteltrias der Südalpen, welche innerhalb vulkanischer Beckenareale existierten.

Im Oberjura des Lusitanischen Beckens von Portugal kommen diverse Beispiele für kleine Karbonatplattformen und Korallenriffe in Verbindung mit siliziklastischen Arealen vor. Korallenriffe und Plattformen treten dabei jeweils in unterschiedlichen paläogeographischen Situationen auf. Sie bildeten sich zu einem großen Teil direkt innerhalb siliziklastisch dominierter Beckenareale. Es finden sich (1) von Siliziklastika umrahmte isolierte, Riff- und Kalksandbarren-gesäumte Karbonatplattformen, (2) Relikte von Korallenriffen

innerhalb siliziklastischer Fächerdeltas, (3) kalkige Korallenbiostrome am Top siliziklastischer Hangablagerungen, (4) niederenergetische Karbonatrampen in Verzahnung mit siliziklastischen Beckenablagerungen, sowie (5) mergelig-kalkige, koralligene Fleckenriffe innerhalb siliziklastisch beeinflusster Ästuar- und Lagunenbereiche. Den Schwerpunkt der vorliegenden Arbeit bildet die Untersuchung der Fallbeispiele (1) und (2); die restlichen angeführten Beispiele werden synoptisch behandelt. Weiterhin werden oberjurassische Plattformstrukturen, welche sich frei von siliziklastischer Beeinflussung innerhalb karbonatischer Areale des Lusitanischen Beckens bildeten, zum Vergleich herangezogen. Anhand der gegebenen Fallstudien wird versucht, die Faktoren aufzuzeigen, welche die Bildung und den Typ koralligener Karbonatstrukturen insgesamt sowie insbesondere innerhalb siliziklastisch dominierter Bereiche bedingen und steuern. Gemischt karbonatisch-siliziklastische Systeme dürfen nicht als ein bloßes, eher zufälliges Zusammenvorkommen zweier unterschiedlicher Sedimentationsbereiche angesehen werden. Aus der Analyse und Interpretation der Bedingungen, die das gemeinsame Auftreten erlauben, lassen sich weitreichende Aussagen zur Beckenkonfiguration, synsedimentären tektonischen Aktivität, Produktivität von Organismen, Meeresspiegelschwankungen und Klima treffen (Abb. 1). Die aus der Analyse derartiger Systeme im Oberjura des Lusitanischen Beckens abgeleitete Modelle können zur Analyse schlechter erschlossener Becken hilfreich sein. Kleinräumige morphologische und fazielle Übergänge, wie sie im Lusitanischen Becken nachweisbar sind, haben darüberhinaus auch für die Erdölexploration weitreichende Konsequenzen.

1.2 Mehr als 100 Jahre Erforschung des Lusitanischen Beckens - Zielsetzungen und Probleme

Seit mehr als 100 Jahren wird im Lusitanischen Becken intensive geowissenschaftliche Forschung betrieben. Die oberjurassischen Bildungen erfuhren dabei von Anfang an besonderes Interesse. Anfänglich stand die Erfassung und Beschreibung der reichen Makrofauna, insbesondere der Mollusken, Seeigel und Korallen im Vordergrund (z.B. SHARPE 1850, CHOFFAT 1885-88, 1893; LORIOU 1890, KOPY 1904-05). Später erfuhren die reiche Dinosaurierfauna besondere Beachtung (LAPPARENT & ZBYSEWSKI 1957). Die taxonomische Beschreibung der Makrofauna wird auch in neueren Arbeiten

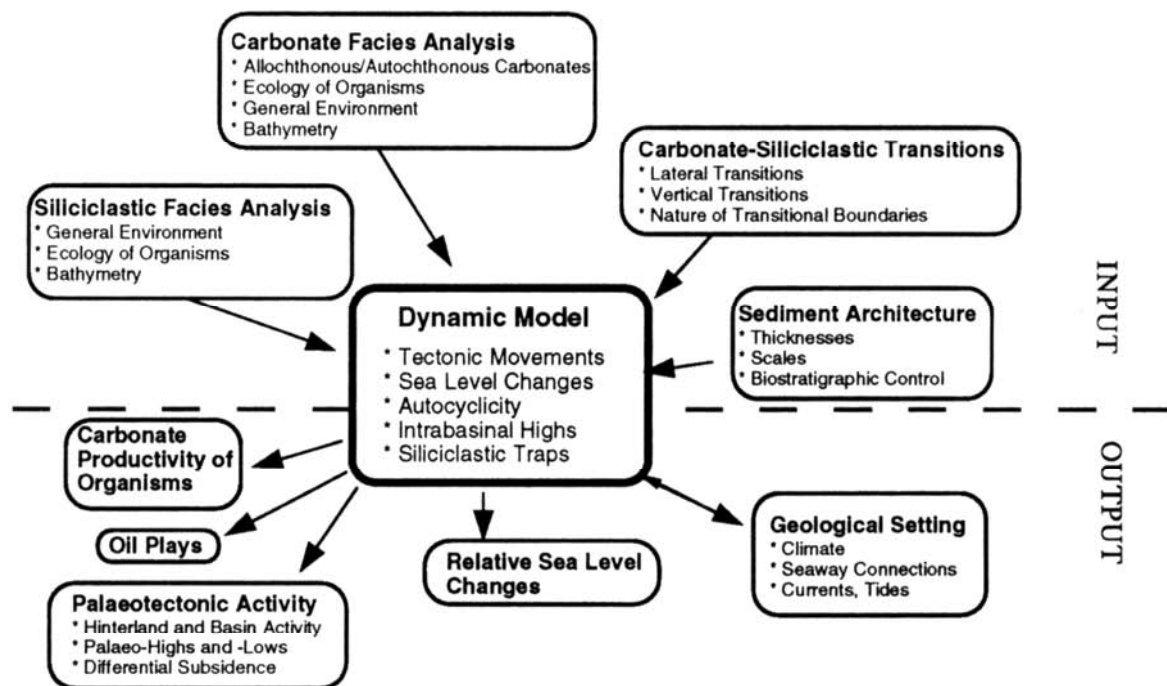


Abb. 1: Das hohe Potential einer gemischt karbonatisch-siliziklastischen Beckenanalyse zur Entschlüsselung wesentlicher Paläostruktur- und Paläoumweltfaktoren.

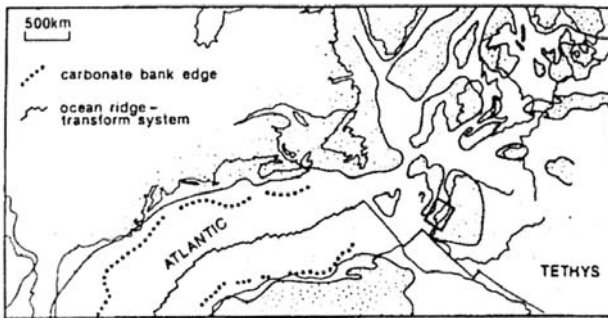
Fig. 1: The great potential of mixed carbonate-siliciclastic successions as a sensitive recorder of palaeostructuration and palaeo-environmental change.

weitergeführt (GEYER 1955, FÜRSICH & WERNER 1988, 1989). Die erste moderne Abhandlung über die Biostratigraphie des mittleren und höheren Malm erfolgte durch RUGET-PERROT (1961). Unabhängig davon begann die erste Phase der Erdölexploration, wobei wiederum dem Oberjura besondere Beachtung zuteil wurde (z.B. MEMPEL 1955, OERTEL 1956, CHAUMEAU 1962). In den fünfziger Jahren begann ebenfalls die kartenmäßige Erfassung der oberflächengeologie durch den Geologischen Dienst von Portugal, welche u.a. auf Choffats Arbeiten sowie auf Berichten aus der Erdölexploration aufbaute (z.B. ZBYSZEWSKI et al. 1955, ZBYSZEWSKI & ASSUNÇÃO 1965).

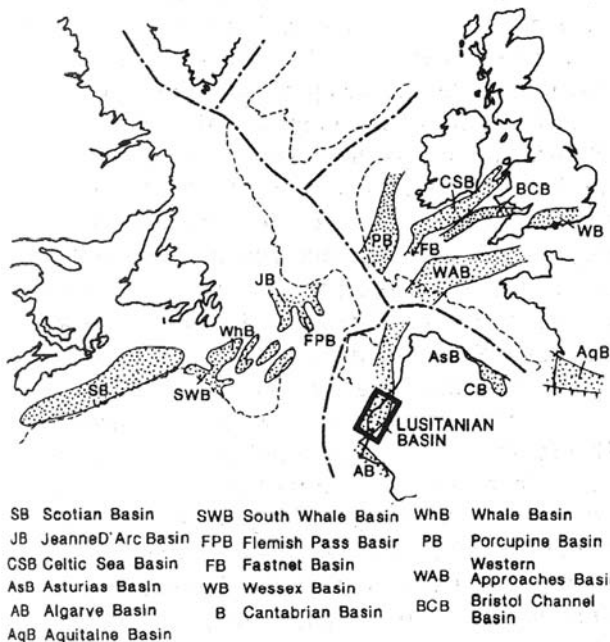
Seit Beginn der siebziger Jahre erfolgte eine zweite Phase der biostratigraphischen Untersuchungen (MOUTERDE et al. 1971), wobei nun auch die Mikroorganismen mit einbezogen wurden (RAMALHO 1971, RAMALHO 1981, RAMALHO & REY 1975). Teilweise wurden dabei bereits fazielle Aspekte berücksichtigt. Eine nach modernen Gesichtspunkten ausgerichtete fazielle und ökologische Analyse der oberjurassischen Ablagerungen begann mit den Arbeiten von WILSON (1975a), FÜRSICH & SCHMIDT-KITTLER (1980) und FÜRSICH (1981). Weitere Beiträge wurden u.a. durch FÜRSICH & WERNER (1984, 1986, 1991), LEINFELDER (1983, 1986), LEINFELDER et al. (1993a,b), RAMALHO (1988), SCHMIDT (1986), WERNER

(1986), WERNER et al. (1994) und WRIGHT (1985) geliefert. Weitere Arbeiten sind demnächst verfügbar (NOSE in Vorb., SCHMIDJ in Vorb.). Paläogeographische Rekonstruktionen des Oberjura und die Analyse der Beckengeometrie, z.T. unter plattentektonischem Bezug, finden ebenfalls seit Mitte der siebziger Jahre statt (WILSON 1975b, 1979, MOUTERDE et al. 1979, FELBER et al. 1980, GUERY 1984, GUERY et al. 1986, LEINFELDER 1986, 1987a, WERNER 1986).

Das Zusammenfügen der Einzelergebnisse zu einer beckenumspannenden Gesamtinterpretation wird besonders durch die mangelhafte biostratigraphische Kontrolle erschwert. Die biostratigraphischen Gliederungsmöglichkeiten sind insbesondere bei der Verwendung von Mikroorganismen meist zu grob, um die häufigen Fazieswechsel zeitlich auflösen zu können (s. Kap. 2.1). Darüberhinaus stellen terrestrische Abfolgen einen großen Anteil der oberjurassischen Sedimente. Zwar sind erste palynologische Einstufungen aus Teilbereichen vorliegend (MOHR & SCHMIDT 1988), sie lassen sich jedoch bislang noch nicht auf das Gesamtbecken anwenden. Die stratigraphischen Schwierigkeiten werden besonders bei der Betrachtung der vorhandenen geologischen Kartenblätter deutlich (z.B. ZBYSZEWSKI & ASSUNÇÃO, ZBYSZEWSKI et al. 1965, 1966). Häufig stellen die kartierten Schichtglieder



(a)



(b)

Abb. 2: (a) Paläogeographische Kartenskizze des Nordatlantiks zur Zeit des höheren Oxfordium. Der Rahmen zeigt die Position des Lusitanischen Beckens (vereinfacht nach VOGT & TUCHOLKE 1986: Taf. 9C). (b) Die mesozoischen Randbecken des nördlichen Atlantiks in ihrer Position vor der Ozeanöffnung (aus LEINFELDER & WILSON 1989).

Fig. 2: (a) Palaeogeographic sketch map for the North Atlantic region during the Late Oxfordian (simplified from VOGT & TUCHOLKE 1986). (b) The mesozoic marginal basins of the North Atlantic and their position prior to ocean opening (from LEINFELDER & WILSON 1989).

eine Mischung aus bio- und lithostratigraphischen Einheiten dar. Aufgrund dieser Schwierigkeiten findet seit einigen Jahren eine - noch nicht vollständig abgeschlossene - lithostratigraphische Neuaufnahme des Beckens unter Aspekten der Sequenzstratigraphie und der genetischen Stratigraphie statt, wodurch innerhalb des verfügbaren biostratigraphischen Gerüsts weitere zeitliche Unterteilungen möglich werden (LEINFELDER 1986, 1987a, 1988a, 1993b; LEINFELDER & WILSON, in Vorb.; s. Kap. 6.3.3). Zwischenzeitlich sind neben vielen Bohrungen auch neuere seismische Profile

aus der Erdölindustrie zugänglich, so daß seismische Methoden ebenfalls auf das Becken angewandt werden können (LEINFELDER & WILSON 1989, ELLIS et al. 1990, WILSON et al. 1989). Wünschenswert ist allerdings eine weitere Verfeinerung der mikro- und makrostratigraphischen Kontrollmöglichkeiten, da derartige stratigraphische Lösungsansätze eine starke Modellkomponente aufweisen.

1.3 Abriß der Entwicklung des Lusitanischen Beckens

LEINFELDER (1987a) gab einen kurzen Überblick über die Gesamtentwicklung des Lusitanischen Beckens. LEINFELDER & WILSON (1989) und WILSON et al. (1989) beschrieben die Beckenentwicklung unter strukturellen und sequenziellen Gesichtspunkten. Der folgende Abriß der Beckenentwicklung basiert auf den erwähnten Arbeiten.

Das Lusitanische Becken von Westportugal bildete sich als ozeanisches Randbecken im Zusammenhang mit der Atlantiköffnung. Während des Mesozoikums und des Tertiärs befand sich der Iberische Mikrokontinent in einer Position zwischen dem jungen Atlantik und der Tethys (Abb. 2a). Dementsprechend wurde auch das Lusitanische Becken durch sukzessive Phasen der Atlantiköffnung bzw. Tethysschließung beeinflusst. Kompressive tertiäre Tektonik, verursacht durch die Pyrenäen- und Betidenfaltung, bewirkte die Inversion der mesozoischen Beckenfüllung und damit die Erhaltung dieser Sedimente auf dem Festland (s.u.). Im Gegensatz dazu liegen fast alle restlichen nordatlantischen Randbecken heutzutage unter dem Meeresspiegel. Das Lusitanische Becken besitzt damit eine exemplarische Bedeutung: Zusätzlich zu den durchwegs guten bis zufriedenstellenden, an der Küste sogar hervorragenden Aufschlußverhältnissen gesellt sich eine inzwischen weitgehend zugängliche Fülle von Untergrunddaten (Bohrungen, Seismik). Das gut untersuchte Lusitanische Becken kann somit als Modell für weniger gut zugängliche Randbecken (Abb. 2b) angesehen werden.

Von Lissabon ausgehend, erstreckt sich das Becken mindestens 250 km nach Norden und 50 km nach Süden (Abb. 3, 5). Der 50 bis 100 km breite Streifen mesozoischer Gesteine verläuft in NNE-SSW Richtung und wird im Osten durch das variszische Grundgebirge der Iberischen Meseta begrenzt. Vor der Küste sind Teile des westlichen Beckenrandes in den variszischen Gesteinen der Berlengas und Farilhães Inseln relikthaft erhalten.

Die mesozoische Beckenfüllung ist bereichsweise über 4000 Meter mächtig. Sie läßt sich in vier durch größere Erosionsdiskordanzen begrenzte Megasequenzen untergliedern (Abb. 4). Verursacht

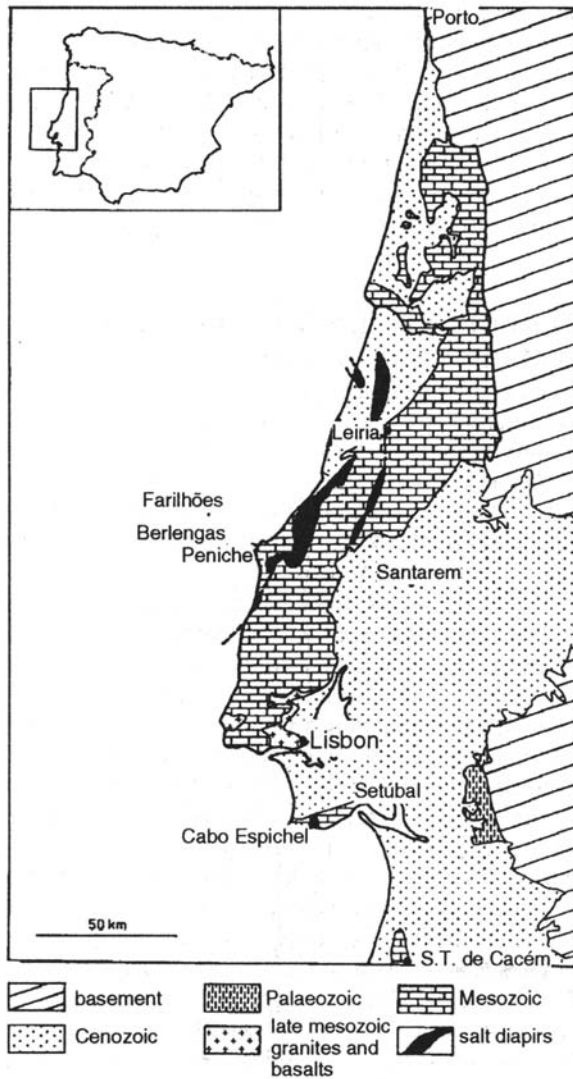


Abb. 3: Geologische Karte des westlichen Mittelportugals
 Fig. 3: Geological map of west central Portugal

wird diese sequenzielle Unterteilung durch die einzelnen tektonischen Entwicklungsabschnitte des Beckens. Überregionale oder globale eustatische Meeresspiegelschwankungen werden durch die großtektonisch verursachten stark überlagert, können in manchen Zeitabschnitten jedoch gut erkannt werden (s. Kap. 6.3.3; 7.5).

Die wichtigsten tektonischen Elemente des Beckens streichen in NNE-SSW, NE-SW, N-S und, seltener, in NW-SE Richtung. Diese Richtungen sind an alte, wiederbelebte Grundgebirgsstrukturen gebunden (WILSON 1979, WILSON et al. 1989).

Tektonosedimentäre Sequenz 1: Obere Trias bis Callovium: Die in der Oberen Trias einsetzenden Dehnungsvorgänge bewirkten die Reaktivierung

variszischer Störungen. Antithetische und synthetische Vertikalbewegungen, aber auch transtensionale Störungen führten zu Graben- und Halbgrabenstrukturen, die durch die fluviatilen Rotserien der Silves Formation verfüllt wurden (Abb. 4; PALAIN 1976, LEINFELDER & WILSON 1989, WILSON et al. 1989). Darüber lagerte sich die evaporitisch-tonige bis dolomitische Dagorda Formation ab. Vom Sinemurium bis ins Callovium herrschten durchgehend marine Verhältnisse. Die Sedimentation war nun weitgehend unbeeinflusst von der ursprünglichen morphologischen Differenzierung des Beckenbodens. Der Untere und Mittlere Jura zeigen über weite Bereiche keine sprunghaften Mächtigkeitsveränderungen, was durch langsames Absinken der in der Oberen Trias ausgedünnten Lithosphäre infolge thermischen Ausgleichs erklärt werden kann (WILSON et al. 1989). Während des höheren Unterjura und des tieferen Mitteljura weisen das Auftreten allochthoner Kalkarenite sowie lokale siliziklastische Schüttungen jedoch auf die weiter fortbestehende tektonische Aktivität am westlichen Beckenrand hin (WRIGHT & WILSON 1984).

Die Coimbra, Brenha und Candeeiros Formationen des Unteren und Mittleren Jura stellen Ablagerungen von großräumigen Karbonatrampen dar. Mächtige Oolithbarrensysteme separierten dabei ostwärts gelegene lagunäre und peritidale Faziesbereiche von westwärts anschließenden Karbonaten und - im Fall der Brenha Formation - bituminösen Kalk/Mergel-Abfolgen des tieferen Wassers (WATKINSON 1987, AZEREDO 1988). Die Ausbreitung der Candeeiros-Flachwasserkarbonate auf Kosten der tieferen Beckenteile kann mit dem langsamen Abfall des Meeresspiegels im mittleren Mitteljura erklärt werden (WILSON et al. 1989; vgl. HAQ et al. 1987). Wiederauflebende Intrabecken-tektonik löste im höheren Mitteljura den Beginn der Salzmigration aus. Dies führte zu einer zusätzlichen Beckendifferenzierung und verursachte lokale Winkeldiskordanzen oder das Fehlen des gesamten Callovium (ZBYSEWSKI & MOITINHO DE ALMEIDA 1960, RUGET-PERROT 1961, SEIFERT 1963).

Tektonosedimentäre Sequenz 2: Mittleres Oxfordium bis Berriasium: Unterhalb dieser Sequenz befindet sich ein beckenweiter Hiatus. Bereichsweise konnte das Fehlen der Zonen des obersten Callovium sowie des unteren Oxfordium nachgewiesen werden (RUGET-PERROT 1961). Der Auftauchhorizont ist in der Regel als Erosionsdiskordanz ausgebildet und intensiv durch Eisenlösungen imprägniert, verkarstet oder mit Calichekrusten überzogen (LEINFELDER 1983, WRIGHT & WILSON 1987, EHSES 1989, weitere eigene Beobachtungen). Außerhalb des Beckens sind Schichtlücken, z.T. mit Verkarstungsphänomenen im Algarvebecken (ROCHA 1976, OLIVEIRA 1984), aus Spanien (BENKE 1981),

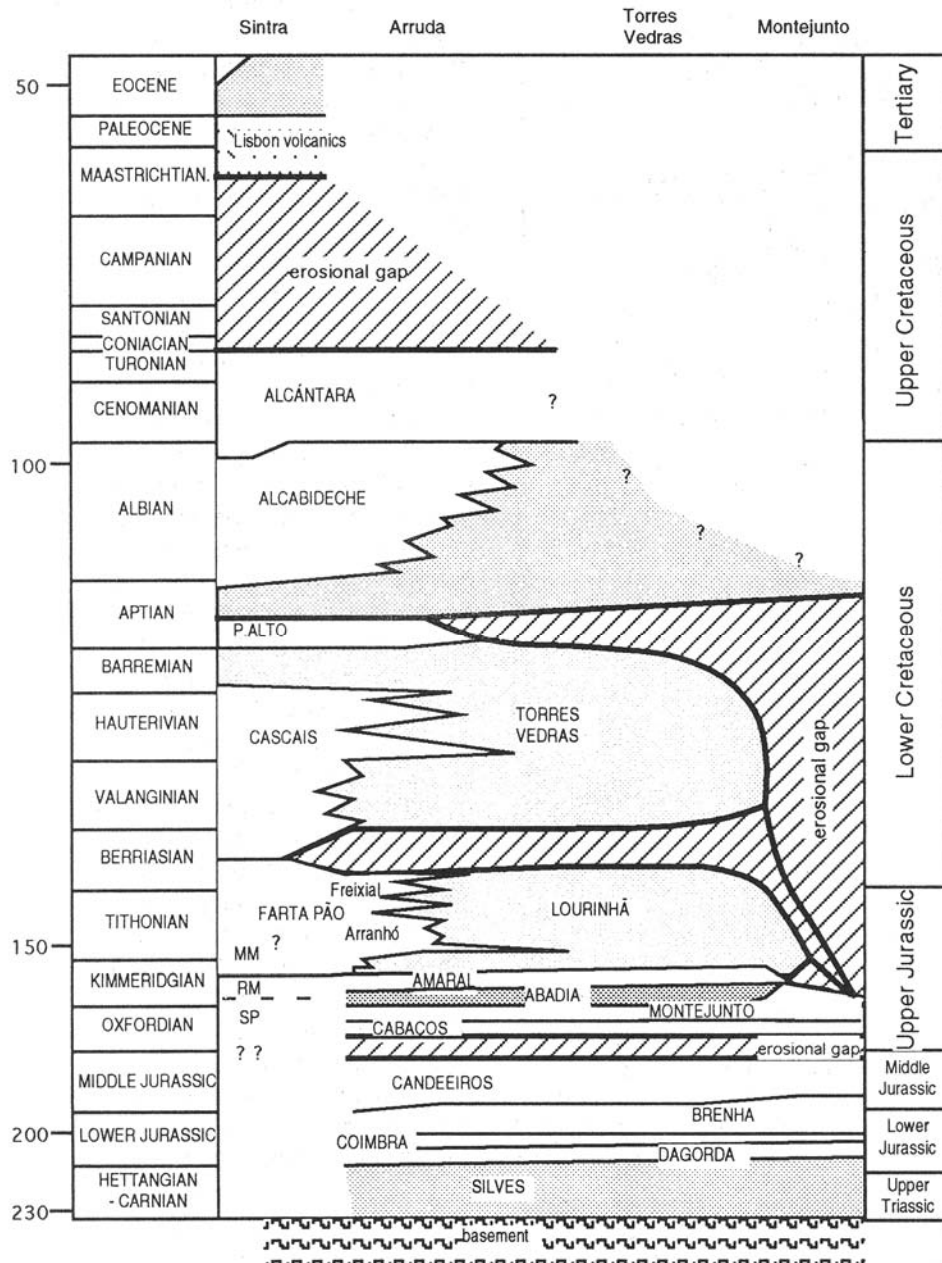


Abb. 4: Lithostratigraphische Gliederung des Lusitanischen Beckens. Die Gliederung hat noch informellen Charakter. Eine formale Neudefinition ist in Vorbereitung (LEINFELDER, MANUELLA, RAMALHO, WILSON in Vorb.). Die Zeitskala ändert sich an der Basis des Oberen Jura..

Fig. 4: Informal lithostratigraphic reinterpretation for the Lusitanian Basin, currently under discussion (above authors, in prep.).

Westfrankreich (ENAY et al. 1982), sowie z.T. aus dem Grand Bank Bereich (LANCLOT & WINTERER 1980) bekannt.

Nach WILSON et al. (1989) läßt sich der Hiatus durch Ereignisse bei der Öffnung des südlichen Nordatlantiks erklären. Die Ozeanbodenbildung begann dort im Callovium und sprang während des Oxfordium ostwärts (entspricht paläosüdwärts) in den tethydischen Bereich. Dies verursachte, nach dem initialen Rifting in der obersten Trias und dem

untersten Unterjura den Beginn einer zweiten Riftphase im Bereich der Ränder des späteren zentralen Nordatlantik. Im Lusitanischen Becken führte die zweite Riftphase zur subaerischen Exposition und darauffolgender intensiver tektonischer und damit verbundener halokinetischer Differenzierung. Das Becken untergliederte sich dadurch in drei Subbecken bzw Depocenter (WILSON 1979, LEINFELDER & WILSON 1989; s. Abb. 5).



Abb. 5: Kartenskizze des zentralen Lusitanischen Beckens mit den wichtigsten Strukturelementen und Lokalnamen. (nach WILSON et al. 1989, ELLIS et al. 1990). Schwarz: Aufschlüsse größerer Karbonatplattformen des Oberoxfordium und Kimmeridgium. (Die reefalen Kalke der Amaral, Castanheira und Arranhó Einheiten sind nicht angegeben; s. Abb. 6, 117, 151). Punktiert: Aufschlüsse der evaporitischen Dagorda Formation in Diapirkernen.

Fig. 5: Map of the central part of the Lusitanian Basin showing principal structural elements and sites (after WILSON et al. 1989, ELLIS et al. 1990). Black: outcrops of Upper Oxfordian and Kimmeridgian carbonate platforms. Dotted: Dagorda Formation. See Figs. 6, 117, 151 for location of additional smaller buildups and reefs.

Der Hiatus wird von den Cabaços Schichten überlagert, einer Folge von bituminösen, in Bohrungen häufig Anhydrit-führenden Karbonaten und Mergeln, sowie Konglomeraten limnischer, seltener mariner sowie nichtaquatischer Bereiche (FELBER et al. 1982, LEINFELDER 1983, WRIGHT & WILSON 1985, EHSES 1989). Im Oberen Oxfordium kamen die vollmarinen kalkigen Montejunto Schichten mit Mächtigkeiten von <400 m bis 1200 m zur Ablagerung. Ihr fazielles Spektrum reicht von ammonitenführenden Tiefwasserkalken über Hangablagerungen bis zu Plattformkalken (ELLIS et al. 1990; s. Kap. 3.1). Der Höhepunkt der zweiten Riftphase

lag im Übergangsbereich Oxfordium-Kimmeridgium (LEINFELDER & WILSON in Vorb.). Beginnend im obersten Oberoxfordium (ATROPS & MARQUES 1986), wurden von den Beckenrändern wieder siliziklastische Sedimente ins Becken geschüttet (Tojeira Einheit der Abadia Schichten). Das Arruda-Subbecken entwickelte sich aufgrund transtensionaler Bewegungen zu einem kontinentalen pull-apart Becken (LEINFELDER & WILSON 1989). Die enorme Subsidenz führte zur Ausbildung eines bis zu 2200 m mächtigen, vom östlichen Beckenrand geschützten, überwiegend marinen Fächersystem (Castanheira Schichten; s. Kap. 3.2). Darüber breitete sich mit den höheren Abadia Schichten ein feinklastisches Hangsystem aus, welches südwärts progradierte. Auf dessen Top bildete sich die Amaral Formation, bestehend aus oolithischen und korallenreichen Kalken (s. Kap. 3.3). Auf Hochgebieten sowie in von klastischen Einflüssen entfernten bzw. geschützten Bereichen kamen zeitgleich mit den Abadia Schichten Flachwasserkarbonate zur Ablagerung (LEINFELDER 1987a, ELLIS et al. 1990; s. Kap. 6.3). Die Zuschüttung der marinen Bereiche durch progradierende terrestrische Klastika begann im Nordteil des Beckens bereits im tieferen Kimmeridgium und schritt zunehmend nach Süden vor (Lourinhã Formation). Der verbleibende golfartige, lagunär-ästuarine, marine Bereich war durch kalkig-mergelig-siliziklastische Sedimentation charakterisiert, in die sich z.T. Korallen-Fleckenriffe einschalteten (Arranhó und Freixial Einheiten der Farta Pão Formation; s. Kap. 3.5). Diapirschwellen und Halbhorststrukturen sowie die im Tithonium häufigen Meeresspiegelschwankungen verursachten dabei einen teilweise komplizierten Küstenverlauf des verbleibenden marinen Bereichs (LEINFELDER 1986, 1987a). Im Berriasium lag nur noch die Umgebung von Lissabon - Sintra im randlich marinen Bereich. Im Südteil des Lusitanischen Beckens, in der Serra da Arrábida, griffen die Klastika nicht von Nord nach Süd, sondern von Ost nach West in einen karbonatisch dominierten Bereich vor (SEIFERT 1963, FELBER et al. 1982).

Tektonosedimentäre Megasequenzen 3 und 4: Valanginium - Unteres Aptium; Oberes Aptium bis Turonium: Beide Sequenzen zeigen ein sehr ähnliches Faziesmuster. Fluviale Sande im nördlichen Beckenteil werden südwärts durch marine Mergel und Rudistenkalke abgelöst (REY 1972). Beide Sequenzen werden von Erosionsdiskordanzen unterlagert, deren Magnitude nach Osten zunimmt (op.cit.). Die verursachenden tektonischen Bewegungen erklären sich durch Riftbewegungen im 'offshore'-Bereich nordwestlich der Iberischen Halbinsel (Basis von Sequenz 3) bzw. durch das

Einsetzen der Ozeanbodenbildung in diesem Gebiet (Basis von Megasequenz 4)(WILSON et al. 1989).

Oberste Kreide bis Miozän: Ablagerungen der obersten Kreide sind nur im nördlichsten Teil des Beckens vorhanden und bestehen überwiegend aus Sandsteinen. Im Süden drängen der Sintra Granitkomplex in der Oberen Kreide und die basaltischen Laven von Lissabon v.a. im Paläozän auf. Die tertiären Monte Real und Tejo-Subbecken sind im wesentlichen durch oligozäne und miozäne, grobe fluviatile Siliziklastika mit untergeordnet lakustrin-palustrinen Einschaltungen verfüllt; am Ende des Miozäns kam es nochmals zur Bildung mariner Kalke (RIBEIRO et al. 1979, AZEREDO & CARVALHO 1986).

Von der obersten Kreide bis ins Miozän war die Iberische Halbinsel kompressiven Bewegungen unterworfen. Zwischen oberster Kreide und Eozän erfolgten Subduktion und Deckenbildung in den Pyrenäen, was insbesondere im offshore-Bereich nordwestlich des Lusitanischen Beckens und wahrscheinlich im nördlichen Lusitanischen Becken Inversionen verursachte (MOUGENOT et al. 1984, 1986; WILSON et al. 1989). Die Inversion im zentralen und südlichen Teil des Lusitanischen Beckens ist miozänen Alters und wurde durch die Hauptdeckenbewegungen in den Betiden bedingt. WILSON et al. (1989) nehmen aufgrund erhöhter Inkohlungsgrade der organischen Substanz an, daß über den heute aufgeschlossenen mesozoischen Sedimenten des Beckens bis zu 1000 Meter tertiärer Sedimente seit der Inversion abgetragen wurden.

Die im folgenden näher geschilderten Fallbeispiele stammen aus dem oberjurassischen Teil der Megasequenz 2. In dieser Zeit lag der Höhepunkt der zweiten Riftphase; dies führte dementsprechend zu einem faziell sehr stark untergliederten Ablagerungsraum.

1.4 Chapter summary: Introduction

Since the last century the Upper Jurassic of the Lusitanian Basin, situated in west-central Portugal, is studied for its rich fauna and its great diversity of sediment types. Coral reefs and carbonate platforms deserve a special interest, since they are perfect, mostly well exposed examples for the analysis of the sedimentary and faunistic pattern of small to large-scaled buildups and platforms. Interestingly, most of them grew in a setting dominated by siliciclastics. Hence, the study of these structures should contribute to the knowledge of (1) the sedimentology, ecology and controlling factors of Upper Jurassic coral-dominated reefs, (2) the structure, architecture, and origin of medium-sized Phanerozoic carbonate platforms, and (3) factors and control mechanisms allowing

for penecontemporaneous siliciclastic and carbonate sedimentation.

The Lusitanian Basin is a Mesozoic Atlantic ocean marginal basin which, unlike most other Atlantic marginal basins, is exposed onshore. This is due to later inversion tectonics in the course of Alpine-Mediterranean compression. The character of the basin fill may, therefore, serve as a model for similar, yet less accessible offshore basins. The sedimentary and structural development of the Lusitanian Basin can be described by four tectono-sedimentary megasequences, each of which is terminated by major subaerial erosional unconformities. Megasequence 1 spans Upper Triassic to Callovian sediments. It comprises sediments of the initial rift phase (red beds, volcanics, evaporites) and the subsequent sagging phase (ramp-type carbonates, basinal marl-limestone successions). Megasequence 2 encompasses Oxfordian to Berriasian sediments and characterises a second, strike-slip dominated, rift phase of the basin, including the development of subbasins, and the more passive infill of the newly created basin morphology. Sediments are highly differentiated and include siliciclastic and carbonate deep-water to very shallow, marginal marine to lacustrine sediments, as well as an enormous amount of terrestrial red beds. Both source and reservoir rocks are frequent within this sequence. Megasequences 3 and 4 comprise sediments from the Valanginian to the Turonian, and show again a more simple facies patterns, with red beds to the North passing into shallow marine sediments towards south. The rest of the basin is filled up by sediments of Late Cretaceous to Miocene age, most of which were eroded after inversion, which largely occurred during the Miocene. A more complete record of basin development (in english language) is given by LEINFELDER & WILSON (1989) and WILSON et al. (1989).

The reefs and carbonate buildups analysed in this study grew during, or directly after, the rift peak of megasequence 2, which explains the highly differentiated morphology of the basin and the penecontemporaneous occurrence of carbonate and siliciclastic sedimentation.

2 DIE OTA-PLATTFORM - EIN MODERNER RIFFKOMPLEX IM OBERJURA

Die Ota-Plattform stellt ein außergewöhnliches Fallbeispiel einer oberjurassischen koralligenen Karbonatplattform dar und weist sich durch gute fazielle Vergleichbarkeit mit rezenten Plattformen wie der Bahamabank oder der Floridabank aus. Sie

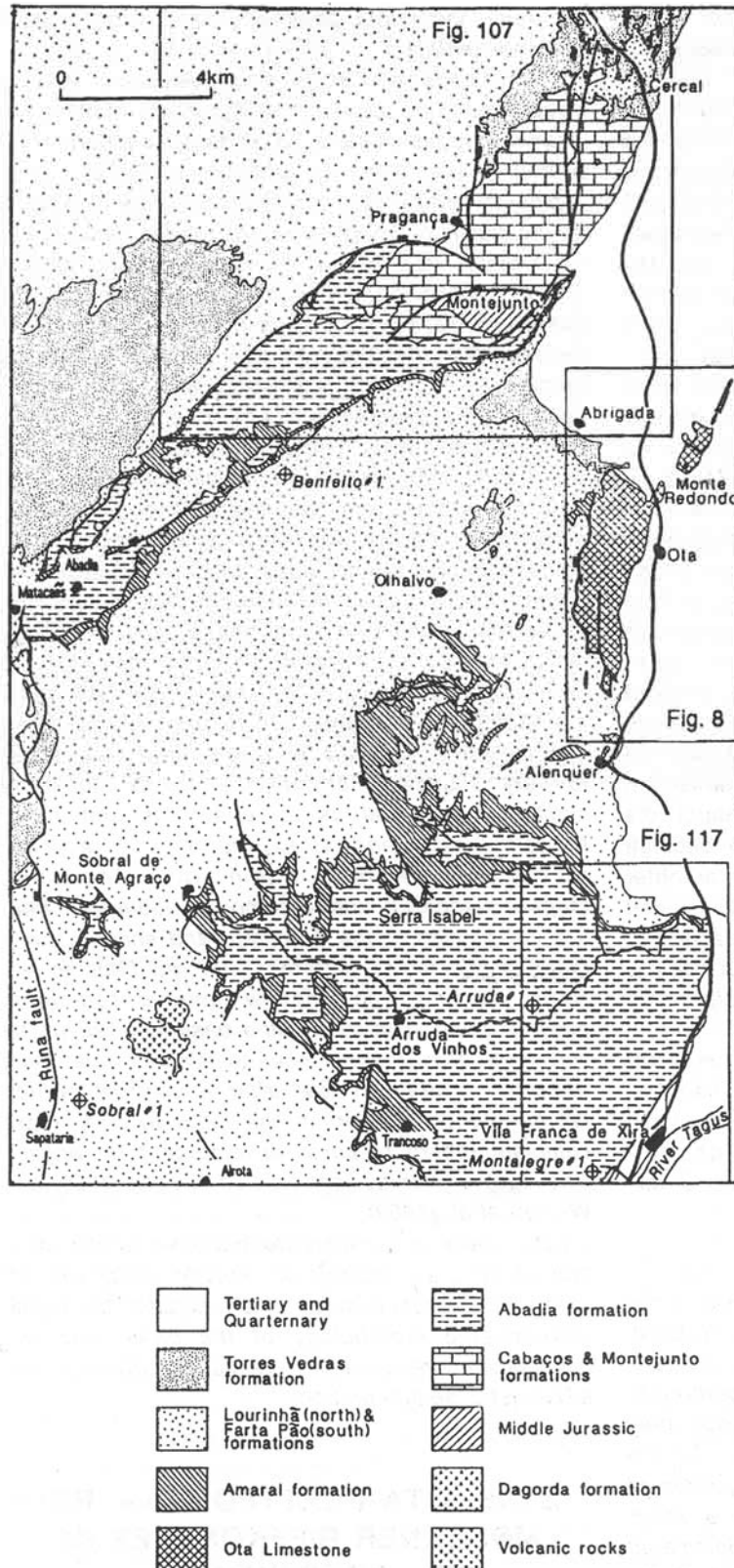


Abb. 6: Geologische Karte des Arruda Subbeckens (nach/after ZBYSZEWSKI & ASSUNÇÃO 1965, ZBYSZEWSKI et al. 1966; verändert). Detailkarten für die Rahmenausschnitte s. Abb. 8, 107, 117 und 151.

Fig 6: Geological map of the Arruda Subbasin. For closeups of framed areas see Figs. 8, 107, 117, 151.

ist durch eine hochenergetische Riffzone sowie zonierte innere Plattformbereiche gekennzeichnet. Kleinmaßstäbliche Autozyklen sind deutlich ausgebildet. Die aggradative Architektur wird durch die starke Untergrundstrukturierung bedingt. Intraformationelle und postdepositionelle Verkarstung sind ebenfalls gut entwickelt. Aufgrund der exemplarischen Bedeutung dieser Fallstudie wird hier die Entwicklung und Ausbildung der Ota-Plattform detailliert geschildert.

Der Otakalk findet sich an der heutigen Ostgrenze des Lusitanischen Beckens im Nordteil des Arruda Subbeckens (s. Abb. 5). Er tritt in einem ca. acht Kilometer langen und bis zu zwei Kilometer breiten Streifen zwischen den Ortschaften Alenquer im Süden und Abrigada im Norden zu Tage (Abb. 6). Benannt ist er nach der Ortschaft Ota, welche sich auf seiner Ostseite befindet. Vom Monte Redondo aus zieht ein weiterer schmaler Streifen des Otakalks nach Nordnordost.

Die Zugänglichkeit und die Aufschlußverhältnisse der mit lichterem Gestrüpp oder Pinienwald bewachsenen Hochfläche sind fast überall gut bis sehr gut. Im Süd- und Südwestteil liegen einige große, im Abbau befindliche Steinbrüche (v.S.n.N.: Alenquer-Bruch, Bruch beim Casal da Vale de Junco, Bruch bei trigonometrischem Punkt Bairro 1, Bruch Pedreira Lima, Brüche Pedreira Santa; s. Abb. 8). Daneben finden sich im Süd- und Nordteil eine Fülle kleiner Handabbauten, in denen der Kalk zu Pflastersteinen behauen wird. Diese künstlichen Aufschlüsse liegen bevorzugt am Top bzw. im höheren Teil des Otakalks, kommen jedoch auch entlang einiger Täler vor (z.B. östlich der Brüche Pedreira Santa).

Daneben existieren etliche steil und tief eingeschnittene Täler im Nordteil der Ota-region (z.B. Soalheiro-Tal, Tal südlich des Rio Ota, Tal des Rio Ota, Vale Choupo). Die natürlichen und künstlichen Aufschlüsse erlauben gute Einblicke in die Architektur des Otakomplexes.

Nur teilweise ist die Gesteinsaufnahme durch die Steilheit und Labilität insbesondere der größeren Steinbruchwände erschwert. Gerade im Südteil des Otakalks verändern sich die Aufschlußverhältnisse durch enormen Vortrieb der Steinbrucharbeiten laufend. Durch kriminelle Brandrodung wurden kurz vor Fertigstellung dieser Arbeit die Aufschlußverhältnisse in der lagunären Zone z.T. verbessert.. Eine überblicksmäßige Inaugenscheinnahme der neuen Situation ergab jedoch keine Veränderungen zu den zuvor vorgefundenen geologischen Verhältnissen. Der Versuch, Eukalyptusplantagen auf den brandgerodeten Flächen anzulegen, muß wegen des enorm tiefliegenden Karstwasserspiegels zum Scheitern verurteilt sein. Dies wird in Zukunft zur weiteren Freilegung des Nordteils des Otakalks führen, jedoch leider unter Verlust der einzigartigen Vegetation und der gesamten Bodenkrume.

Die Gesamtmächtigkeit des aufgeschlossenen Teil des Otakalks beträgt etwa 160 m (s. Kap. 2.2.6). Die hochreinen, im allgemeinen sehr hellen Kalke grenzen -meist entlang von Störungen - allseitig an oberjurassische, kretazische und tertiäre, terrestrische Siliziklastika (Abb. 6, 8). Dem Otakalk vergleichbare Karbonate sind in der näheren Umgebung nicht vorhanden. Manche Bereiche der ebenfalls in der Nachbarschaft des Otakalks auftretenden Amaral Formation ähneln faziell jedoch Teilen des Otakalks. Bislang lagen weder detaillierte stratigraphische und strukturelle noch fazielle Untersuchungen der Ota Einheit vor. Der Verfasser führte im Otakalk insgesamt ca. 14 Monate Geländeuntersuchungen durch. Die biostratigraphische und fazielle Auswertung basiert neben den Geländestudien und Fossilauflösungen auf ca. 700 Gesteinsanschliffen und Azetatfolienabzügen sowie ca. 350 Dünnschliffen.

Fazies, Ökologie, Architektur und postsedimentäre Geschichte der Ota-Plattform werden hier in einer detaillierten Fallstudie unter Einschuß aller verfügbaren Daten vorgestellt, um einen Vergleich dieser außergewöhnlichen oberjurassischen Karbonatplattform mit ähnlichen Bildungen zu ermöglichen. Allgemeinere Ergebnisse der Untersuchung dieser Plattform wurden teilweise bereits publiziert und fließen in zusammengefaßter und bereichsweise ergänzter Form in die vorliegende Studie ein. Genese und Bedeutung der Black Pebbles des Otakalks sind in LEINFELDER (1987b) behandelt. LEINFELDER et al. (1988) gaben eine erste Übersicht über die Faziesbereiche des Otakalks und diskutierten insbesondere die Kriterien für die stratigraphische Einstufung des Komplexes. LEINFELDER & WILSON (1989) erläuterten u.a. die strukturelle Position des Otakomplexes innerhalb des Arruda Subbeckens. Daneben wird der Otakalk überblicksmäßig in einer vergleichenden Studie über den strukturellen Aufbau von buildup-Strukturen im Oberjura des Lusitanischen Beckens behandelt (ELLIS et al. 1990). Die Bedeutung des Otariffs für oberjurassische Riffmodelle wird in LEINFELDER (1992) dargestellt.

2.1 Alterseinstufung des Otakalks - eine interdisziplinäre Aufgabe

Für die Analyse des Lusitanischen Beckens war die zeitliche Altersstellung des Otakalks naturgemäß von Wichtigkeit. Tatsächlich ergab sich durch die Einstufung in das 'mittlere' bis höhere Kimmeridgium auch ein von früheren Vorstellungen völlig abweichendes Bild der Paläogeographie des östlichen Beckenrands (s. Kap. 6.3). Darüberhinaus kann die Methodik der Einstufung als exemplarisch für ähnlich problematische Bereiche andernorts angesehen werden: Die für paläogeographische Rekonstruktionen notwendige feine zeitliche Auflösung war nur durch die Kombination biostratigraphischer, lithostratigraphischer, und struktureller Untersuchungen sowie genetischer Interpretationen möglich. LEINFELDER et al. (1988: Fig. 3) zeigen die zeitlichen Einstufungen früherer Bearbeiter sowie die dieser Arbeit zugrunde liegende Einstufung. Funde der Dasycladaceen *Clypeina jurassica* und *Campbelliella striata* zusammen mit den lituoliden Foraminiferen *Alveosepta jaccardi*, *Labyrinthina mirabilis* und *Everticyclammina virguliana* ergeben gemäß der mikropaläontologischen Zonierung für Portugal (RAMALHO 1981) einen potentiellen Bildungszeitraum von 'mittlerem' bis höherem Kimmeridgium (*Clypeina jurassica* Subzone der *Alveosepta jaccardi* Zone)(vgl. Abb. 7). Andererseits zeigt die teilweise Überlagerung des verkarsteten Otakalkes durch die Amaral Formation, daß beide kein zeitliches Äquivalent darstellen (LEINFELDER et al. 1988). Der aufgeschlossene Teil der Ota-Plattform bildete sich somit zur Zeit der klastischen Abadia-Sedimentation.

Beim Vergleich der zeitlichen Verbreitung der diagnostischen Formen mit anderen europäischen Vorkommen fallen deutliche Unterschiede auf. So kommt z.B. *Clypeina jurassica* in Mittel- und Südeuropa meist bis ins höhere Tithonium, z.T. sogar bis in die Kreide vor (z.B. BENEST et al. 1975, AZEMA et al. 1977, GARCIA-HERNANDES & LOPEZ-GARRIDO 1979). Die in Portugal erst im höheren Tithonium beginnende *Anchispirocyclus lusitanica* Zone beginnt nach SEPTFONTAINE (1981) bereits im Kimmeridgium. Inwieweit Vor- bzw. Nachläuferformen, Migration der Formen oder Faziesabhängigkeit für die unterschiedlichen zeitlichen Verbreitungen maßgeblich sind, wurde bislang noch nicht hinreichend untersucht.

Zwar gibt es auch innerhalb Portugals einige offene Fragen, jedoch sprechen etliche Ammonitenfunde für die grundsätzliche Richtigkeit der verwendeten mikrobiostratigraphischen Gliederung für den Raum Portugal (vgl. z.B. RAMALHO 1971, MOUTERDE et al. 1972, 1979, LEINFELDER 1986, WERNER

Alveosepta jaccardi biozone			interval biozone	Anchispirocyclina lusitanica biozone
Heteroporella lusitanica subzone	interval subzone	Clypeina jurassica subzone		
				<i>Heteroporella lusitanica</i>
				<i>Alveosepta jaccardi</i>
				<i>Kurnubia palastiniensis</i>
				<i>Salpingoporella annulata</i>
				<i>Labyrinthina mirabilis</i>
				<i>Cladocoropsis mirabilis</i>
				<i>Everticyclammina virguliana</i>
				<i>Clypeina jurassica</i>
				<i>Campbelliella striata</i>
				<i>Pseudocyclammina gr. muluchensis</i>
				<i>Terquemella triangularis</i>
				<i>Cylindroporella cf. arabica</i>
				<i>Anchispirocyclina espichelensis</i>
middle Oxfordian	upper Oxford to "middle" Kimmeridg.	"upper" Kimmeridg.	"lower" Portlandian	"upper" Portlandian

Abb. 7: Mikrobiostratigraphische Zonierung des portugiesischen Oberjura (vereinfacht nach RAMALHO 1981).
Fig. 7: Microbiostratigraphic zonation of the Portuguese Upper Jurassic (simplified from RAMALHO 1981).

1986). Ein wichtiges Leitniveau wird insbesondere durch die gut faßbare *Clypeina jurassica* Subzone gestellt. Das Verschwinden von *Labyrinthina mirabilis* am Ende des Kimmeridgium sowie das Erscheinen von *Clypeina jurassica* im höheren Teil des Kimmeridgium ist in praktisch ganz Südeuropa nachzuweisen. Insbesondere in der lagunären Zone des Otakalks (s.u.) findet sich bereits meist an der Basis der Profile sehr häufig *Campbelliella striata* zusammen mit *Labyrinthina mirabilis*, eine Vergesellschaftung, die für die *Clypeina jurassica* Subzone des höheren Kimmeridgium diagnostisch ist. *C. jurassica* selbst findet sich nur gelegentlich. Auch am Top des Otakalks erscheint noch die gleiche Vergesellschaftung. Nur im Profil Rio Ota (s. Kap. 2.2.4), welches auch nach lithostratigraphischen Erwägungen den tiefsten Teil der Abfolge erschließt, findet sich *C. striata* erst 14 Meter oberhalb der Profilbasis. Darunter treten wieder häufig *L. mirabilis*, zusammen mit *K. palastiniensis* auf. Dies könnte das Top der *A. jaccardi* Intervall Subzone anzeigen; möglicherweise wurden die diagnostischen Algen jedoch nur nicht gefunden oder kamen aus faziellen Gründen nicht vor.

Innerhalb der Riff- und Rückriffzone des Otakalks (s. Abb. 8a) finden sich über die gesamte Entwicklung horizontweise *L. mirabilis* zusammen mit *K. palastiniensis* und *E. virguliana*. Gelegentliche Funde von *C. jurassica* kommen bereits an der Basis der Profile vor und weisen damit wieder das höhere Kimmeridgium nach. Am Monte Redondo erscheinen wiederum *A. jaccardi*, *K. palastiniensis* und *L. mirabilis*, allerdings in geringer Häufigkeit. Knapp unterhalb des Monte Redondo Gipfels fanden sich Exemplare von *C. jurassica* und *C. striata*. Aufgrund der seltenen Funde kann dort keine Grenze zwischen der *A. jaccardi* und *C. jurassica*/*L. mirabilis* Zone gezogen werden. Der höchste Teil am Gipfel entspricht jedoch sicher dem höheren Kimmeridgium. Ob in tieferen Bereichen eventuell ältere Sedimente zutage treten, bleibt offen.

Nördlich des Monte Redondo, zwischen Entre Serras und Vale Forno befindet sich ein tektonisch begrenzter, schmaler Span, welcher faziell von der Entwicklung des restlichen Otakalks abweicht (Abb. 8). Hier findet sich ein Massenvorkommen von *Heteroporella lusitanica*, wodurch eine Einstufung in das mittlere Oxfordium ermöglicht wird (*Heteroporella lusitanica* Zone, cf. RAMALHO 1981). Diese

Sedimente werden im folgenden vom Otakalk abgetrennt und als Forno Kalk (Cabaços Schichten) bezeichnet (Kap. 2.2.5). Der ganz überwiegende Teil des aufgeschlossenen Otakalks kann damit dem 'mittleren' bis höheren Kimmeridgium (= höheres Unterkimmeridgium bis Oberkimmeridgium im französischen Sinne) zugerechnet werden. An der Basis des Otakalks ist möglicherweise noch tieferes Kimmeridgium vertreten.

Unklar ist, wie weit der Otakalk noch im Untergrund entwickelt ist. Zwei im Südteil des Otahorst abgeteufte Spülbohrungen zur Wassersuche befanden sich nach MANUPPELLA & BALACO MOREIRA (1984) auch nach 250 Metern noch in reinen Karbonaten. Die Bohrproben wurden vom Verfasser durchgesehen. Das hellweiße, pulverige bis sandkorngroße Spülprobenmaterial erlaubt jedoch keine faziellen oder biostratigraphischen Untersuchungen. Allerdings weist der Mittlere Jura 13 Kilometer südlich, in der Bohrung Montalegre #1 sehr dunkle Farben auf. Das reichhaltige Schliff- und Probenmaterial dieser Explorationsbohrung wurde ebenfalls vom Verfasser durchgesehen. Falls die Dunkel-färbung des höheren Doggers nicht nur ein lokales Phänomen darstellt, hätten die Otabohrungen den Dogger noch nicht erreicht, womit der Otakalk eine Mächtigkeit von mindestens 300 bis 350 Metern aufweisen würde. Der vom Otakalk ebenfalls nur sieben Kilometer entfernte Montejunto Berg zeigt allerdings sehr helle Doggerfazies. Dem Anschein nach lief die Sedimentation des Otakalks keinesfalls kontinuierlich vom mittleren Oxfordium, also vom Forno Kalk bis ins höhere Kimmeridgium durch. Hinweise darauf sind Gerölle von *H. lusitanica*-führendem Mitteloxfordkalk innerhalb von Osten geschütteter, kleiner Kalkkonglomeratfächer (Bruch Relva, Basis des Rio Ota Profils, s. Kap. 2.2.5). Die Position dieser Konglomerate im vermutlichen höchsten Teil des tieferen Kimmeridgium zeigt, daß zumindest im östlichen Teil der Otakalkverbreitung tektonische Anhebungen zum Trockenfallen und sogar zur Exposition von Mitteloxfordsedimenten führten (s. Kap. 2.3.3). Es bleibt damit offen, ob bzw. in welchem Ausmaß oberes Oxfordium und tieferes Kimmeridgium im Untergrund des Otakalks entwickelt sind.

2.2 Die ökologisch-sedimentologische Entwicklung des Otakalks

Die bislang vorliegenden, auf nur sehr überblicksmäßigen Beobachtungen beruhenden Interpretationen des Ablagerungsraums des Otakalks reichen von hemipelagischen Bereichen des tieferen Wassers (MANUPPELLA & BALACO MOREIRA 1984) über lagunäre Intraplattformbereiche (GUERY 1984) bzw. peritidalem Milieu (WILSON 1979) bis hin zur Interpretation als Riff (CHAUMEAU 1962). Keine

dieser Interpretationen ist vollständig falsch, sie gelten jedoch jeweils nur für Teilbereiche des Otakalks.

Abb. 8 zeigt eine Fazieskartierung des Otakalks. Die Fazieszonen sind in Nord-Südrichtung ausgerichtet. Auf eine korallenreiche Zone im Westen (Riffzone) folgen ostwärts eine diskontinuierliche Zone mit häufigen Einschaltungen von Kalkareniten (Rückriffzone), eine Zone mit Loforitsequenzen (Gezeitenzone) sowie eine Kalkschlammzone (lagunäre Zone). Ganz im Osten erscheinen bereichsweise wieder kalkarenitische Sedimente mit Einschaltungen von Korallenbiostromen. Der Monte Redondo und Entre Serras Bereich sind stärker tektonisch zerhackt. Am Monte Redondo finden sich überwiegend Ruhigwasserkarbonate; der Entre Serras Bereich weist eine Wechselfolge von arenitischen Karbonaten, Biostromkalken und schlammreichen Kalken auf. Die Grenzen der Fazieszonen werden durch die vorhandene Topographie im allgemeinen nur wenig beeinflußt. Dies weist auf die relative laterale Stabilität der Faziesgrenzen im Verlauf der Otakalkentwicklung hin (s. Kap. 2.2.6). Eine gewisse Ausnahme bildet die Arenitzone, welche sich teilweise auch über andere Fazieszonen legt (s. Kap. 2.3.1). Wichtig zur Interpretation der Faziesverteilung ist die tektonische Struktur des Otakalks, welche in Abb. 9 dargestellt ist. Über weite Bereiche des Otakalks ist ein prägnanter Black Pebble Horizont zu verfolgen, der insbesondere im Süden des Otakalks in zahlreichen Steinbrüchen und Handabbauten aufgeschlossen ist und die lithostratigraphische Korrelation der meisten Profile ermöglicht (s. Kap. 2.2.6). Dieser Horizont erlaubt auch, tektonische Versätze zu erkennen. Die Störungen verlaufen im allgemeinen in Nord-Süd-Richtung und führen somit zu keinem lateralen Versatz der Fazieszonen. Tektonische Versätze sind meist gering und liegen fast immer innerhalb der einzelnen Fazieszonen. Tektonisches Aneinandergrenzen zweier Fazieszonen tritt nur sehr untergeordnet auf.

2.2.1 Die randliche Riffzone

Die Riffzone des Otakalks wurde bereits in LEINFELDER (1992) beschrieben. Die wesentlichen Ergebnisse sowie weitere Daten zur Riffzone werden hier nochmals zusammenfassend dargestellt.

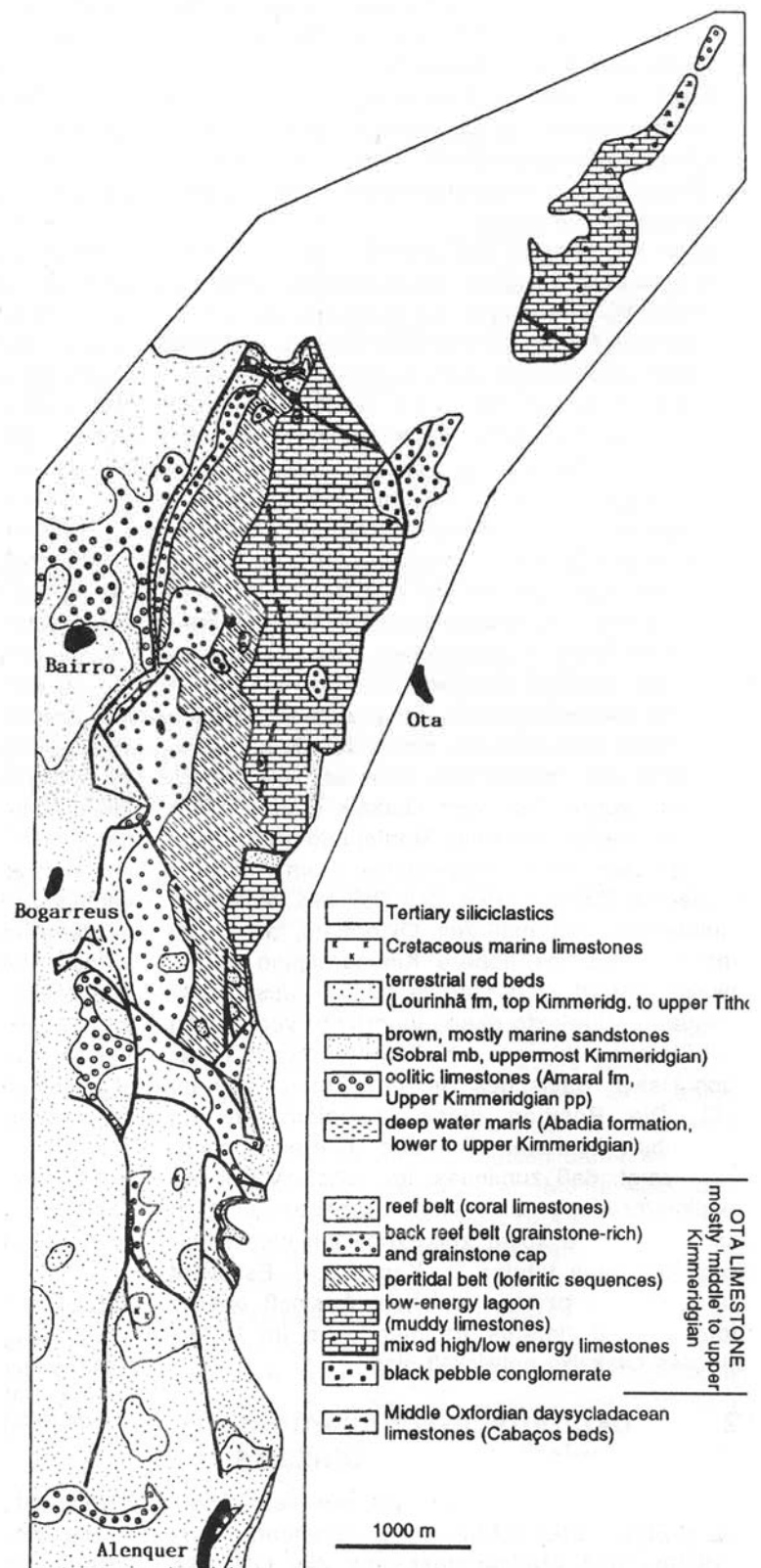
Fazies und Organismen der Riffzone

Die randliche Riffzone ist durch ihren Korallenreichtum gut verfolgbar. In anderen Bereichen des Otakalks erscheinen Korallen nur sehr untergeordnet. Allerdings finden sich insbesondere im Norden des Riffgürtels Abschnitte, in denen Korallenstrukturen weniger häufig auftreten. Hier wird die Zone bereichsweise durch arenitische

Abb. 8: rechts: Geologisch-fazielle Karte des Otakalks und seiner Umrahmung (unter Mitarbeit von ERBENICH 1984 und SCHERER 1986).

Gegenüberliegende Seite: Topographische Karte mit Lage der lithologischen und strukturellen Profile. Zur generellen Lage s. Abb. 5, 6).

Fig. 8: right: Geological and facies map of the Ota region (under collaboration of ERBENICH 1984 and SCHERER 1986). Opposite page: topographic map with location of lithological profiles and structural cross-sections. For general location see Figs. 5 and 6.



Schuttkalke vertreten. Insbesondere in der Süd­hälfte des Otakalks ist die Korallenzone sehr typisch in einem bis zu 200 Meter breiten Streifen ausgebildet. Charakteristische Aufschlüsse stellen

die Steinbrüche bei Alenquer, beim Casal da Vale de Junco, beim trigonometrischen Punkt Barrio 1, nördlich der Mühle bei Pedreiras de Santa sowie am Westende des Tals südlich des Rio Ota dar (s.

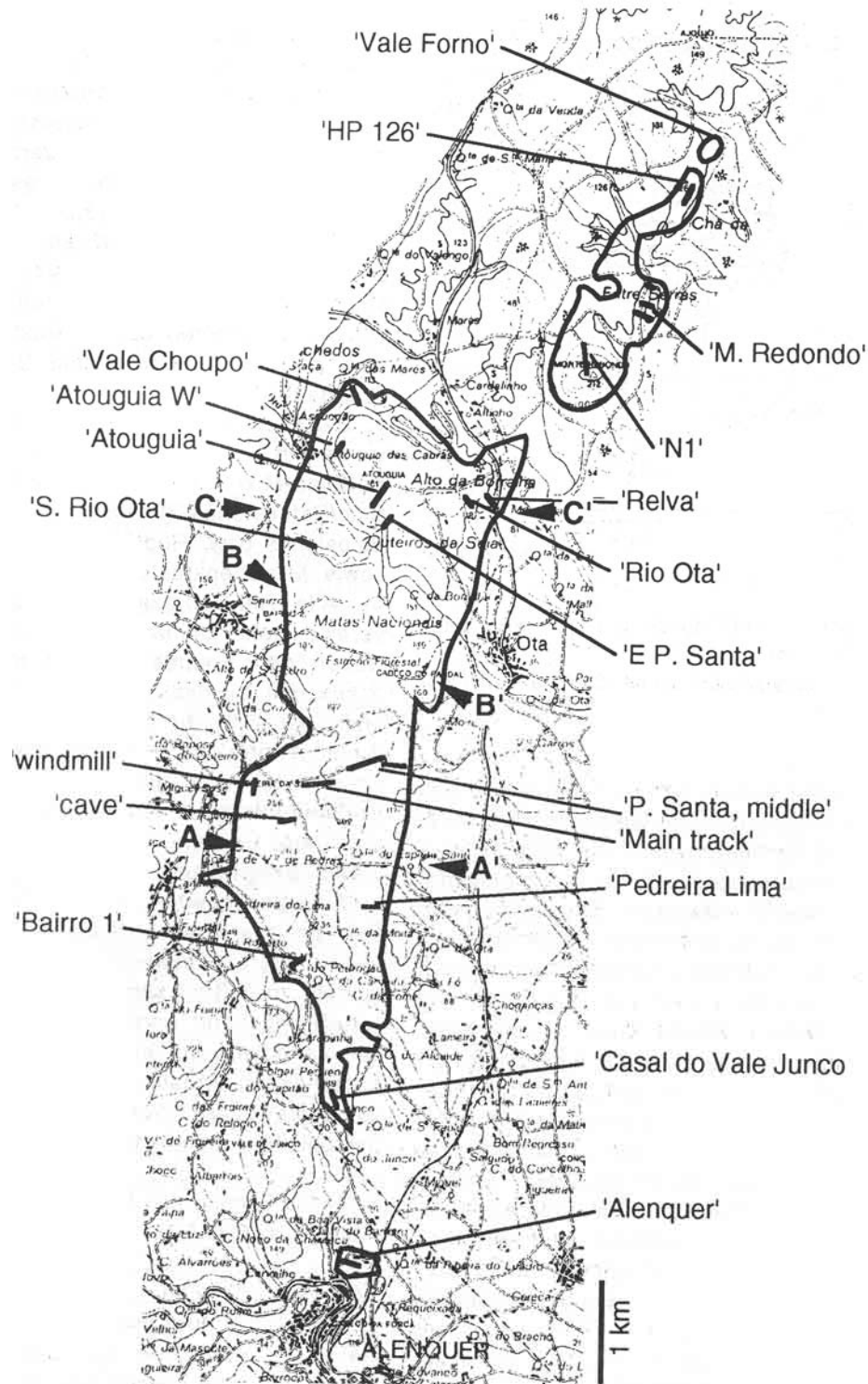


Abb. 28). Ganz im Norden des Otakalks ist die Riffzone nochmals im Vale Choupo zu beobachten (s. Abb. 98).

In der korallenreichen Zone ist eine Fülle unterschiedlicher Sedimente entwickelt, die sich strukturell in Boundstones, Floatstones, mikritische Rud-/Packstones und spartische Rud-/

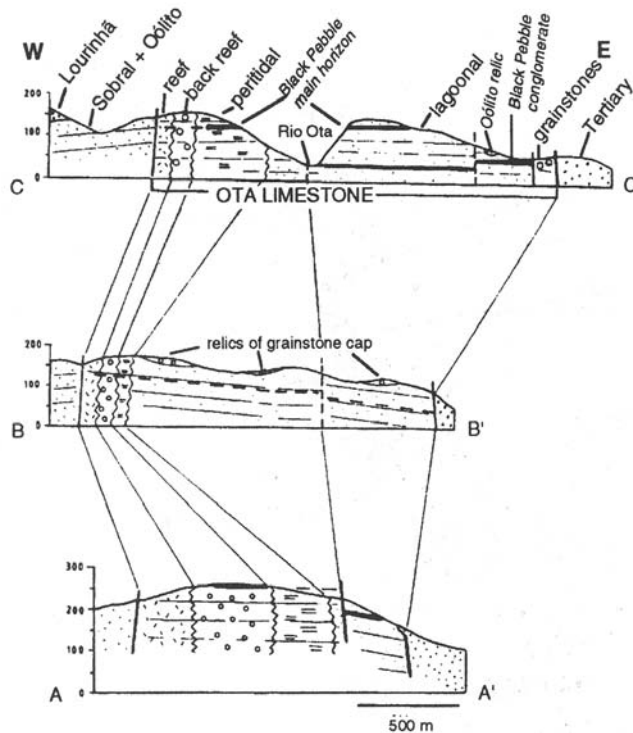


Abb. 9: Strukturelle Schnitte durch den Ota-Horst. Lage der Profilschnitte siehe Abb. 8.

Fig. 9: Structural cross-section across the Ota horst. For location see Fig. 8.

Grainstones untergliedern lassen. Floatstones und Rudstones beziehen sich nach EMBRY & KLOVAN (1972) auf riffbezogene Sedimenttypen. Die Begriffe werden hier dementsprechend nur für Sedimente der Riff- und Rückriffzone verwendet. Boundstone wird hier im weiteren Sinne gebraucht. Nach DUNHAM (1962) und in der weiteren Untergliederung nach EMBRY & KLOVAN (1972) wird der Begriff nur auf Karbonate angewandt, welche durch engstehende, in-situ befindliche, ästige, sedimentfangende Rifforganismen (Bafflestones), durch miteinander direkt verwachsene, massive Gerüstbildner (Framestones) oder durch die Dominanz inkrustierender, einander überwachsener Organismen (z.B. tabulare Korallen, Stromatoporen, Kalkalgen; Bindstones) ausgezeichnet sind. In allen Fällen sollte nur untergeordnet Lockermaterial vorhanden sein. Diese Typen entsprechen den starren Riffgerüsten im Sinne von GEISTER (1983). Im Rezenten, aber auch insbesondere im Fossilen erscheinen häufig Schuttkalke in offenen oder geschlossenen Gefügen, bei denen die Rifforganismen zerbrochen vorliegen, jedoch durch inkrustierende Organismen, insbesondere durch Kalkalgen bzw. Mikrobenkrusten intensiv miteinander verkittet sind (e.g. CHOI & GINSBURG 1983, SHINN 1988, GINSBURG 1992). Derartige, nach der Klassifikation von GEISTER (1983) als lockere Riffgerüste, Typ 3, zu

bezeichnende Gesteine charakterisieren heutzutage Riffe, welche häufigen starken Stürmen und daraus resultierender hoher Abrasion ausgesetzt sind. Dieser Riffgesteinstyp spiegelt höhere Wasserenergie als viele der sog. 'starren' Riffgerüste wieder (vgl. GEISTER 1983). Vergleichbare Gesteine sind auch im Otakalk häufig und werden im nachfolgenden bei Vorliegen größerer Rifforganismen als Bind/Framestones bzw. Bind/Bafflestones, bei Dominanz zerbrochener Komponenten als Riffschutt-Bindstones bezeichnet (vgl. LEINFELDER 1992: Figs. 3,5). Kombinationen wie Float/Bafflestone, Float/Framestone oder Float/Bindstone bzw. Wacke/Bindstone bezeichnen Gesteine, welche nur fleckenhaft verteilte Cluster von Rifforganismen bzw. inkrustierenden Organismen aufweisen; analog sind Bezeichnungen wie Rud/Bafflestones etc. möglich.

Die Boundstones des Otariffs können unterteilt werden in Korallen Bafflestones (Riff-Subfazies 1), Korallen-Mikrobenkrusten Bind/Framestones und Bind/Bafflestones (Riff-Subfazies 2a,b), Riffschutt Bindstones bzw. Rud/Bindstones (Riff-Subfazies 3) sowie Mikrobenkrusten Bindstones (Riff-Subfazies 4). Alle Riff-Subfaziestypen können lateral und vertikal sehr kleinräumig ineinander übergehen. Neben den Boundstones treten in der Riffzone mikritische bioklastreiche Sedimente (Floatstones und mikritische Rudstones, Riff-Subfazies 5) sowie Bioklast-Intraklast Grainstones, Foraminiferen Grainstones und grobkörnige, schlecht sortierte Korallen-Intraklast Rudstones auf (Riff-Subfazies 6-8) Diese Gesteine wurden im Detail in LEINFELDER (1992) beschrieben.

Eine Besonderheit der Otariffazies ist ihr Reichtum an mikrobiellen Krusten, welche das stark fragmentierte Lockersediment sehr schnell stabilisierten, so daß es sehr häufig von lithophagen Muscheln angebohrt werden konnte. Anbohrungen lassen vermuten, daß etliche der als mikritisch anzusprechenden Areale ebenfalls dichte mikrobielle, als solche nicht mehr erkennbare Krusten bzw. mikrobielle Automikrite darstellen.

Folgende Organismen konnten aus der Riffzone identifiziert werden:

Primäre Riffbildner

Korallen: Die Korallenfauna ist wegen starker Rekristallisation und späterer teilweiser Paläoverkarstung (s.u.) meist sehr schlecht erhalten, so daß Bestimmungen im allgemeinen schwierig oder unmöglich sind. Auch bei den besser erhaltenen Formen können meist nur Typen, bestenfalls Gattungen angegeben werden, da Bestimmungskriterien wie Thekenbeschaffenheit, Feinstrukturen, Kelchtiefe u.ä. in karbonatischer Fazies normalerweise nicht erhalten sind. Dennoch ist

schon allein durch das Vorhandensein praktisch aller möglichen Kelch- und Wuchsformtypen die primär hohe Diversität der Korallenfauna offensichtlich. Insgesamt konnten 19 Gattungen bestimmt oder wahrscheinlich gemacht werden. (Häufigere Formen sind mit (c) bezeichnet:

Cerioide Korallen: *Actinastrea* sp.(c), ramos bis knollig; *Amphiastrea* sp. (Abb. 23);

Plocoide Korallen: *Stylina (Convexastrea)* cf. *sex-radiata* (GOLDFUSS)(c), ramos; *Stylina* ssp. (c)(Abb. 26), ramos bis knollig; *Ovalastrea* sp. (c), knollig bis plattig; *Pseudocoenia* sp. (c) (Abb. 24), knollig bis ramos; cf. *Heliocoenia* sp., knollig bis ramos;

Thamnasterioide Korallen: *Thamnasteria* sp., knollig bis hemisphärisch; cf. *Fungiastrea* sp. (c), knollig; *Microsolena* ssp. (c), tabulat bis knollig, *Latusastrea* sp., knollig;

Mäandroide und flabellate Korallen: *Psammogyra* sp., (Abb. 10) knollig; *Rhipidogyra* sp. (c) (Abb. 15, 16) (flabellat);

Phaceloid-fasciculat-dendroide Korallen: *Calamophylliopsis* ssp., *Stylosmilia* sp. (c) (Abb. 19), *Dermosmilia* sp., *Dermoseris* sp., *Thecosmilia* sp.

Manche Autoren fassen unter diesen Wuchsformen alle ästig wachsenden Formen zusammen. Hier werden im Sinne von WELLS (1956) und vielen anderen jedoch nur ästige Formen verstanden, welche sich pro Ast durch jeweils einen endständigen Kelch auszeichnen. Massive Formen mit ästigem Wachstum werden als ramos bezeichnet.

Solitäre Korallen: cf. *Axosmilia* sp.;

Coralline Schwämme (incl. Stromatoporen und Chaetetiden): Formen dieser Gruppen sind nicht sehr häufig und zudem schlecht erhalten. Im Gelände bei mäßiger Erhaltung oft schwierig von Stromatoporen zu unterscheiden sind Korallen der Gattung *Microsolena*. Bei den Stromatoporen konnte *Dehornella* sp. und *Actinostromaria* sp. (Abb. 17) bestimmt werden, an pharetroniden Kalkschwämmen finden sich Fragmente von cf. *Corynella* sp.. Selten erscheint der sklerosponge Schwamm *Neuropora spinosa*. Die den Stromatoporen oder möglicherweise der Gruppe der Hydrozoen zuzuordnenden Chaetetiden sind mit *Ptychochaetetes* sp. und cf. *Baueina* sp. nachzuweisen. Weitere Formen treten auf, sind aber wegen schlechter Erhaltung nicht bestimmbar.

Riffbinder

Die Riffbinder sind, wie erwähnt, im Otariff sehr reichhaltig vertreten. Sie werden durch mikrobielle Inkrustierer (Cyanobakterien, evtl. Eubakterien), Algen, Mikroproblematika, Foraminiferen, Bryozoen und Kalkwürmer repräsentiert.

Inkrustierende Mikroben, Algen und algenähnliche Formen:

Bacinella irregularis RADOICIC: Diese Form repräsentiert neben den taxonomisch nicht auflösbaren, dichten mikrobiellen Krusten den am weitesten verbreiteten und häufigsten bindenden Organismus in der Riffzone. Das charakteristische, irreguläre bis polygonale Maschenwerk, bestehend aus mikritischen Wänden und sparitisch verfüllten Blasen ist leicht erkennbar (Abb. 11, 20). Große eingeschaltete Hohlräume täuschen eine 'Birdseye'-Struktur vor. *B. irregularis* überkrustet Korallen und Stromatoporen, formt onkoidische Umhüllungen, durchzieht Lockersedimentareale und bildet diskrete Mikroben/Algen Bindstones. *Bacinella* Maschenwerk findet sich aber auch in Hohlräumen, insbesondere in Korallenkelchen. Für die Form wird meist ein Grünalgencharakter angenommen (z.B. ELLIOT 1956, RAMALHO 1971). LEINFELDER (1986) wies auf die Ähnlichkeit zu ancestralen corallinen Rotalgen (z.B. zu *Archaeolithophyllum*) hin. Andere Autoren vermuteten eine Zugehörigkeit zu den Hydrozoen, Stromatoporen oder Flechten (s. Diskussion in LEINFELDER 1986). MAURIN et al. (1985) halten einen Mikrobencharakter für wahrscheinlich. Eine Zugehörigkeit zu den filamentösen Cyanobakterien wurde bereits zuvor von SCHÄFER & SENOWBARI-DARYAN (1983) vermutet.

Lithocodium sp.: Etwas weniger häufig als *Bacinella* kommen Formen dieser Gattung vor. Sie finden sich in ähnlicher Verbreitung wie *Bacinella* und sind auch oftmals mit letzterer vergesellschaftet. Wiederum werden für das Mikroproblematikum unterschiedliche Gruppenzugehörigkeiten diskutiert, z.T. werden beide Gattungen einem gemeinsamen Organismus zugeordnet (s. Diskussion in LEINFELDER 1986; NEUWEILER & REITNER 1992. LEINFELDER et al. 1993b). Die Wuchsformen und Internstrukturen können sehr stark variieren; eine Zuordnung zu einzelnen Arten scheint jedoch wegen der wechselnden Übergänge unmöglich. Die aufgestellten Arten sowie die Gattung *Pseudolithocodium* und die *Lithocodium*-ähnliche Form *Bacinella bicellularis* PANTIC sind ungenügend und zum Teil widersprüchlich definiert (cf. LEINFELDER 1986). Auch im Otamaterial sind Übergänge zwischen den einzelnen Formen häufig. Nach ENDO (1961) sind 'Sporangienstrukturen' diagnostisch für die Art *L. japonicum* ENDO. Derartige teilweise unterteilte, mit definierten Wänden versehenen 'Sporangien' sind auch im Otariff zahlreich vorhanden; die Strukturen repräsentieren jedoch ganz offensichtlich die Foraminifere ?*Bullopora* aff. *laevis*, welche in diesen Fällen kryptisch die Hohlraumstrukturen von *Lithocodium* besiedelt (s.u.). *Lithocodium*-ähnliche Strukturen lassen teilweise ein eingerolltes Anfangsstadium erkennen und sind

Abb./Figs. 10-17: Organismen und Sedimente des Otarriffs (1)/ Organisms and sediments from the Ota Reef (1) (Balkenlänge / length of bar 1 cm, ansonsten angegeben / otherwise indicated)

Abb. 10: Mäanderkoralle (cf. *Psammogyra* sp.). Beachte Grainstone-Füllung in Bohrgang (Anschliff).
Fig. 10: Meandroid coral (cf. *Psammogyra* sp.). Note grainstone fill of borehole.

Abb. 11: Mikrobenkrusten-Korallen Bind/Bafflestone: ästige Korallen werden von *Bacinella irregularis* und Mikrobenkrusten überwachsen. Am Dach der Fenster jeweils *Thaumatoporella* (Balkenlänge 1 mm).
Fig. 11: Microbial crust - coral bind/bafflestone: branching corals are overgrown by crusts of *Bacinella irregularis* and microbial crust. *Thaumatoporella parvovesiculifera* frequently forms the roof of fenestral structures (Length of bar 1 mm).

Abb. 12: Korallen-Riffschutt Bindstone. Die häufigen Anbohrungen durch Bohrmuscheln (kleine Pfeile) sowie durch Polychaeten (oberster Pfeil) zeigen die frühe Verkittung des Sediments durch mikrobielle Organismen bzw. Algen (z.B. *Tubiphytes*, großer Pfeil) (Anschliff).
Fig. 12: Coral-reef debris bindstone. Note frequent borings (small arrows) indicative of early hardening of sediment. Large arrow: *Tubiphytes*.

Abb. 13: Mollusken-Korallenschutt Bindstone. Unten Schale einer megalodontiden Bivalve. In Bildmitte Korallen und Gastropoden. Top: häufige Bohrmuscheln im Sediment, teils mehrfacher Befall desselben Bohrlochs. Beachte primäre Kleinkavernen (Anschliff).
Fig. 13: Mollusk-coral debris bindstone. Megalodontid bivalve at bottom. Centre: corals and gastropods; top: abundant lithophagous bivalves.

Abb. 14: *Tubiphytes* Bindstone. Helle Flecken und Schlieren entsprechen *Tubiphytes*. (Anschliff)
Fig. 14: *Tubiphytes* bindstone. Light-coloured spots and streaks represent *Tubiphytes*.

Abb. 15: Riffschutt-Intraklast Rudstone, extrem schlecht sortiert. In Bildmitte stylinide Koralle (runde Komponente), darüber rechts *Rhipidogyra*. Die sparitische Grundmasse beinhaltet vadose Zemente (nicht ersichtlich). Riffschutt der Rifftafel (Anschliff).
Fig. 15: Reef flat rubble, very poorly sorted. Centre stylinid coral, above to the right *Rhipidogyra*.

Abb. 16: Flabellate Koralle *Rhipidogyra* in Bindstone (Anschliff).
Fig. 16: Flabellate coral *Rhipidogyra* within bindstone.

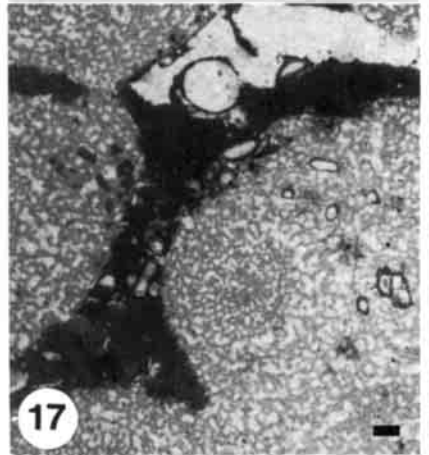
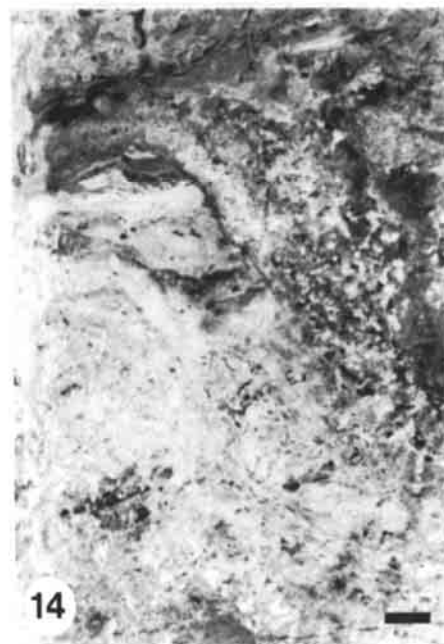
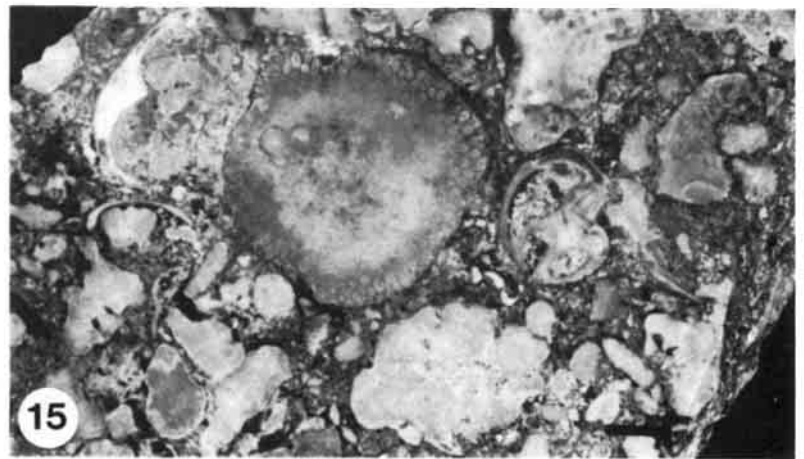
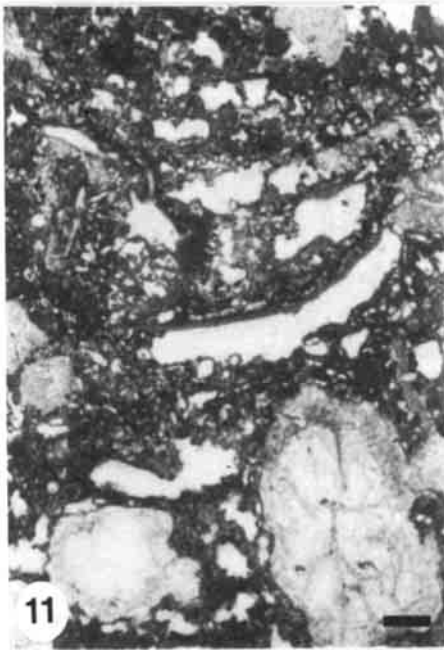
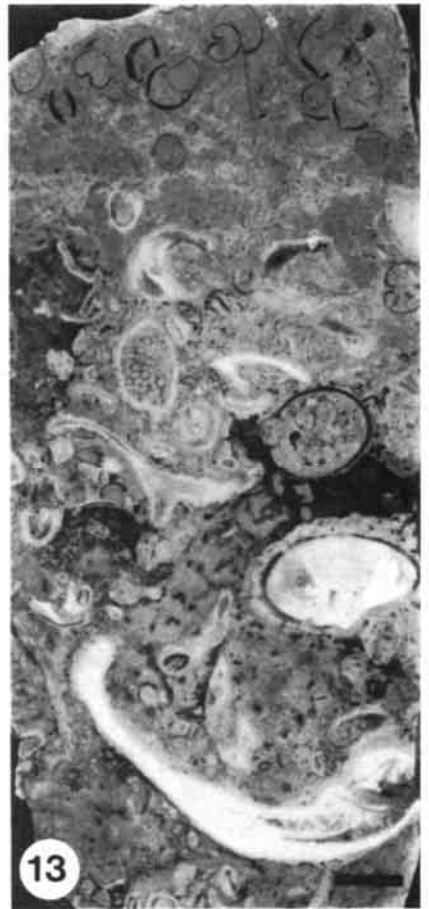
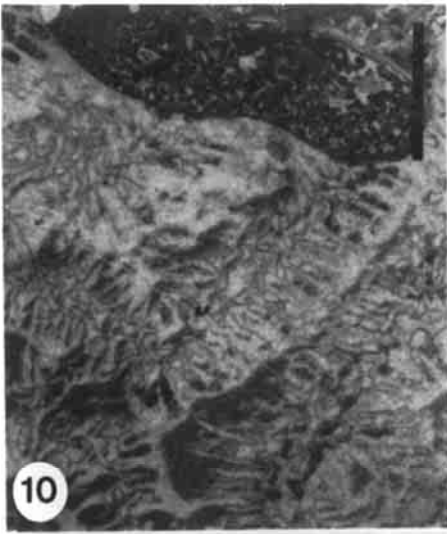
Abb. 17: Aufrecht ästige Stromatopore (cf. *Actinostromaria*). Im Hohlraum oben isolierte *Bacinella* Fäden (Balkenlänge 1 mm)
Fig. 17: Upright growing branches of the stromatoporoid cf. *Actinostromaria*. Note *Bacinella* threads in small cavity at upper margin (length of bar 1 mm).

mit labyrinthischen Foraminiferen vergleichbar (Abb. 39). Aufgrund der graduellen Übergänge zwischen phänotypischen Endgliedern sowie wegen der unterschiedlichsten Schnittlageneffekte erscheint eine Artuntergliederung von *Lithocodium* wenig sinnvoll.

Thaumatoporella parvovesiculifera (RAINERI): Dieser problematische Organismus mit Affinitäten zu Rotalgen (FLÜGEL 1979) und Grünalgen (DE CASTRO 1991) erscheint meist zusammen mit *Bacinella* und mikrobiellen Krusten. Unter einer *Thaumatoporella* Lage existiert häufig eine große, sparitverfüllte, teilweise von *Bacinella* Fäden durchzogene Fensterstruktur (Abb. 11). Die Alge war möglicherweise in der Lage, größere Hohlräume zu überspannen oder - was wahrscheinlicher ist - fähig, organische Substanz zu überwachsen. Dies erklärt auch, warum sich häufig isolierte *Thaumatoporella* Fragmente finden. Manche der von MISIK (1979) als *Pseudolithocodium carpaticum* beschriebenen Formen sind

Thaumatoporella Strukturen sehr ähnlich (vgl. MISIK 1979: Taf. 2/2,8). Die Alge kann aber zuweilen auch dicke, aus mehreren Lagen bestehende Krusten aufbauen, welche skeletären Hartteilen aufwachsen.

Tubiphytes morronensis CRESCENTI, *Tubiphytes* sp. (Abb. 12, 14): Das Mikroproblematum besteht aus mikritischen, irregulär wachsenden inkrustierenden Schläuchen, welche im Zentrum kammerförmig aneinandergereihte, sparitverfüllte Hohlräume aufweisen. Diese Hohlräume werden der Foraminifere *Nodophthalmidium* bzw. *Nubeculinella* zugeordnet, so daß auch die Gesamtstruktur teilweise unter diesem Namen in der Literatur beschrieben wird (z.B. RAMALHO 1971, JANSKA, TERMIER & TERMIER 1982). Dem Anschein nach liegt eine symbiontische oder kommensalische Vergesellschaftung zwischen der Foraminifere und einem algen- bzw. mikrobeähnlichen Organismus vor (cf. FLÜGEL 1981). Manche Formen können verzweigen (LEINFELDER et al. 1993b).



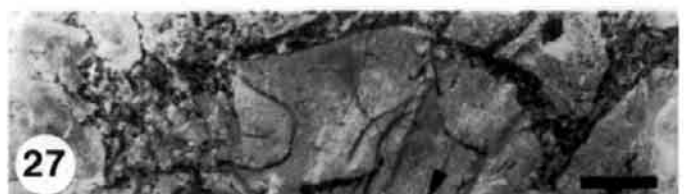
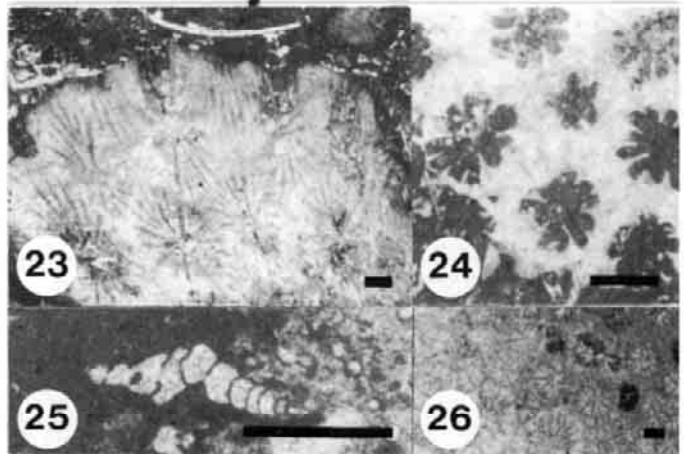
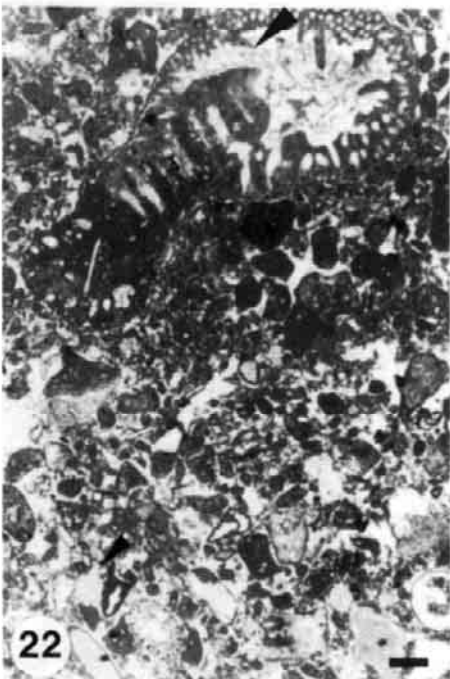
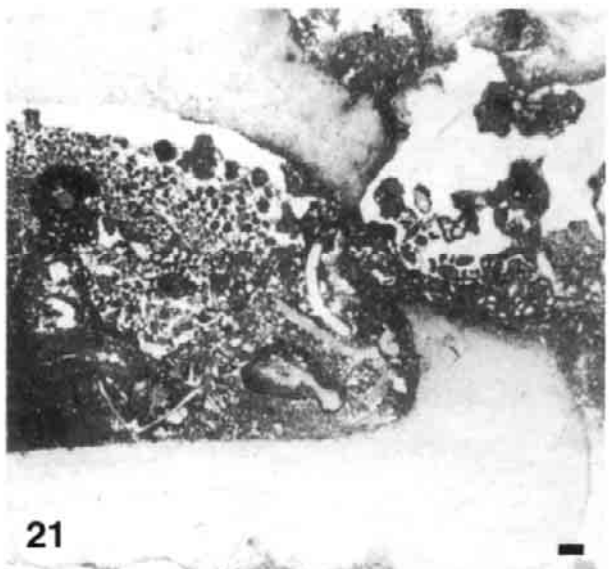
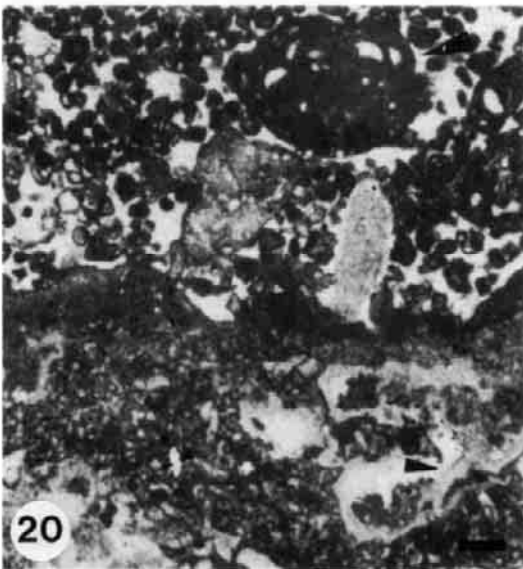
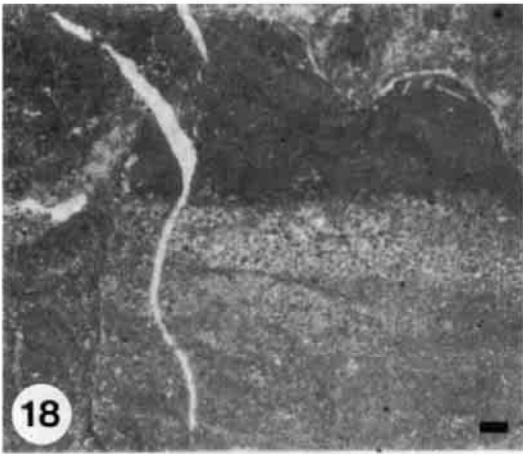


Abb./Figs. 18-27: Organismen und Sedimente des Otarriffs (2) / Organisms and sediments from the Ota Reef (2). (Schliffbilder, außer 27, Balkenlänge / length of bar 1 mm, ansonsten angegeben / otherwise indicated)

Abb. 18: Mikrobenkrusten, z.T. peloidal, teils mit domförmigem Wachstum.

Fig. 18: Microbial, partly peloidal crusts, with domal upwards growth in top part.

Abb. 19: Stabilisierte Schuttbereiche mit stark abradierter Gastropodenschale. Oben: Fragment der Koralle *Stylosmilia*. Das Sedimentgefüge schwankt zwischen Grainstone und Packstone.

Fig. 19: Stabilised debris with strongly abraded gastropod shell and *Stylosmilia*. Packstone to grainstone fabric.

Abb. 20: Mikrobenkrustengebundener Boundstone-Bereich (mit häufigen *Bacinella*) mit vadosen Zementen (kleiner Pfeil), überlagert von Peloid-Intraklast Grainstone ohne vadose Zemente. Großer Pfeil: Inkrustationen durch die Foraminifere *Placopsilina*.

Fig. 20: Microbial crust boundstone (with frequent *Bacinella*), exhibiting vadose cements (small arrow). Overlain by peloidal intraclastic grainstone without such cements.

Abb. 21: Peloid Bioklast Grainstone innerhalb eines durch eine große Gastropode gebildeten Hohlraums. Innerhalb und außerhalb des Hohlraums direkter Übergang in Packstone/Bindstone.

Fig. 21: Peloidal bioclastic grainstone fabric preserved within large gastropod. Note transitions to packstone/bindstone.

Abb. 22: Sandrinnensediment: Bioklast Grainstone mit Echinodermen (z.B. kleiner Pfeil), *Tubiphytes* Klasten (rechts unterhalb Pfeil), Dasycladacee (rechts neben *Tubiphytes*), Foraminiferen, Bivalven, Gastropoden etc.. Am Top: foraminiferenähnliches Mikroproblematikum. Beachte Ähnlichkeit der Wandstruktur zu *Lithocodium*. ?*Bullopورا* aff. *laevis* (großer Pfeil) ist in Wandkavernen ebenfalls vorhanden.

Fig. 22: Bioclastic grainstone from reef groove. Top: Large, foraminifera-like problematic organism. Wall structure and dwelling of ?*Bullopورا* aff. *laevis* within wall cavities resembles *Lithocodium*.

Abb./Fig. 23: Die Koralle *Amphistrea* cf. *basaltiformis*

Abb./Fig. 24: Die Koralle *Pseudocoenia* cf. *slovenica*

Abb. 25: Die Foraminifere *Bullopورا* aff. *laevis*, in Mikrobenkrusten bohrend.

Fig.: 25: The foraminifera *Bullopورا* aff. *laevis*, boring within microbial crusts.

Abb./Fig. 26: Die Koralle *Stylina* cf. *decipiens*

Abb. 27: Extrem schlecht erhaltener Ammonit, eingeschlossen in Bindstone. Pfeil weist auf Septenfältelung.

Fig. 27: Very poorly preserved ammonite within bindstone. Arrow indicates septal folding.

T. morronensis und *T. obscurus* MASLOV werden von manchen Autoren als identisch angesehen (z.B. MISIK 1979). Tatsächlich existiert wiederum eine breite Variation innerhalb vergesellschafteter Formen. Im Otamaterial finden sich auch Formen, bei welchen der zentrale Sparitbereich sehr dünn und ungekammert erscheint. Sie stellen möglicherweise eine andere Art dar, höchstwahrscheinlich unterscheidet sich jedoch nur die mit der Alge vergesellschaftete Form. Die am Aufbau von *Tubiphytes* beteiligte Alge wurden von FLÜGEL (1979) als fragliche Blaugrünalge (= Cyanobakterium) angesehen. Die Form weist jedoch eine dichte porzellanartige Struktur auf, welche schon im Gelände durch das damit verbundene weiße Aussehen die Ansprache ermöglicht (Abb. 14). Im Folienabzug ergibt sich durch die dichte Struktur ein charakteristisches, zu anderen vergesellschafteten Algen unterschiedliches Abzugsbild. Weiterhin waren die *Tubiphytes* Krusten anscheinend sehr hart, da sie sich bei Aufarbeitung im Unterschied etwa zu mikrobiellen Peloidkrusten stark anreichern (vgl. Kap. 3.2). Diese Charakteristika lassen auch einen

Rotalgencharakter nicht ausschließen, so daß möglicherweise *Tubiphytes* eine Verwachsung zwischen nodophtalmiiden Foraminiferen und einer der Vorläuferformen der Corallinaceen darstellt. Die tatsächliche taxonomische Zugehörigkeit von *Tubiphytes* ist jedoch nach wie vor ungelöst (LEINFELDER et al. 1993b).

Marinella lugeoni PFENDER: Diese Alge, welche von LEINFELDER & WERNER (1987, 1993) als naher Verwandter der Corallinaceen angesehen wird, bildet seltene Inkrustationen auf Hartteilen. Etwas häufiger findet sie sich jedoch in sparitischer Fazies in Form von Rhodolithenfragmenten (s.u.).

Solenoporen und 'cayeuxiide Algen': Büschelige, aus radiären Filamenten aufgebaute Algen erscheinen meist in Form isolierter Knollen und Klasten. Teilweise sitzen sie jedoch Hartteilen auf breiter Fläche direkt auf oder sind in andere Mikroben-/Algenkrusten inkorporiert. Die seltenen Solenoporen sind insgesamt sehr stark rekristallisiert. Sie lassen sich meist der Gattung *Solenopora*

zuordnen. (*S. cayeuxiformis* LEINFELDER, *Solenopora* ssp.). *Pycnoporidium*-ähnliche Formen sind äußerst selten. Radiär strukturierte, filamentöse Cyanobakterien wachsen selten flächig, tragen aber zum Aufbau krustiger Mikroben/Algenlagen bei. Sie sind ebenfalls häufig stark rekristallisiert bzw. von Anlösungsvorgängen betroffen. Sie entsprechen meist dem *Cayeuxia*-Typ (s.u.).

Laminierte mikrobielle, dichte und peloidale Krusten: Laminierte, häufig mikrosparitisierte Peloidlagen sowie schlierige, feinlaminierte Mikritlagen sind in der Boundstonefazies extrem häufig vorhanden. Hierbei zeichnen die Lagen nicht nur das Relief der Unterlage nach, sondern bilden domförmige, stromatolithenähnliche Strukturen (Abb. 18). Ihre frühe Verhärtung wird durch Aufwuchs von anderen sessilen Organismen (Serpeln, Mikroben/Algen, Foraminiferen) sowie durch häufige Anbohrungen offensichtlich. Derartige Krusten sind als biogene bzw. biogen induzierte Bildung von Mikroben anzusehen und finden sich insbesondere in der oberjurassischen Schwammfazies (vgl. WAGENPLAST 1972, FLÜGEL & STEIGER 1981, BRACHERT 1992; LEINFELDER et al. 1992b). CHAFETZ (1986) und RIEGE et al. (1991) konnten bakteriell induzierte Peloidbildung in rezenten Beispielen nachweisen. Beobachtungen in rezenten Riffhöhlen zeigen, daß eine chemische Präzipitation insbesondere durch die Charakteristika mikrobieller extrazellulärer Polysaccharidschleime verursacht wird (cf. REITNER 1993).

Sessile Foraminiferen und vergleichbare Formen

Placopsilina sp. und nubeculariide Foraminiferen: Die großkammerige inkrustierende Foraminifere *Placopsilina* stellt ein häufiges Element der Boundstone-Fazies dar. Sie bildet bis zu 1.5 Zentimeter breite, flächige Inkrustationen, wächst in späteren Wachstumsstadien jedoch manchmal frei von der Substratfläche weg. Der freiwachsende Teil ist nicht von der agglutinierenden Foraminifere *Reophax* zu unterscheiden. Nubeculariide Foraminiferen treten seltener auf und finden sich häufig intensiv mit mikrobiellen Krusten verwachsen. Lagen nubeculariider Foraminiferen sind äußerst dünn und halten lateral nicht durch.

Conicospirillina basilensis MOHLER wird in Portugal häufig aus riffartiger Fazies beschrieben (z.B. RAMALHO 1971). Im Otakalk erscheint die Form relativ selten.

?*Bulloporella* aff. *laevis* (SOLLAS) und Mikroproblematikum 9, WERNER 1986: WERNER (1986) beschreibt aus onkoidischen Ablagerungen bei Peniche dünnwandige, reguläre und irreguläre, im allgemeinen gekammerte Strukturen als Mikro-

problematikum 9 und 10. Die Formen finden sich häufig innerhalb von onkoidischen Mikrobenkrusten, wobei der Autor für Form 9 eine kryptische Lebensweise in Kleinkavernen, für Form 10 jedoch eine bohrende Lebensweise annimmt. Mikroproblematikum 9 und 10 ähneln der zu den nodosariiden Foraminiferen gestellten, sessilen Foraminifere *Bulloporella laevis* (SOLLAS) sehr stark, weist jedoch auch große Ähnlichkeiten zur endospongiär lebenden Foraminifere *Thurammina* auf. ?*Bulloporella* aff. *laevis* ist in der Boundstonefazies des Otakalks extrem häufig (Abb. 22, 25). Die Anfangskammern stecken oftmals in Mikroben/Algenlagen. Besonders oft findet sich die Form in *Lithocodium* Krusten. Die Längsachse des Gehäuses ist dabei senkrecht bzw. schräg zum Substrat orientiert. Die späteren Kammern breiten sich, sofern erhalten, blasenförmig auf dem Substrat aus. Die sog. 'Sporangien' von *Lithocodium japonicum* entsprechen exakt den irreguläre Blasen der späteren Wachstumsstadien von ?*Bulloporella* (LEINFELDER 1989). Tatsächlich konnte mehrfach beobachtet werden, daß sich derartige angebliche *Lithocodium* 'Sporangien' direkt aus ?*Bulloporella* entwickeln (vgl. LEINFELDER 1992, LEINFELDER et al. 1993b). Damit scheint die Foraminifere *Bulloporella* eine kryptische Lebensweise zu bevorzugen. Manche Schnittlagen der spätontogenetischen Kammern entsprechen den von WERNER (1986) gegebenen Abbildungen seines Mikroproblematikums 10 (vgl. op.cit.: Taf. 18/1-3).

?*Bulloporella* aff. *laevis* war in den ersten Wachstumsstadien fakultativ zum Bohren in Kalkalgen substrat befähigt, besiedelte aber auch präexistente Risse und Hohlräume, etwa in Korallenkelchen. In letzteren kommt die Foraminifere auch zusammen mit *Bacinella* vor. Wahrscheinlich waren sowohl bohrende Lebensweise als auch die Besiedlung vorhandener Ritzen und Hohlräume gleichermaßen möglich. Vielleicht lag eine symbiontische oder kommensalische Beziehung zwischen der Foraminifere *Bulloporella* und Mikroben bzw. insbesondere *Lithocodium* vor (cf. LEINFELDER et al. 1993b). Sehr selten findet sich eine weitere, größere Art, *Bulloporella tuberculata* (SOLLAS). Sie scheint klar epibenthische Lebensweise zu besitzen.

Koskinobullina socialis CHERCHI & SCHROEDER wurde von den Erstbeschreibern mit der fraglichen Alge *Whetheredella* verglichen (CHERCHI & SCHROEDER 1979); die Aggregate übereinanderwachsender hemisphärischer, perforierter Kammern sind jedoch eher mit dem Wachstumsmuster nubeculariider Foraminiferen vergleichbar. Die Form entspricht dem Mikroproblematikum 1, WERNER 1986. *Koskinobullina* findet sich selten in der Boundstonefazies des Otakalks.

Bryozoen: Die im Otariff vorhandenen Bryozoen sind wegen schlechter Erhaltung und ungünstigen Schnittlagen meist nicht näher ansprechbar. Die Formen entsprechen teilweise dem *Plagioecia* Typ. Daneben findet sich des öfteren Mikroproblematikum 4, WERNER 1986, welches aufgrund der aus teils divergierenden, ungleich großen Röhren bestehenden Struktur wohl ebenfalls den Bryozoen zuzuordnen ist. Meist sind nur die charakteristischen, aus aneinandergereihten, polygonalen Zellen bestehenden Querschnitte der Form sichtbar.

Serpuliden: Serpuliden sind lokal häufig und bilden teilweise knäuelige Aggregate. Oftmals bewachsen sie senkrechte Hänge oder Kavernenwände (vgl. LEINFELDER 1992: Pl. 5/4).

Eine erweiterte Diskussion der ökologischen und taxonomischen Verteilung diverser oberjurassischer inkrustierender Mikroproblematika findet sich in LEINFELDER et al. (1993b).

Riffbewohner

Sessile, jedoch nicht flächig inkrustierende sowie insbesondere freibewegliche Rifforganismen sind im Otariff ebenfalls zahlreich vorhanden.

Gastropoden: In besonderer Häufigkeit treten die Gastropoden auf. Sie werden ganz überwiegend durch Nerineen repräsentiert. Besonders spektakulär ist die dickwandige, weitnabelige, bis zu 25 cm im Durchmesser große, pyramidale Form *Cryptoplocus* sp.. Sie ist im allgemeinen äußerst schlecht erhalten, jedoch an den charakteristischen Umgangsquerschnitten einfach zu erkennen. *Cryptoplocus* ist in der gesamten Riffzone weit verbreitet. Isolierte Funde sind selten, die Besiedlungsdichte war dem Anschein nach fleckhaft sehr hoch. Noch häufiger ist die bis zu 12 Zentimeter lange *Ptygmatis* cf. *pseudobruntrutana*, welche aber, im Unterschied zu *Cryptoplocus* nicht auf die Riffzone beschränkt ist. *Nerinea* sp. und weitere unbestimmbare Formen treten ebenfalls auf. Selten finden sich darüberhinaus ampullinide Gastropoden sowie eine *Harpagodes*-ähnliche Form.

Bivalven: Unter den Muscheln tritt wiederum eine besonders großwüchsige Form auf (Abb. 13). Eine megalodontide Bivalve (cf. *Pachyrismella*) erreicht bis zu 25 Zentimeter Größe. Sie ist zum Teil mit *Cryptoplocus* vergesellschaftet. Die Bivalve findet sich lokal konzentriert, so daß eine clusterförmige Besiedlung angenommen werden kann. Weiterhin sind zementierte bzw. teilweise zementierte Formen (Austern, z.T. vom *Lopha*-Typ) und byssate bis freibewegliche Pectiniden vorhanden. Fragmente dicerater Bivalven treten ebenfalls auf,

sind jedoch in manchen Bereichen der lagunären Zone weit zahlreicher (s.u.). Der häufige Bivalvenschutt zeigt an, daß Muscheln im Lebensraum des Otariffs weit verbreitet waren.

Cephalopoden: Insgesamt wurden entlang der Westgrenze des Otakalks, also in der Riffzone vier Ammoniten sowie ein Nautilide gefunden. Die Formen konnten nicht aus dem Kalk isoliert werden (Abb. 27). Dieser Umstand sowie die Rekristallisation, Anlösung und teilweise Kompaktion der Formen erlaubten keine Bestimmung.

Echinodermen: Echinodermenfragmente sind in der Riffzone des Otakalks überaus häufig. Sie setzen sich aus cidaroiden und diademataceen Seeigelstacheln, aus seltenen Crinoidenstielgliedern (u.a. *Millericrinus* sp.) sowie insbesondere aus Plattenfragmenten zusammen, die überwiegend von Seeigeln stammen dürften. Manchmal sind cidaroiden Seeigel (cf. *Plegiocidaris*) vollständig erhalten, können jedoch nicht aus dem Kalk isoliert werden. Die vollständige Erhaltung scheint durch frühe Sedimentstabilisierung bedingt zu sein. Auffallenderweise treten die ansonsten im Oberjura von Portugal so verbreiteten, keulenförmigen Stacheln von *Pseudocidaris lusitanicus* (LORIOLE) nur sehr selten auf. LEINFELDER (1986) vermutete in dieser Stachelform eine Anpassung zur Überquerung von Weichsubstratflächen ('Schneeschuhrinzip'). Derartige Weichsubstrate waren im Otariff ganz offensichtlich nicht oder nur sehr untergeordnet vorhanden.

Brachiopoden: Brachiopoden sind in der Riffzone äußerst selten. Insgesamt wurden ein rhynchonellides und drei terebratulide Individuen gefunden.

Kalkalgen und Mikroben: Fragmente von nicht inkrustierenden Algen aus der Gruppe der Grün- und Rotalgen, sowie aus der Gruppe der Cyanobakterien sind in der Riffzone relativ untergeordnet zu finden. Da insbesondere Grünalgen sehr schnell disartikulieren und in feine Skelettnadelchen zerfallen (z.B. FLÜGEL 1978) dürften sie primär weitaus häufiger gewesen sein. Etwas zahlreicher ist die dickwandige Dasycladacee *Petrascula bursiformis* ETALLON vorhanden (Abb. 43); des Weiteren finden sich Reste von *Epimastoporella* sp., *Clypeina jurassica*, *Likaniella* sp., *Salpingoporella annulata* CAROZZI, *Salpingoporella* ssp. und cf. *Linoporella* sp. Diese Formen finden sich teils in der Riffschutt-Bindstone Fazies, teils in den sparitischen Sedimentbereichen. Rotalgen sind mit der Gattung *Solenopora* sowie mit *Marinella lugeoni* in den sparitischen Varietäten als Rhodolithfragmente vertreten. Die Codiaceen sind wegen des schlechten Erhaltungszustand kaum

bestimmbar; die vorhandenen Formen können mit den Gattungen *Arabicodium*, *Bevocastria* und *Bacinnellacodium* verglichen werden. Manche 'cayeuxiide' Formen weisen Merkmale von *Garwoodia* und *Scotlandella* auf. Diese beiden Genera sind nach DRAGASTAN (1985) ebenfalls den Codiaceen zuzuordnen. Die Codiaceen finden sich insbesondere in den mikrobe-/algengebundenen Sedimenttypen. Unter den nicht flächig inkrustierenden, filamentösen, nur mit kleiner Basisfläche am Substrat festgehefteten Cyanobakterien kommen u.a. die Formen *Cayeuxia lissaviensis* BORNEMANN, *C. pia* FROLLO, *C. kurdistanensis* ELLIOT und *Ortonella lemoineae* (DRAGASTAN) vor. Die filamentösen Cyanobakterien erscheinen sowohl in den mikrobe-/algengebundenen Sedimenttypen wie auch als Klasten in sparitischen Ablagerungen.

Foraminiferen: Neben den oben angeführten sessilen Foraminiferen kommt in der Riffzone des Otakalks eine Fülle weiterer Formen vor, welche insbesondere in den sparitischen Bereichen zahlreich auftreten können. Besonders häufig kann die Form *Labyrinthina mirabilis* werden (Abb. 40). Das bis auf ein eingerolltes Anfangsstadium konische Wachstum kann eine Anpassung an semiinfaunale Lebensweise im Lockersediment darstellen. Dies gilt möglicherweise auch für die ebenfalls konischen Formen *Kurnubia palastiniensis* und eine bislang unbekannte, inzwischen durch RAMALHO (1992) beschriebene Form, *Otaina magna* (Abb. 38). Diese Formen können regelrechte Foraminiferensande bilden. Ataxophragmiide und textulariide Foraminiferen, *Nautiloculina oolithica* MOHLER und die grob agglutinierende Form '*Haplophragmium*' sp. (Abb. 32) können ebenfalls häufig werden. Weiterhin finden sich *Pseudocyclammia* sp., Fragmente weiterer Lituoliden, *Mesoendothyra* sp., *Reophax* sp., *Trocholina elongata* (Abb. 41), *T. alpina*, *Spirillina* sp., *Glomospira* sp. sowie quinqueloculinide Milioliden.

Riffzerstörer

Die häufigen Bohrmuscheln wurden bereits oben erwähnt. Sie attackierten die riffbauenden Organismen, die dickschaligen Mollusken sowie die mikrobiellen Krusten sehr intensiv. Verbreitet sind wiederholte Anbohrungen desselben, nach der ersten Bohrphase wieder verfüllten und zementierten Bohrlochs (Abb. 13). Häufig sind die Klappen der Bohrmuscheln noch erhalten. Gedrungene Formen sind der Gattung *Gastrochaena* zuzuordnen. Rezente Formen sind imstande, Korallen schon zu Lebzeiten der Kolonien anzubohren. Seltenerer längliche Bohrmuscheln dürften der Gattung *Lithophaga* angehören. Clonide Bohrschwämme bohrten ebenfalls häufig in Korallenstöcken. Sehr starke Zerbohrung bewirkte oftmals Kollapsstrukturen im

inneren der Kolonien. Diese Strukturen können teilweise auch durch zusätzliche diagenetische Lösungen, wie sie weitverbreitet in der Riffzone auftreten (s.u.), bedingt sein. Wurmformige Bohrgänge können von Polychaeten verursacht sein (Abb. 12). Inwieweit die Foraminifere *?Bullopore* aff. *laevis* zum Bohren befähigt war, wurde bereits oben diskutiert. In rezenten Riffen haben bohrende Foraminiferen, etwa der Gattungen *Rotaliammina* oder *Cymbaloporetta* einen hohen Anteil am Gesteinsabbau (VENEK-PEYRE 1987). Diese Foraminiferen befallen Schwachstellen wie Risse und präexistente Hohlräume, bohren aber auch längs der Anwachsstreifen von Bivalven sowie innerhalb von *Halimeda*-Internfilamenten. Die späteren Wachstumsstadien sind häufig inkrustierend. *Cymbaloporetta* bildet dabei blasige Strukturen. Damit bestehen Ähnlichkeiten zu *?Bullopore* (s.o.), wobei die Ota-Foraminifere allerdings bedeutend größer ist. Die in der Ota-Riffzone allenthalben vorkommenden cortoidischen Mikritsäume weisen auf die große Bedeutung bohrender Cyanobakterien, Bakterien und Pilze hin.

Die organogene Verhärtung der Sedimente war nicht über alle Bereiche gleichmäßig. Häufig finden sich kleine, bis mehrere Dezimeter große Taschen und Kavernen zwischen den mikrobeinkrustierten Sedimenten. Diese Bereiche weisen im allgemeinen Packstone, Grainstone oder Rudstonegefüge auf und zeigen häufig geopetale Anordnung. Je größer die Struktur, desto gröberkörniger und ausgewaschener ist im allgemeinen das darin befindliche Sediment. Die mikrobiellen Inkrustationen führten zu einem lebhaften submarinen Relief, welches im Dünnschliff- und Handstückformat ersichtlich ist. Steil- und Überhänge können von Bohrmuscheln angebohrt und von weiteren sessilen Organismen besiedelt sein.

Frühdiagenese und Auftauchphänomene in der Riffzone

Submarine Frühdiagenese: Insbesondere in den in der Riffzone eingeschalteten Grainstone Lagen finden sich immer wieder Relikte von wandständigen, möglicherweise ehemals aragonitischen Faserzementen. Andere randständige Zemente bestehen aus breiteren Kristallen ('blades'). Durch spätere diagenetische Überprägung sind die primären Strukturen meist verwischt. In rezenten Riffen finden sich daneben häufig mikritische Peloidkrustenzemente, die nach manchen Autoren nicht durch Mikroben, sondern anorganisch gebildet werden (z.B. GINSBURG et al. 1971, MAZULLO & CYS 1979, MACINTYRE 1985). Kryptokristalline, nicht von sedimentärem Mikrit unterscheidbare Zemente sind in Riffen ebenfalls äußerst weit verbreitet (z.B. FRIEDMAN 1985, LIGHTY 1985). Laminierte Peloid- und

Mikritkrusten, welche keine domartigen positiven Reliefs verursachen, können deshalb auch im Otakalk submarine Riffzemente darstellen. Kryptokristalline Zemente finden sich in rezenten Riffen insbesondere in den kleinen Interpartikelhohlräumen (HARRIS et al. 1985), was deren Erkennung noch zusätzlich erschwert. Viele der angebohrten Packstone-Gefüge des Otariffs dürften durch solche zementartigen Krusten früh verhärtet worden sein. Die schnelle Zementation in Riffen wird durch die hohen, dreidimensional wirksamen Durchflußraten bewirkt. In anderen Ablagerungsräumen geht der Austausch zwischen Porenwasser und Meerwasser nur in vertikaler Richtung vonstatten, während im Riffmilieu der horizontal gerichtete Wasserdurchsatz hinzukommt (HARRIS et al. 1985). Wahrscheinlich lassen sich organischer und anorganischer Anteil dieser Mikritkrusten nicht im einzelnen trennen. Zunehmend wird auch in den als anorganisch angesehenen Mikrit- und Peloidalzementen organogene Beteiligung nachgewiesen (REITNER 1993, ZANKL 1993). Generell besteht kein erkennbarer phänomenologischer Unterschied zwischen als anorganisch angesehenen Krusten und Mikrobenkrusten, welche positive Reliefs, z.T. sogar ganze Mikrobenkrustentriffe aufbauen (cf. LEINFELDER et al. 1993a, b).

Die nach der Frühdiagenese noch verbleibenden Porenräume sind im Otariff mit grobkristallinem Blockzement verfüllt. Meist stellt er die einzige erkennbare Zementgeneration dar. Solche Zemente werden im allgemeinen mit einer spätdiagenetischen meteorisch phreatischen Zementation in Verbindung gebracht. Allerdings konnten WILKINSON et al. (1985) derartige oberjurassische Zemente aufgrund von häufigen Anbohrungen einer frühen marinen Diagenese zuordnen. FREEMAN-LYNDE et al. (1986) beschrieben rezente submarine Blockzemente aus dem Bahama-Escarpment.

Frühe vadose und meteorisch phreatische Einflüsse

(a) vadose Zemente und Kristallsilt: In den Riffprofilen des Otakalks finden sich vadose Zemente nur selten (Abb. 20). Sie erscheinen in Form von Meniskus- und Dripstone-Zementen in manchen der groben, unsortierten Korallen/Intraklast Rudstones. Darüberhinaus finden sich Dripstone-artige Zemente als Auskleidung größerer, Grainstone-gefüllter Kavernen, was auf die subaerische Genese dieser Strukturen hindeutet (s.u.). Kristallsilt ist als Zwickelfüllung oder Internsediment in kleinen Kavernen verbreitet. Er tritt lagenweise in den Profilen auf, ist aber, mit einer Ausnahme (s. Kap. 2.2.6) nicht zwischen den Profilen korrelierbar. Die nicht korrelierbaren vadosen Zemente der Schuttsedimente können durch sturmbedingte Aufschüttungen des Klastmaterials zu kleinen Inseln ('coral

cays') erklärt werden. Derartige Eilandbildung ist in rezenten Riffen weit verbreitet (GEISTER 1975, 1983, JAMES 1984b). Die in der Boundstone-Fazies vorkommenden vadosen Bereiche können durch Hochwachsen von Riffbereichen bis in die Intertidalzone verursacht sein, wie es heutzutage bei den sog. seichten Riffen (GEISTER 1983) vorkommt. Die vadosen Erscheinungen können aber auch durch kleinere, eustatisch oder tektonisch bedingte Meeresspiegelschwankungen hervorgerufen worden sein, wobei jeweils nur die höchsten Riffteile als kleine Inseln trockenfielen (s.u.).

(b) Schwarzfärbungen und Black Pebble Bildungen: Die durch organische Substanzen bedingten Schwarzfärbungen und Black Pebble Bildungen des Otakalks wurden bereits von LEINFELDER (1987b) untersucht. Hierbei lag das Augenmerk auf zwei weithin korrelierbaren Black Pebble Horizonten, von denen einer auch die Riffzone durchzieht und mit Trockenfallen der ganzen Plattform erklärt werden kann (s. Kap. 2.2.6). Lokale Black Pebble Bildungen bzw. an Lösungsstrukturen gebundene Schwärzungen können wieder mit lokaler, autozyklischer Inselbildung erklärt werden, wobei es in sumpfigen Bereichen, möglicherweise innerhalb abgedichteter Dolinenstrukturen zum hohen Anfall der benötigten organischen Substanz kommen konnte (vgl. op.cit.).

(c) Lösungsstrukturen: Sehr häufig wurden dünne, phaceloide, möglicherweise der Gattung *Calamophylliopsis* zuzuordnende Korallenskelette aufgelöst und die resultierenden Biogenlösungsporen mit teils schwarzgefärbtem Internsediment verfüllt. Da die Hohlraumstrukturen nicht kollabiert sind, mußte das umgebende Sediment bereits biogen oder diagenetisch zementiert gewesen sein. Vergesellschaftete Bivalven und Gastropoden zeigen jedoch häufig keine Lösungs- und subsequenten Verfüllungsphänomene, obwohl sie ebenfalls primär aus Aragonit bestanden. Damit muß die Lösung selektiv auf die komplexeren und damit anfälligeren Aragonitstrukturen der Korallen gewirkt haben. Eine derartige strukturelle Kontrolle der Löslichkeit ist inzwischen gut untersucht (z.B. DULLO 1983, 1986, 1987, WALTER 1985). Insbesondere die aus komplexen Trabekelstrukturen zusammengesetzten Korallenformen sind besonders anfällig für Lösungsphänomene. Am empfindlichsten reagieren die Fungiina (CONSTANTZ 1986). Diese aggressive, selektive Lösung erfolgte wahrscheinlich im besonders stark wirksamen Einflußbereich der Mischwasserdiagenese (PURSER & SCHROEDER 1986), zu einem Zeitpunkt, in der die feine, anfällige Korallenstruktur noch nicht durch submarine Diagenese verändert war. Andernfalls würden die Mollusken-

schalen vor den Korallen gelöst (vgl. WALTER 1985). Mischwasserverhältnisse bilden sich insbesondere unterhalb von Inseln aus. In anderen Fällen erfolgte die Lösung weniger selektiv und griff auch auf andere, wahrscheinlich aragonitische oder magnesiumcalcitische Partikel und Sedimentbereiche über. Dem Anschein nach wurden synsedimentär existierende Riffkavernen oder Kanäle manchmal durch Lösungsvorgänge erweitert. Dies ist für Kavernen anzunehmen, die eine scharf ausgeprägte, die Riffpartikel diskordant durchschneidende Umgrenzung zeigen sowie von vadosen Zementen ausgekleidet sind (s.o.). Die Verfüllung derartiger

Höhlen oder Rinnen ist dann wieder marin und besteht im allgemeinen aus gut ausgewaschenen Grainstones. Eine Besonderheit stellen bis zu metergroße Höhlen dar, welche durch feinelaminierte Lagen verfüllt werden. Meist bestehen die Lamina aus Sedimentlagen in Mikrit- oder Mikrospartitkorngröße. Manchmal sind jedoch stark angelöste Echinodermenreste erkennbar. Viele Lagen bestehen ausschließlich aus angelösten Echinodermenresten. Diese Verfüllungen sind als Lösungsrückstandssedimente intraformationeller Verkarstungsphasen anzusehen (s. Kap. 2.3.2 und LEINFELDER 1992).

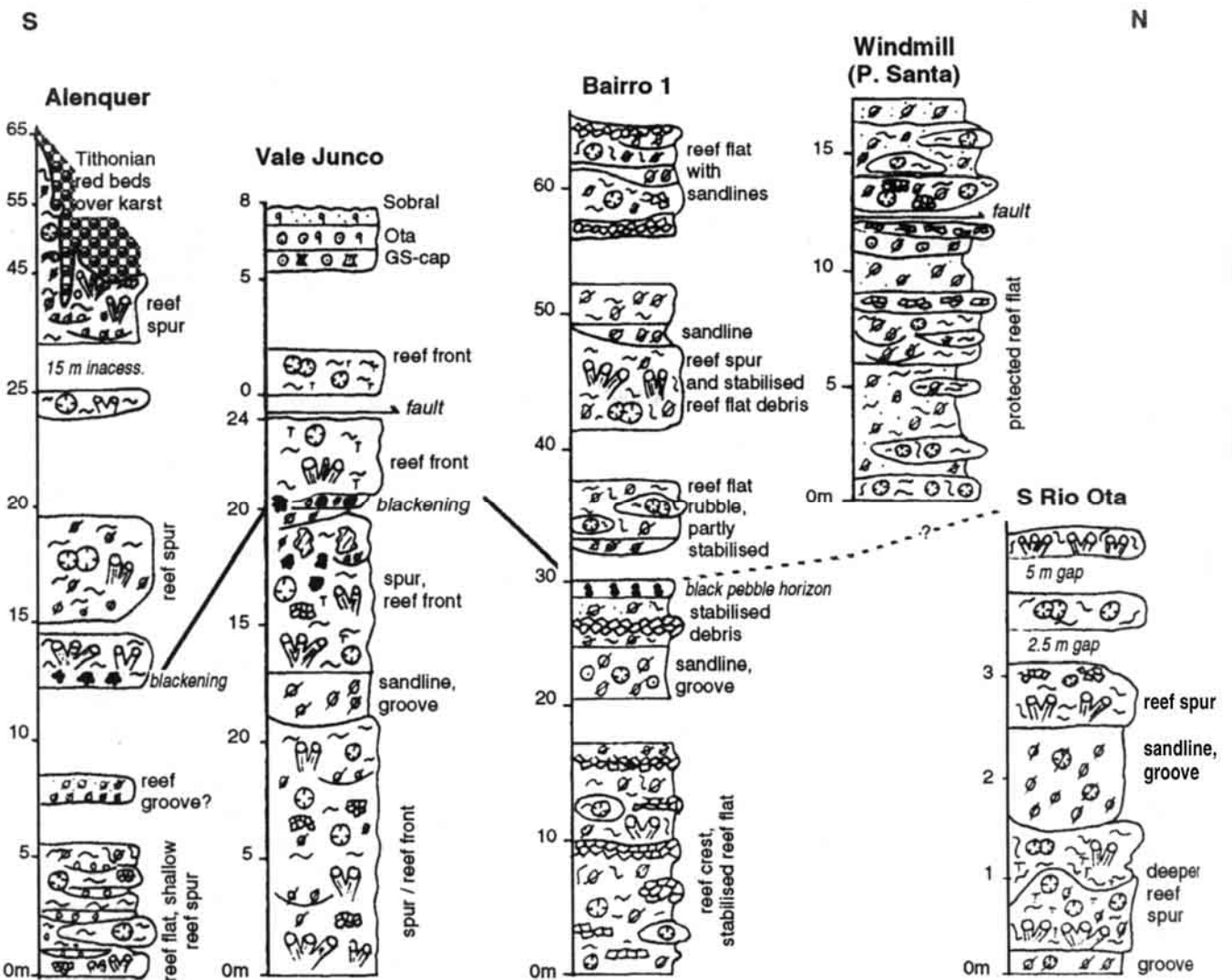


Abb. 28: Vereinfachte lithologische Profile aus der randlichen Riffzone der Ota-Plattform. Lage der Profile siehe Abb. 8. (für Detailprofile siehe LEINFELDER 1992).
 Fig. 28: Simplified lithological profiles from the marginal reef belt of the Ota-Platform. For location see Fig. 8 (for detailed logs see LEINFELDER 1992).

Die laterale und vertikale Entwicklung der Riffzone

Die Analyse der Sediment- und Faziesgeometrie der Riffzone basiert insbesondere auf Profilaufnahmen. Die wichtigsten Profile der Riffzone wurden bereits detailliert in LEINFELDER (1992) abgebildet. An dieser Stelle werden deshalb nur generalisierte Profile abgebildet und kurz beschrieben. Die Lage der im nachfolgenden beschriebenen Profile ist Abb. 8 zu entnehmen.

Profil Alenquer: Das etwa 65 Meter lange Alenquer Profil wurde im aufgelassenen, jetzt als Mülldeponie benutzten Steinbruch von Alenquer aufgenommen (s. Abb. 100). Manche Bereiche sind wegen der Steilheit der Steinbruchwände nicht zugänglich. Der Otakalk ist hier extrem dickbankig bis massig ausgebildet. Bankungsfugen verlieren sich im allgemeinen lateral, so daß gebankte Abschnitte in massige Bereiche übergehen. Die Schichtlagerung ist annähernd söhlig.

An der Basis des Profils befinden sich fünf Meter von Boundstone Kalken, welche überwiegend aus Korallen-Mikroben/Algen Bind/Framestones mit Übergängen zu Riffschutt-Bindstones bestehen. Eingeschaltet sind Bereiche von Bafflestones, Mikroben/Algen Bindstones und Rud/Grainstone-Lagen. Die darüber folgenden acht Meter sind bis auf ein Band sparitischer Rudstones unzugänglich. Versturzböcke aus diesem Bereich setzen sich aus Rudstones und Boundstones zusammen. Es folgen ca. acht Meter Bind/Bafflestones, welche in Riffschutt Bindstones und Riffschutt Rud/Bindstones übergehen. Der höhere Bereich ist im wesentlichen unzugänglich, nur zwischen Meter 40 und 55 sind nochmals Untersuchungen möglich. Dieser Bereich ist durch schnelle laterale Fazieswechsel gekennzeichnet. Auf sparitischen Schuttkalken lagern Korallen-Mikroben/Algen Bind/Framestones mit Übergängen zu Riffschutt Bindstones. Eingeschaltet sind Lagen und diskordant die Boundstones anscheinende Taschen mit sparitischem, faunenreichen Lockersediment sowie diskreten Linsen und Lagen von *Bacinella* Bindstones. Das Profil wird dann von einer diskordant verlaufenden, tief in den Otakalk einschneidenden Paläokarstdiskordanz begrenzt. Paläokarststrukturen finden sich ab Profilmeter 13 (s. Kap. 2.3.2).

Das Profil ist ganz überwiegend in Boundstonefazies (im weiteren Sinne) entwickelt und von Mikroben-/Algenkrusten, insbesondere von *Bacinella* und *Lithocodium* dominiert. *Tubiphytes* ist im höheren Teil fleckenweise häufig. Die Organismenzusammensetzung ist bei Makro- und Mikroorganismen hochdivers. Die meisten der oben erwähnten Formen kommen im Profil vor. Das Alenquerprofil ergab die reichste Korallenfauna. Echte, größere Korallenframestonebereiche sind in vielen Niveaus vorhanden. Im tieferen Teil sind *Calamophylliopsis* Linsen relativ häufig; im oberen Teil dominiert bereichsweise *Microsolena*. Dort sind rasche, im Dezimeter bis Meterbereich ablaufende, laterale Fazieswechsel besonders typisch. Das Substrat befallende Bohrmuscheln sind überaus häufig vertreten. Megalodontide Bivalven und riesige *Cryptoplocus* sind vielfach vorhanden. Im höheren Teil finden sich zahlreiche Abrasionslagen. Bei Meter 14 ist das Sediment intensiv schwarz verfärbt (vgl. Kap. 2.2.6).

Profil Casal da Vale do Junco: Dieses Profil wurde im südlichsten, zur Zeit aufgelassenen Steinbruch der großen Bruchfelder um den trigonometrischen Punkt Barrio 1 aufgenommen. Die Fazies ist überwiegend massig; einige Bänke sind jedoch erkenntlich und fallen mit ca. 20° nach

Ost ein. Die Abfolge des etwa 35 Meter mächtigen Profils entspricht über weite Bereiche der des Alenquerprofils und sei deshalb hier nur summarisch wiedergegeben.

Der tiefere Profiltail ist in Baffle/Bindstone, Baffle/Framestone und Riffschutt Bindstone Fazies ausgebildet. Im mikroben-/algeninkrustierten Sediment steckende Bohrmuscheln sowie cf. *Pachyrismella* und *Cryptoplocus* und Diceratenreste sind häufig.

Bei Profilmeter acht erscheinen zahlreiche *Millericrinus* Stiele. Hier wurde auch ein Nautilidenrest gefunden. Bei Profilmeter 12 treten mächtigere, nerineenreiche Fossil-schuttkalke in Form von Rud/Grainstones auf. Innerhalb der Milioliden- und *Labyrinthina*-führenden Biocortoid Intraklast Grainstones finden sich einige dünnkelchige, phaceloide Korallenstöcke, welche teils verkippt sind. Darüber folgen wieder Boundstonebereiche, welche Korallen in den unterschiedlichsten Wuchsformen führen (z.B. phaceloide Korallen vom Typ *Calamophylliopsis*, ramoso *Actinastrea*, *Pseudocoenia* und *Stylina*, mäandroide Formen, darunter die flabellate *Rhipidogyra*, häufige thamnasterioide Korallen, insb. *Microsolena*, sowie seltene Stromatoporen. Die Fazies ist wieder mikroben-/algengebunden, unter Dominanz von *Bacinella*, welche auch fenestrate Mikroben/Algen Bindstone-Lagen aufbaut. *Tubiphytes* kann fleckenweise häufig werden. Lockersedimente sind taschenförmig eingeschaltet. Kavernenförmige Grainstonebereiche weisen eine scharfe Begrenzung zum Nebengestein auf. Bei Meter 20 erscheint eine in-situ brekziierte Autoklastlage, welche von einer undeutlichen Erosionsdiskordanz gekappt wird. In diesem Bereich ist das meist in Grain- und Packstone-Gefügen vorliegende Gestein zum Teil intensiv schwarz verfärbt; schwarze Imprägnationen erscheinen fleckenhaft verteilt auch unter dieser Lage. Manchmal findet sich schwarzes Internsediment in wogelösten Korallenästen (Abb. 87). Eine vom schwarzgefärbten Bereich nach unten ziehende Kluft weist ebenfalls schwarze Imprägnationen auf. Etwas höher liegen mit feinlaminierendem Internsediment verfüllte Kavernen. Nerineen sowie megalodontide und dicerate Bivalven werden in diesem Abschnitt wiederum häufig. Im höheren Bereich herrschen offene, anscheinend nicht immer von Mikroben-/Algen stabilisierte Gefüge wie Bioklast Foraminiferen Onkoid Wackestones und Floatstones, sowie untergeordnet Intraklast Grainstones vor. Eingeschaltet finden sich jedoch bis zu zwei Meter hohe, in-situ befindliche *Calamophylliopsis* Stöcke, welche intensiv durch *Tubiphytes* inkrustiert sind. Die Abfolge wird von hellen, dann braunen Oolithen überlagert, die nach oben zunehmend Quarzkerne aufweisen (s. Kap. 2.3.1). Der Übergang in die Oolithe ist nicht zugänglich.

Als Besonderheiten sind in diesem Profil der Faunenreichtum und die gut ausgebildete Boundstonefazies, die *Bacinella*- 'Loferite', die schlammdominierten Bereiche im höheren Teil, die konkordante Oolithauflage sowie die Schwarzfärbungs- und frühen Paläokarstphänomene anzuführen.

Das Profil Bairro 1: Das Bairro 1 Profil befindet sich etwa 1000 Meter NNW des vorhergehenden Profils. Es wurde in dem im Abbau befindlichen Bruch direkt unterhalb des gleichnamigen trigonometrischen Punkts aufgenommen. Zum Zeitpunkt der Aufnahme waren mehrere Abbausohlen vorhanden, so daß die Zugänglichkeit über einen großen Teil der Abfolge gegeben war. Die Abfolge mißt 65,5 Meter. Dicke Bankung ist teilweise vorhanden. Die Schichten fallen flach nach Ost ein.

In den untersten 10 Metern wechseln bis zu 150 Zentimeter mächtige Boundstone Lagen mehrfach mit Pack/Rudstones (z.T. Riffschutt Bind/Rudstones). Die

Packstone-Lagen sind reich an Mikrofossilien. Typisch sind *Labyrinthina*, *Otina magna*, Milioliden und dickwandige Dasycladaceen (*Petrascula*, *Salpingoporella*). Die Boundstones sind insbesondere durch *Bacinella* charakterisiert. Größere Areale von Bafflestones fehlen; überaus häufig sind Bind/Framestones und reine Mikroben-/Algen Bindstones. Die Boundstones entwickeln sich meist kontinuierlich aus der Unterlage. Die Oberseiten der Boundstone-Bereiche weisen häufig ein Kleinrelief auf. Die Grenze zu den überlagernden Sedimenten ist im allgemeinen scharf und zum Teil durch abrasive Strukturen akzentuiert. Häufiger als in den vorhergehenden Profilen finden sich knollige, massive Korallen (häufig *Microsolena*; daneben *Stylina*, *Actinastrea*, *Fungiastrea*, *Latusastrea* u.a.). Ramoses Wachstum kommt ebenfalls vor. Stromatoporen und coralline Schwämme treten bereichsweise zahlreich auf.

Die darauf folgenden 10 Profilmeter weisen wiederum entsprechende Boundstone-Lagen auf, welche zum Teil lateral sehr schnell verschwinden. Zwischen den Boundstones erscheinen nun aber sparitische Lockersedimente (Grainstones und v.a. Rudstones). Diese sind reich an Bioklasten und Onkoiden unterschiedlichster Größe. Im tieferen Teil des Abschnitts erscheinen untergeordnet schlammführende Bereiche. Bioklastische lithoklastische Schuttkalke führen eckige Black Pebbles sowie schwarz verfärbte Korallenklasten.

Nach einem kurzen unzugänglichen Abschnitt folgen zwischen Meter 21 und 29,5 teils gut sortierte, bioklastisch-intraklastische Grainstones und sparitische Rudstones. Bereichsweise sind sie als *Labyrinthina*-Intraklastsande ausgebildet. Nach oben erscheint zunehmend Kalkschlammmatrix, sowie eine Einschaltung von *Bacinella* Bindstone. Im tieferen Teil, an der Basis und am Top des Abschnitts finden sich Black Pebble-reiche Onkoidlagen, wobei insbesondere die oberste Lage durch die Schwarzfärbung der gesamten Lage, sowie durch die Häufigkeit und Größe der Black Pebbles heraussticht (s. Kap. 2.2.6).

Nach kurzer Aufschlußlücke ist der Rest der Profilabfolge durch schnelle Fazieswechsel charakterisiert. Es finden sich zehn jeweils bis zu 150 Zentimeter mächtige Korallen-/Mikroben-/Algen Boundstone Horizonte. Häufiger erscheinen nun Bafflestones und Bind/Bafflestones, jedoch sind Bind/Framestones und reine *Bacinella* Bindstones ebenfalls noch vorhanden. Zwischen den Bafflestones befinden sich teils mikritführende Sedimente, häufig aber auch sparitische Lagen, welche bereichsweise Ooide führen.

Die Besonderheit des Bairro Profils besteht im vielfachen Auftreten von *Bacinella* Bindstones sowie insbesondere in schnellen Wechsel der einzelnen Faziestypen. Das Profil weist wiederum im höheren Teil Verkastungsstrukturen auf.

Die Abfolge bei der Mühle westlich Pedreiras de Santa:

Ein 17,5 Meter mächtige Profil wurde im aufgelassenen Steinbruch knapp nördlich der alten Mühle nordwestlich des trigonometrischen Punkts Pedreiras de Santa aufgenommen. Es liegt ca. 1,5 Kilometer nördlich des vorhergehenden Profils und befindet sich im hinteren Bereich der Riffzone an der Grenze zur Rückriffzone; der Hauptteil der Riffzone scheint tektonisch abgeschnitten zu sein. Die Abfolge ist grob gebankt und liegt söhlig.

An der Basis finden sich vier Meter von Bioklast Rudstones und Floatstones. Die Floatstone Matrix besteht aus verbackenen Peloiden. Peloiden sind ebenfalls in den Zwickeln der Rudstone Klasten häufig. Die Bioklasten bestehen überwiegend aus Nerineen, diceraten und anderen

Bivalven sowie Korallen und sind meist dünn onkoidisch umkrustet. Megalodontide, teils zweiklappige Bivalven belegen die relative Stabilität des Sediments. Im tieferen Teil sind metergroße Bind/Framestone Bereiche häufig. Sie setzen sich überwiegend aus umkristallisierten Stöcken massiver Korallen, aus *Rhipidogyra* sowie aus *Bacinella* und *Lithocodium* zusammen. In diesem Bereich treten schlierige, an frühe Lösungserscheinungen gebundene Schwarzfärbungen auf. Die folgenden zwei Meter bestehen aus feinbioklastischen Peloid Packstones, die je nach Kompaktion bzw. Verkittung der Peloiden auch in Wackestone oder gar Mudstone Bereiche übergehen können.

Dieser Bereich wird durch sechs Meter onkoidreicher Kalke überlagert. Im wesentlichen sind Rudstone und Floatstone Gefüge verwirklicht. Bioklasten, darunter Korallen sind häufig. Eingeschaltet findet sich eine Intraklast Ooid Grainstone Lage sowie eine dünne Loforitlage, die z.T. *Bacinella* Strukturen aufweist. Dieser Profiltail wird nach oben durch eine Intraklast Peloid Grainstone Lage abgeschlossen, welche erosiv abgeschnitten ist und ein prägnantes Erosionsrelief aufweist. Das Relief wird wiederum von loferitischen Mikriten überlagert. Auf eine tektonische Zerrüttungszone folgen anscheinend ohne Versatz die verbleibenden fünf Meter der Profilabfolge. Der tiefere Teil besteht wiederum aus Onkoid Float/Rudstones, wobei die Onkoide *Bacinella* Strukturen aufzeigen und bis zu 10 Zentimeter groß werden. Intraklasten und Biocortice sind häufig. Korallenschutt ist überall vorhanden. Eine 25 Zentimeter große megalodontide Bivalve wurde ebenfalls gefunden. Nach oben gehen die Onkoide in loferitische Mikroben-/Algen Bindstones über. Dabei entwickeln sich die Mikroben-/Algenlagen zum Teil direkt aus den Onkoid-cortices. Der höchste Profiltail besteht aus groben Bioklast Floatstones und Rudstones. Korallenfragmente sind häufig, Nerineen erreichen bis zu acht Zentimeter Länge.

Während in der direkten Profilabfolge Korallen-boundstones nur an der Basis in kleinen fleckenartigen Bereichen auftreten, findet sich einige Meter nördlich in einem kleinen Handabbau eine größere, allseitig gut zugängliche Bafflestone Struktur, welche den für die gesamte Riffzone charakteristischen, kleinräumigen vertikalen und lateralen Wechsel der Sedimenttypen aufzeigt (vgl. LEINFELDER 1992: Fig. 6). Auf einer Riffschutt-Bindstone bis Rudstone Fundierung sitzt ein kleiner phaceloider Korallenstock mit einer schmalen Anheftungsfläche auf. Darauf breitet sich ein stark divergierend wachsender zwei Meter hoher Bafflestone Stotzen aus. Das Sediment zwischen den Korallenästen ist pelletiert und bioklastführend. Die Korallen sind intensiv von Bohrmuscheln angebohrt. Der Stock wird von *Bacinella*, *Lithocodium*, mikrobiellen Krusten, Stromatoporen und massiven, teils plattigen Korallen überwachsen. Darauf setzt sich ein dritter, nun lateral weiter durchhaltender Rasen aus phaceloiden und, untergeordnet, ramosen Korallen. Dieser wird wiederum von Mikroben-/Algen, insbesondere von *Tubiphytes* inkrustiert. Lateral geht die Bafflestone Struktur in bioklastreiche Peloid Intraklast Pack/Rudstones und Wacke/Floatstones über. Mikroben-/Algenstabilisation ist nicht direkt sichtbar; das häufige Vorkommen von peloidverfüllten Kavernen sowie Anbohrungen des Sediments durch Bohrmuscheln weisen auch hier auf eine frühe Verhärtung hin. Lateral schließt sich ein Bind/Framestonebereich an, der einen Durchmesser von etwa zwei Metern besitzt. Kleine phaceloide Korallenstöcke erscheinen zusammen mit knolligen Korallenkolonien. Die Verkittung wird hier insbesondere durch

Tubiphytes vorgenommen. Oberhalb des Bind/Framestone Bereichs finden sich sehr viele und große Nerineen der Gattung *Cryptoplocus* sowie dicerate Muscheln. Die frühe Verhärtung auch dieses Bereichs wird wiederum durch Bohrmuscheln sowie durch eine mit Intraklast Grainstone gefüllte, metergroße Kaverne deutlich.

Die Struktur wurde von starken Anlösungen und frühen Karsterscheinungen betroffen, wodurch insbesondere die Korallen überwiegend unkenntlich gemacht wurden. Die die Bafflestone Strukturen aufbauenden phaceloiden Korallen sind nicht mehr bestimmbar. Bei den massiven Formen konnte *Microsolena*, *Stylina*, *Ovalastrea* und *Actinastrea* wahrscheinlich gemacht werden. Die flabellate Form *Rhipidogyra* kommt ebenfalls vor. Drei der vier im Otakalk gefundenen, unbestimmbaren Ammonitenresten stammen aus dieser Lokalität.

Das Profil im Tal südlich des Rio de Ota: Am westlichen Eingang des erwähnten Tals läßt sich ein kleines Profil aufnehmen, welche für Teile des nördlichen Korallengürtels charakteristisch ist. Das Profil weist sehr viele, frühe Verkarstungserscheinungen auf, die an die westlich angrenzende Hauptstörung der Otabegrenzung gebunden sind und durch die vielfältigen Lösungsphänomene eine genauere Ansprache der Korallen und Stromatoporenfauna unmöglich machen.

An der Profilbasis finden sich grobe, fossilreiche Rudstones. Fragmente von Korallen (v.a. *Microsolena*?), Stromatoporen und Nerineen stellen die Hauptkomponenten. Neben massiv knollig bis inkrustierenden Formen scheinen insbesondere Fragmente ramoser Kolonien vorzuliegen. Die Rudstones gehen in 150 Zentimeter Korallen Mikroben/Algen Boundstones über, welche aus Bereichen von Bind/Bafflestones, Bind/Framestones und Riffschutt Framestones zusammengesetzt sind. Die Korallen befinden sich zum Teil in Lebendstellung. *Tubiphytes* repräsentiert den wichtigsten Riffbinder. In der Mitte der Boundstones liegt eine steil nach Westen fallende, erosive Diskordanz, die ebenfalls stark von *Tubiphytes* inkrustiert wird. Einen Meter mächtige faunenreiche Rudstones überlagern die Boundstones. An der Basis liegt eine Massenreicherung von Nerineen vor. Darüber folgt wieder gut ausgeprägte Boundstonefazies, diesmal in Bind/Framestones und Riffschutt-Bindstone Varietäten. Die Zementierung wird durch mikrobielle Krusten, *Bacinella* und *Lithocodium* vorgenommen. Die Aufschlußverhältnisse oberhalb dieses Horizonts sind sehr mangelhaft, vergleichbare Boundstones sind aber während der folgenden acht Meter noch zweimal aufgeschlossen.

Wichtig an diesem Profil sind der schnelle vertikale Fazieswechsel, die relative Häufigkeit von Lockersedimenten, die gut ausgeprägte *Tubiphytes* Fazies sowie die Erhaltung eines primären erosiven Reliefs.

Im Profil Vale Choupo sind ebenfalls mächtigere koralligene Strukturen vorhanden (s. Abb. 98). Verkieselte, in Lebendstellung befindliche, mächtige Korallenbafflestones finden sich daneben westlich des Profils Atouguia-West am westlichen Steilabfall der Otakalk Hochfläche.

Die Interpretation der Riffzone

Die drei südlichen Profile der Riffzone können anhand einer gut ausgebildeten Black Pebble-Lage bzw. anhand schwarzverfärbter Niveaus mit einigermaßen großer Sicherheit lithostratigraphisch aneinandergehängt werden (Abb. 28, 93). Weitere Korrelationen, wie etwa die möglich erscheinende Verbindung der im tieferen Teil der

Profile vorkommenden sparitischen Abschnitte, entsprechen jedoch nicht der Wirklichkeit. Untersuchungen der lateralen Faziesvariabilität insbesondere im Profil Alenquer und Bairro 1 zeigten das häufig schnelle Verschwinden der einzelnen Subfaziesbereiche im allgemeinen und der sparitischen Areale im speziellen. Die allgemeine laterale Faziesvariabilität ist aus Abb. 28 und 29 ersichtlich. Auch die vertikale Faziesentwicklung verläuft je nach Profil unterschiedlich. Alle drei Profile weisen über die gesamte Abfolge häufige Boundstone Bereiche auf; in den Profilen Alenquer und C. Vale de Junco finden sich jedoch Bafflestones bevorzugt in den tieferen Profiltteilen, im Profil Bairro 1 eher im höheren Bereich. Damit sind keine gerichteten Trends vorhanden.

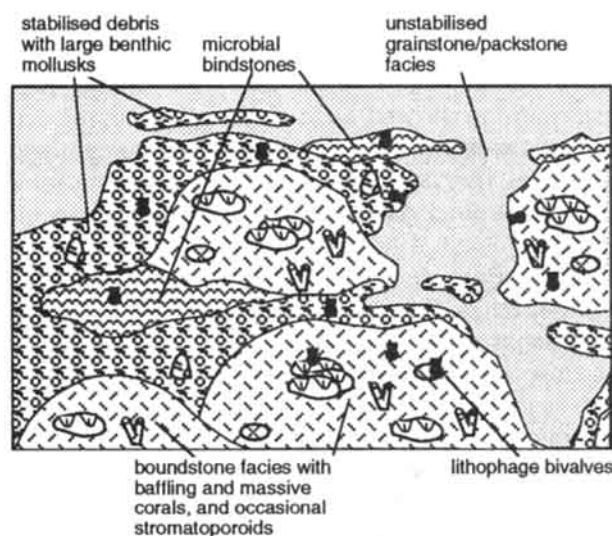


Abb. 29: Schemaskizze der generellen Sedimentkörpergeometrie in der südlichen Riffzone: Die einzelnen Einheiten bestehen aus linsen- und rinnenförmigen Körpern und machen das Vorhandensein eines flachen, inkonstanten Brandungsrinnensystems wahrscheinlich. Ohne Maßstab, da die angegebenen Variationen im Bereich von etwa einem Meter bis zu zehn Metern ablaufen (verändert nach LEINFELDER 1992)

Fig. 29: Summary sketch diagram illustrating the interfingering of facies types in the southern part of the reef zone. A scale bar is not given, as the variations shown may occur across widths ranging from one to ten metres (from LEINFELDER 1992, modified).

Die Faziesgeometrie dieser drei Profile läßt sich mit linsenförmigen und rinnenförmigen Sedimentkörpern beschreiben (Abb. 29). In den Profilen sind koralligene Boundstones meist von mikroben-/algenstabilisierten Riffschutt-Bindstones umgeben, manchmal wechseln sie auch direkt mit sparitischen Sedimenten. Die häufigen Einschaltungen ausge-

waschener Sedimente, das Auftreten extrem dickschaliger Mollusken, die extrem hohe Fragmentationsrate der Rifforganismen, die Erhaltung von Fensterstrukturen insbesondere in mikrobiellen Bindstones sowie lokale vadose Zemente zeigen den extremen Flachwassercharakter für die gesamten Profilabfolgen an. Kalkschlammbereiche können in geschützten Zonen, z.B. hinter Inseln oder unter größeren Korallenhecken vorhanden gewesen sein. Meist verstecken sich hinter den kryptokristallinen Bereichen jedoch mikrobielle Krusten und kryptokristalline Zemente. Die auch bei der Bildung dieser Ablagerungsbereiche herrschende hohe Wasserenergie wird durch das Vorhandensein ausgewaschenen Taschen sowie durch Abrasionslagen deutlich. Bohrungen in höchstenergetischen Bereich rezenter Riffe ergaben, daß auch sedimentärer Kalkschlamm innerhalb der höchstenergetischen Zone oftmals primär vorkommt. Insbesondere während der jährlichen, mehrwöchigen Ruhigwasserphasen, die in allen tropischen und subtropischen Bereichen auftreten, rieselt der im wesentlichen durch Bioerosion anfallende Kalkschlamm in das weit nach unten offene Poren- und Kavernensystem der unterlagernden, zementierten Riffkalke. Hier kann er auch beim Wiederaufleben der Wellenenergie nicht wieder ausgewaschen werden (SHINN 1988). Damit muß zumindest der südliche Bereich des Ota-Korallenzone als hochenergetisches Riff gelten. Die einzelnen Riffstotzen sind dabei nicht als innerhalb von lockeren Schuttsedimenten angeordnete Fleckenriffe zu sehen. In diesem Fall müßten häufige graduelle laterale Übergänge zwischen Fleckenriff- und sparitischen Lockersedimenten zu beobachten sein. Außerdem würde wegen niedriger Gefällegradienten zwischen den Fleckenriffbereichen und den ummantelnden Schuttsedimenten das anfallende Bioklastmaterial nicht genügend abtransportiert werden können. Dies würde dazu führen, daß der anfallende Schutt nicht mehr vollständig durch Riffbinder stabilisiert werden könnte und die Fleckenriffe in ihrem eigenen Schutt ersticken würden, eine Situation, wie sie andernorts im Oberjura häufig vorkommt (vgl. Kap. 7.3). Das Vorhandensein steiler bis senkrechter Reliefs, die scharfen, oft subvertikalen Faziesbegrenzungen zwischen Boundstone- und sparitischen Schuttbereichen, das Auftreten sparitischer Rinnenstrukturen und Kavernen sowie die offensichtlich wellenresistente Ausbildung der Boundstone Bereiche deuten darauf hin, daß eine gut ausgeprägte bathymetrische Trennung zwischen Boundstone und tieferliegenden, jedoch immer noch in der Auswaschungszone befindlichen Lockersedimenten vorhanden war.

Eine derartige Sedimentkörperarchitektur ist mit modernen Riffen vergleichbar, welche ein senkrecht zum Rifftrakt ausgerichtetes Sandrillen-

und Brandungsrinnensystem ('spur-and-groove system') aufweisen (vgl. z.B. GEISTER 1975, 1983, SNEH & FRIEDMAN 1980, SHINN 1988). Brandungsrinnensysteme wurden bereits aus tertiären Riffen beschrieben (z.B. ESTEBAN 1979). BARTHEL (1977) analysierte ein durch Brandungsrinnen gekennzeichnetes Korallenriff aus dem Oberjura der Fränkischen Alb. Im Fall des Otarriffs handelte es sich jedoch im allgemeinen um in der Zeit wenig lagestabile Brandungsrinnen und Sandrillen, da die einzelnen Riffsporne ('spurs') maximal 10 Meter mächtig werden. Sparitische Sedimente mit vadosen Zementen sind Sedimenten der Rifftafel zuzuordnen. In modernen Riffen repräsentiert das grobklastische Schuttmaterial der Rifftafel zum Teil Sturmsedimente. Überwiegend rühren jedoch die Sedimente von Brandungswogen her, welche mit hoher Energie durch die Brandungsrinnen laufen und das transportierte Material auf der Rifftafel anhäufen (vgl. GEISTER 1983, JAMES 1984). Abb. 29 zeigt schematisch die Geometrie der Faziesanordnung im Südteil des Otarriffs.

Der nördliche Teil des Korallengürtes der Ota Region zeigt häufig eine Wechsellagerung von sparitischen Lockersedimenten und Floatstones und weist nur untergeordnet Einschaltungen von Boundstone Bereichen auf. Innerhalb der Boundstones dominieren in diesem Bereich meist die Bafflestone und Bind/Bafflestone Varietäten (z.B. Region bei der Mühle von Pedreiras de Santa; Tal südlich Rio Ota, Atouguia Bereich). Unklar bleibt, ob die Korallenzone in ihrer gesamten Breite erhalten ist oder ob der externe Teil des Otarriffs hier tektonisch unterdrückt ist. Die geringe Breite des Gürtels in diesem Bereich könnte für letzteres sprechen. Im ersten Fall müßte eine geringere Wasserenergie, wohl bedingt durch eine tiefere Lage des Riffs angenommen werden. Dagegen spricht jedoch das häufige Auftreten von sparitischen Sedimenten sowie das Vorkommen von durchaus mit den südlichen Riffbereichen vergleichbaren Bind/Bafflestone-, Bind/Framestone- und Riffschutt Bindstone-Bereichen. Wahrscheinlicher ist die Annahme von weiter westlich gelegenen, flachen, kuspate gekrümmten Riffarealen, welche lokale Abschirmung für die dahinter liegenden Bereiche bewirkten. Die Boundstone-Bereiche im inneren, erhaltenen Bereich der Zone repräsentieren das lagunenwärtige Umbiegen dieser kuspate Riffe. Sicherlich waren die hochenergetischen Riffbereiche im Nordteil des Otakalks nicht nur durch schmale Brandungsrinnen, sondern durch Hunderte von Meter- bis kilometerweite Durchlässe getrennt. Die Durchlaßbereiche waren durch Sandbarrens-systeme gekennzeichnet (vgl. Abb. 96).

Zur weiteren Charakterisierung des Ota Riffkomplexes müssen die Charakteristika der benach-

barten Faziesgürtel herangezogen werden. Es sei deshalb auf Kap. 2.2.6 verwiesen.

2.2.2 Die Rückriffzone

Ein Faziesgürtel, der aufgrund seiner Lage hinter der Riffzone als Rückriffzone bezeichnet werden kann, schließt sich nach Osten an die korallenreiche Zone an (s. Abb. 8). Seine Breite im Kartenbild ist äußerst schwankend; im Süden können 300 Meter erreicht werden; im Norden kann die Breite auf 40 Meter und weniger zurückgehen. Dieser Faziesbereich kann auch am Top des Otakalks über andere Fazieszonen hinweggreifen (s. Kap. 2.3.1).

Die Rückriffzone kann durch die Kombination dreier, teils negativer Kriterien charakterisiert werden:

- (a) Fehlen größerer Boundstonebereiche
- (b) untergeordnete Bedeutung laminiertes Fensterkalke (im Gegensatz zur östlich anschließenden Zone)
- (c) häufiges Vorkommen sparitischer Sedimente

Große Aufschlüsse, wie sie in den restlichen Fazieszonen vorkommen, existieren nicht. Die Aufschlußverhältnisse sind ansonsten aber gut bis zufriedenstellend, so daß die Zone überall anhand der oben genannten Kriterien erkannt werden kann. Auch in der schmalen Ausbildung des nördlichen Otabereichs kann entlang mehrerer Traversen der schnelle Übergang von der Riffzone in die benachbarten Fazieszonen beobachtet werden (s.u.). Etwas größere Aufschlüsse finden sich als kleine Handabbauten, in denen der Otakalk zu Pflastersteinen behauen wird. Diese Abbauten liegen alle am Ostrand der Rückriffzone bzw. im Übergangsbereich zur östlich anschließenden Gezeitenzone.

Die Grenze ist insbesondere zur östlich anschließenden Peritidalzone fließend. Auch an der Westgrenze bestehen teils graduelle Übergänge in die Riffzone. Im Süden ist die Rückriffzone sehr faunenreich und weist untergeordnet Bafflestone-Strukturen auf, was die Abgrenzung erschwert; im Norden wird die Riffzone häufig von sparitischen Sedimenten mit nur untergeordneten Einschaltungen von Boundstones vertreten, so daß die Abtrennung einer Rückriffzone ebenfalls schwierig sein kann.

Die Faziestypen und Organismen der Rückriffzone

Entsprechend der oben genannten variablen Ausbildung der Rückriffzone ist auch das Faziespektrum stark differenziert.

Sparitische Arenitfazies

Gut sortierte Bioklast Intraklast Grainstones (Rudstones): Rückriff-Subfazies 1: Dieser Typ

weist eine Dominanz der Bioklasten gegenüber den Intraklasten auf. Graduelle Übergänge zum nachfolgenden Typ sind jedoch häufig. Die Komponenten-zusammensetzung ist mit derjenigen der Brandungsrinnenfazies der Riffzone (Riff-Subfazies 6) vergleichbar. Demgemäß finden sich u.a. Klasten von Echinodermen, Mollusken und Korallen, welche immer Cortoidsäume und zusätzlich häufig superfizielle Onkoidumkrustungen aufweisen. *Solenopora* Fragmente sind bereichsweise zahlreich vertreten. Intraklasten sind häufig und umfassen sowohl mikritische als auch Internkomponenten-reiche Typen. An unzerbrochenen oder wenig zerbrochenen Organismen kommen insbesondere Nerineen, meist der Gattung *Ptygmatis* vor. Daneben kann eine reiche Mikrofauna und -flora auftreten. Sie besteht aus Dasycladaceenfragmenten (*Salpingoporella*, *Clypeina*, *Likaniella?*, *Macroporella?*; besonders typisch *Petrascula bursiformis*) sowie Foraminiferen (*Nautiloculina oolithica*, *Rectocyclammina*, *Alveosepta jaccardi*, *Pseudocyclammina* sp., *Trocholina alpina*, *T. elongata*, *Neotrocholina* aff. *transversarii* (PAALZOW), *Kurnubia* sp., *Labyrinthina mirabilis* sowie textulariide Foraminiferen und Milioliden der Gruppe *Quinqueloculina*). Fragmente oder vollständige Mikroben-/Algenknäuel sind häufig. Sie entsprechen den in der Rifffazies vorkommenden Formen (v.a. *Cayeuxia*, *Arabicodium* sowie *Lithocodium* und *Bacinella* Fragmente). Die Komponenten sind im allgemeinen gut sortiert und gut gerundet; die gröberkörnigen Varietäten können schlechtere Rundung und Sortierung aufweisen. Feine, durch Korngrößen-sprünge bewirkte Lamination kommt vor.

Mäßig bis gut sortierte Foraminiferen Intraklast Grainstones: Rückriff-Subfazies 2: Wie in der Riffzone treten auch im Rückriffbereich immer wieder sparitische Lagen auf, die massenhaft die lituolide Foraminifere *Labyrinthina mirabilis* führen. Die Gehäuse sind häufig intakt. *Labyrinthina* kann auch durch die ebenfalls großwüchsige, konische Foraminifere *Otaina magna* ersetzt sein. Milioliden sind ebenfalls häufig. Die restlichen Komponenten werden überwiegend durch gleichkörnige, gut gerundete, mikritische Intraklasten gestellt.

Bimodal sortierte Intraklast Peloid Onkoid Grainstones: Rückriff-Subfazies 3: Kennzeichnend für diesen sehr häufigen Typ sind 0.5 bis drei Zentimeter große Onkoide, welche in einer feinkörnigeren Grundmasse, bestehend aus mikritischen Intraklasten und Peloiden schwimmen. Manchmal treten die Onkoide in gerüstbildenden Häufigkeiten auf. Die maximale Korngröße der Intraklasten beträgt drei Millimeter, die mittlere Korngröße liegt jedoch klar darunter. Die Onkoide

Abb./Fig. 30-37: Otakalk: Riff-Grainstones (37, 40) und Rückriffsedimente/ Ota reef grainstones (37, 40) and back reef facies

Abb. 30: Flach kreuzgeschichteter Intraklast Grainstone. Pfeile deuten auf Schrägschichtungsblätter. Balkenlänge 1 cm.
Fig. 30: Intraclast grainstone with low-angle cross bedding. Arrows indicate fore-sets. Length of bar is 1 cm.

Abb. 31: Sturmlage der Rifftafel mit 'flat pebbles' in Dachziegellagerung. Balkenlänge 1 cm (Anschliff).
Fig. 31: Reef flat storm layer with imbricated flat pebbles. Length of bar is 1 cm.

Abb. 32: Intraklast Cortoid Onkoid Grainstone, charakterisiert durch Korngrößensprünge. Pfeil: grob agglutinierende Foraminifere vom Typ '*Haplophragmium*'. Weiße Bereiche Verkieselungen. Maßstab in cm (Anschliff).
Fig. 32: Intraclast cortoid onkoid grainstone, exhibiting jumps in grain size. Arrow: coarse agglutinating foraminifera of the '*Haplophragmium*'-type. White areas are silicified. Scale is in centimetres.

Abb. 33: Megalodontide Bivalve in Lebendstellung. Skala in mm.
Fig. 33: Megalodontid bivalve in life-position. Scale is in millimetres.

Abb. 34: Sturmlage mit Korallen (große Pfeile) und weiterem Schutt. Links doppelklappige Bivalve. Kleiner Pfeil: *Placopsilina*. Beachte weit verbreiteten vadosen Silt (Sandeiland Fazies). Balkenlänge 1 cm (Schliff).
Fig. 34: Sand cay storm layer, with fragments of corals (arrows), double-valved bivalve and vadose silt. Length of bar is 1 cm.

Abb. 35: Korallenschutt-Bivalven Floatstone. Fragmente ramoser Korallen meist stark zerbohrt. Durchmesser der Linsenkappe 5 cm.
Fig. 35: Coral clast - bivalve floatstone. Fragments of ramose corals are intensively bored. Diameter of lense cap is 5 cm.

Abb. 36: Algenklast-Peloid Grainstone, mit kleinen Fenstern ('keystone vugs'). Links oben *Cayeuxia*-Typ. Balkenlänge 1 mm (Schliff).
Fig. 36: Algal clast - peloid grainstone, with small keystone vugs. Length of bar is 1 mm.

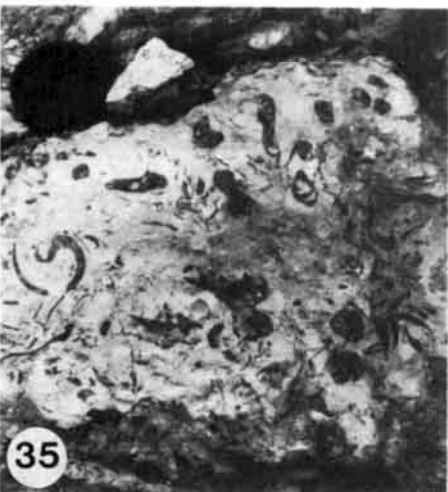
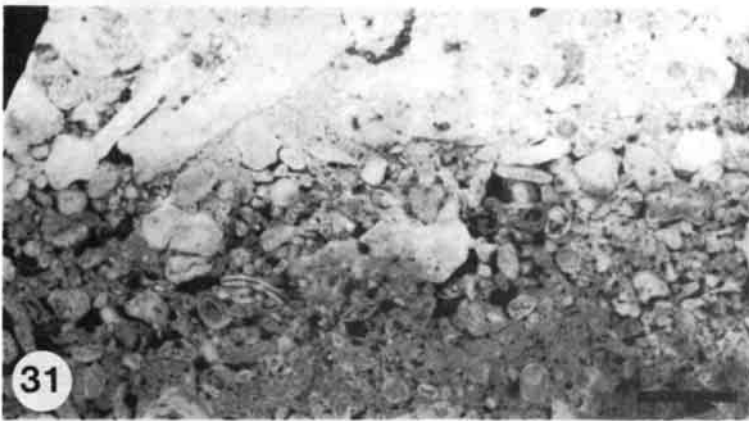
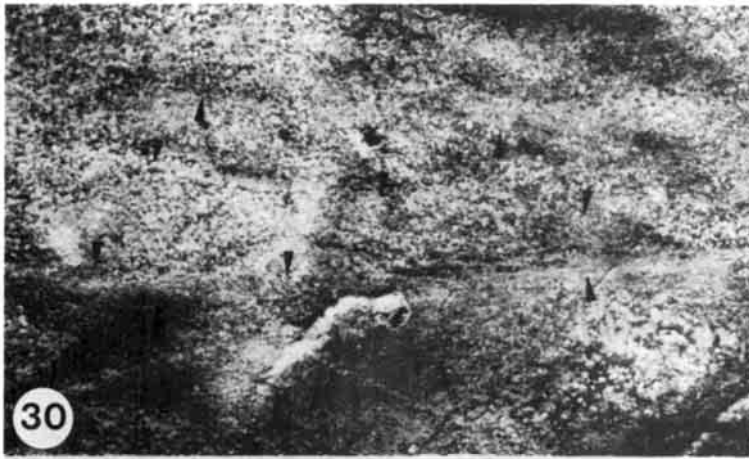
Abb. 37: Gut sortierter Peloid Grainstone. Balkenlänge 1 mm (Schliff).
Fig. 37: Well sorted peloid grainstone. Length of bar is 1 mm.

haben dicke Cortices welche teilweise *Bacinella* und *Lithocodium* Strukturen sowie Befall mit ?*Bullopore* aff. *laevis* aufweisen. Ooide können untergeordnet vorhanden sein, werden in wenigen Lagen jedoch häufig. Detritischer Quarz findet sich in einzelnen Proben in sehr geringen Häufigkeiten (<< 0.5%). Die eckigen Quarze sind jedoch bis zu einem Zentimeter groß und teilweise onkoidisch krustet (vgl. Kap. 2.2.6). Cortoid-Bioklasten sind seltener als in den obigen Typen; das Mikroorganismeninventar stimmt mit dem oben aufgeführten überein. Zusätzlich konnte *Campbelliella striata* mehrfach innerhalb von Intraklasten nachgewiesen werden.

Die Sedimente sind teils feinlaminiert und können flache Schrägschichtung sowie, seltener, kleinmaßstäbliche Kreuzschichtung aufweisen (Abb. 30). Manche Lagen zeigen Fensterstrukturen, die unregelmäßig verteilt auftreten ('keystone vugs') oder sich zu undeutlichen laminierten Fenstergefügen zusammenschließen können (Abb. 36). Häufig sind jedoch keinerlei Sedimentstrukturen zu erkennen. Zusammen mit der oft inhomogenen Verteilung der größeren Komponenten weist dies auf Homogenisierung des Sediments durch grabende Organismen hin.

Extrem feinkörnige, sehr gut sortierte Peloid Grainstones (Packstones) mit und ohne Makrofauna: Rückriff-Subfazies 4: Dieser Typ wird fast ausschließlich aus ca. 0.2 Millimeter großen, runden bis ovoiden Peloiden aufgebaut (Abb. 37). Normalerweise deutliche, spartitverfüllte Zwickel aufweisend, können manche Lagen auch durch Peloidverschmelzung in Packstones übergehen. Neben den Peloiden kommen kleine textulariide Foraminiferen vor. Mitunter finden sich jedoch bis zu 15 Zentimeter hohe, ästige Korallenstöcke von *Calamophylliopsis* und *Dermosmilia* in Lebendstellung. Typisch sind auch megalodontide Muscheln und die Nerinee *Cryptoplocus*. *Ptygmatis* kann massenhaft in einzelnen Lagen auftreten.

Spartitische angulare Aggregatklast Rudstones: Rückriff-Subfazies 5: Einzelne Lagen der Rückriffzone bestehen aus Lagen angularer Klasten in spartitischer Grundmasse (Abb. 49). Die bis zu einem Zentimeter großen Klasten besitzen ein Interngefüge aus Peloid Packstone; dabei sind die einzelnen Peloiden mehr oder weniger miteinander verklebt. Der Umriß der jeweiligen Klasten ist zwar teilweise angular, die Klastenränder sind jedoch irregulär, da sie um die Peloiden herumlaufen. Die



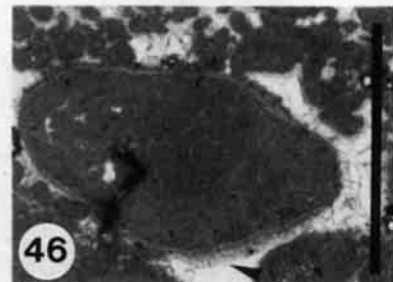
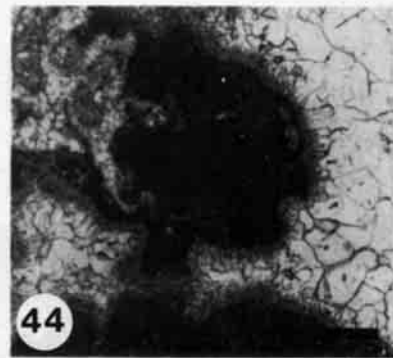
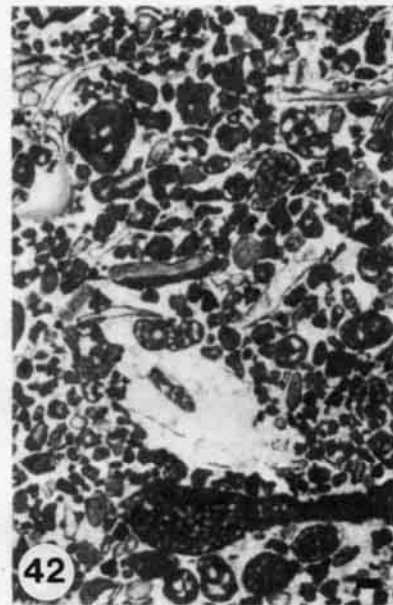
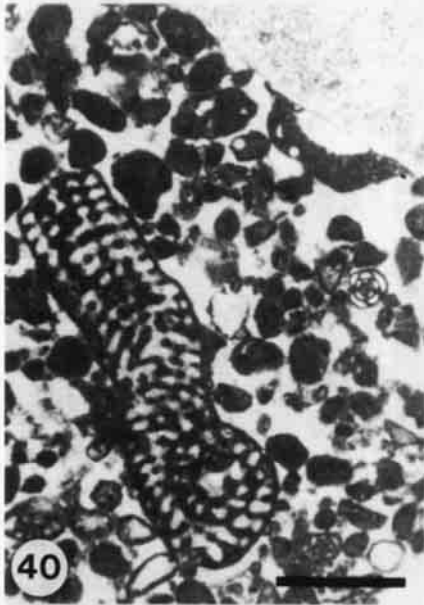
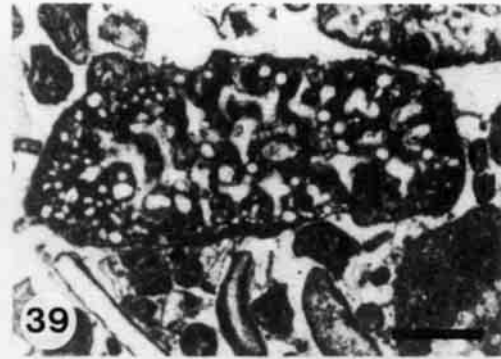
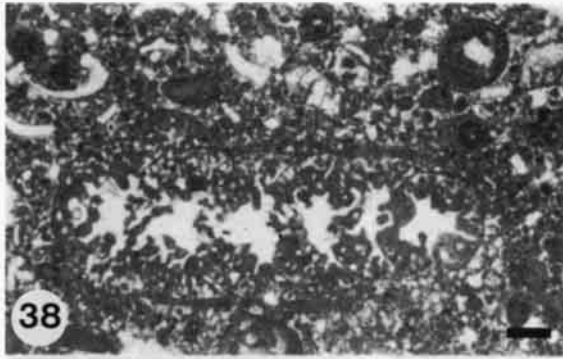


Abb./Figs. 38-46: Mikroorganismen der Ota Riff- und Rückriffzone. Zemente der Rückriffzone (44-46) / Micro-organisms from the Ota reef and back reef belt. Cements from the back reef belt (44-46) (Balkenlänge 1 mm. Schliffe und Folienabzüge)

Abb./Fig 38: Die Foraminifere / the foraminifera *Otaina magna*.

Abb. 39: Algen- oder foraminiferenähnliches Mikroproblematikum. Die Wandstrukturen ähneln manchen *Lithocodium* Krusten des Otariiffs.

Fig. 39: Algal or foraminifera-like microproblematicum. Wall structure is similar to some *Lithocodium* crust from the Ota reef.

Abb. 40: Die Foraminifere *Labyrinthina mirabilis* in Peloid Bioklast Grainstone (Riffinnenfazies). Rechts Miliolide vom Typ *Quinqueloculina*. Oben rechts Echinodermenklast mit *Placopsilina*.

Fig. 40: The foraminifer *Labyrinthina mirabilis* within peloid bioclast grainstone from reef groove facies. Right: *Quinqueloculina*-type miliolid; upper right: echinoderm clast with *Placopsilina*.

Abb. 41: Die Foraminifere *Trocholina elongata*.

Fig. 41: The foraminifer *Trocholina elongata*.

Abb. 42: *Labyrinthina* Intraklast Grainstone des Rückriffbereichs.

Fig. 42: *Labyrinthina* intraclast grainstone from the back reef zone.

Abb.43: Die Dasycladacee *Petrascula bursiformis*, cortoidisiert, aus dem Rückriffbereich.

Fig. 43: The dasyclad *Petrascula bursiformis* with cortoid rim, from the back reef zone.

Abb. 44: Relikte submariner Faserzemente, überwachsen von meteorisch phreatischem Hundezahnzement. Spätdiagenetischer Blockzement als letzte Generation.

Fig. 44: Relics of submarine fibrous cement, overgrown by meteoric phreatic dog-tooth cement. Blocky spar as last generation.

Abb. 45: Vadoser Dripstone Zement in Onkoid Bioklast Intraklast Grainstone.

Fig. 45: Vadose dripstone cement in oncoid bioclast intraclast grainstone.

Abb. 46: Intraklast, umwachsen von dünnem (submarinen?) Faserzement, darauf faseriger Dripstone Ausbildung (Pfeil). Vadoser Beachrock.

Fig. 46: Intraclast, overgrown by thin (submarine?) fibrous cement, followed by fibrous dripstone cement (arrow). Vadose beach rock cementation.

(Weitere Tafel-Abbildungen von Organismen und Sedimenten des Otariiffs sind in LEINFELDER 1992 publiziert - for additional plate-figures of organisms and sediments from the Ota Reef see LEINFELDER 1992).

Komponenten entsprechen wegen ihres eckigen Umrisses nicht den eigentlichen Aggregatkörnern. Sie sind vielmehr als frühe Aufarbeitungen eines teilweise verfestigten Peloidsubstrats zusehen und werden hier dementsprechend als Aggregatklasten bezeichnet. Weitere Komponenten treten praktisch nicht auf.

Mikritische Fazies

Peloid Aggregatkorn Packstones: Rückriff-Subfazies 6: Dieser Typ besitzt gewisse Ähnlichkeiten zur Subfazies 4. Im Vergleich zu dieser kommen nun mikritische Grundmasse und aus verbackenen Peloiden bestehende Aggregate hinzu (Abb. 36). Makrofauna kann wie oben wiederum vorhanden sein.

Rindenintraklast Onkoid Wackestones und Packstones: Rückriff-Subfazies 7: Dieser Sedimenttyp leitet in die östlich anschließenden Gezeiten- und Lagunenbereiche über, wo er sich in Mudstone und

Wackestone Ausbildung äußerst häufig findet. Die charakteristischen Komponenten sind mikritische Intraklasten, welche eine im Auflicht weiße, oftmals aber durch Eisenverbindungen auch grau-, braun- oder rotgefärbte Rinde zeigen. Diese Rinde weist analog zu Cortoiden eine nach innen unscharfe Begrenzung auf. Ähnliche Komponenten beschrieben FELBER et al. (1982) aus dem Oberjura am Südrand des Lusitanischen Beckens, wo die Komponenten klare mikrobielle Anbohrungsspuren zeigen und damit tatsächlich intraklastischen Cortoiden entsprechen. Für die Rindenintraklasten des Otakalks dürfte diese Interpretation teilweise zutreffen. Meist jedoch ist die Rindenbildung durch eine undeutliche Mikrospartisierung bedingt, welche die eventuell ursprünglich vorhandenen Mikrobohrspuren überdeckt (s. Kap. 2.2.4).

An weiteren Komponenten treten, zum Teil mehrere Zentimeter große Onkoide und Bioklasten auf. Letztere liegen meist als Cortoide oder superfizielle Onkoide vor. Manchmal erscheinen zwei-

klappig in-situ erhaltene grabende Bivalven. Sie sind mit Peloid Packstone verfüllt, was darauf hindeutet, daß verbackene Peloiden maßgeblich am Aufbau der gesamten Matrix beteiligt waren. Makrofauna kann entsprechend Subfazies 4 und 6 vorhanden sein. Besonders häufig sind megalodontide und diceratide Bivalven sowie Nerineen der großwüchsigen Form *Cryptoplocus* und der hier ebenfalls bis zu 10 Zentimeter lang werdenden *Ptygmatis* cf. *pseudobruntrutana*. Die dickschaligen Mollusken sind manchmal extrem von Bohrmuscheln zerbohrt. Die irreguläre Verteilung der Komponenten weist auf starke Bioturbation hin.

Frühdigenese in der Rückriffzone

Marine Faserzemente: Die sparitischen Sedimenttypen der Rückriffzone zeigen im allgemeinen nur eine Zementgeneration, bestehend aus blockigem Kalzit. Dieser weist jedoch teilweise neomorphe Züge auf, da häufig relikthaft randständige, teils faserige, allerdings überprägte Zemente erkennbar sind. In seltenen Fällen sind jedoch noch marine, wahrscheinlich ehemals aragonitische, isopache Faserzemente erhalten (Abb. 44, 46).

Frühdigenetische Supratidal- und Süßwasserzemente: Insbesondere in der Aggregatklafazies, aber auch in weiteren sparitischen Sedimenten finden sich zum Teil Skalenoederzemente ('Hundezement') als erste Zementgeneration (Abb. 49). Diese werden im allgemeinen als charakteristisch für frühe meteorische bzw. Mischwasserdiagenese angesehen (z.B. PIERSON & SHINN 1985). Besonders häufig finden sie sich in Beachrocks (z.B. SCHROEDER 1979). Vadose Meniskus- und Dripstonezemente erscheinen häufig in fensterführenden Spariten der Rückriffzone (Abb. 45). Sie weisen manchmal eine Dicke von mehreren Millimetern auf und können intern aus feinen, radialstrahligen Kristallfasern angeordnet sein. Die faserige Internstruktur der Dripstonezemente scheint charakteristisch für den marin vadosen, also supratidalen Bereich zu sein (vgl. HARRIS et al. 1985). Mikritische vadose Zemente können jedoch ebenfalls im marin vadosen Bereich auftreten (J. MEYERS 1987).

Indirekte Hinweise auf frühe marine und subaerische Verhärtung: Eine sehr frühe Zementation kann häufig indirekt anhand verschiedener Kriterien abgelesen werden:

(a) Auftreten von laminoid angeordneten Fenstern ('birdseyes') und 'keystone vugs' (Abb. 48). Kurzlebige Fensterstrukturen können zwar in allen Tiefenlagen insbesondere durch Zersetzung organischer Substanz entstehen (SHINN 1968), fossilisierbar sind sie jedoch nur, wenn sie durch sehr schnelle Zementation 'eingefroren' werden

(SHINN et al. 1980). Sehr schnelle Zementation gilt insbesondere für die Erhaltung von Fenstern in arenitischen Sedimenten ('keystone vugs'), da diese Lockersedimente ja besonders instabil sind. Derartig schnelle Zementation und damit Erhaltung der Strukturen ist im allgemeinen nur bei teilweisem bis vollständigen Trockenfallen der Sedimente zu erwarten, kann aber bei arenitischen Sedimenten auch im Subtidal erfolgen, da durch die hohe primäre Porosität ein guter Wasseraustausch gewährleistet ist (SHINN 1983a, b); submarine Zementation vermag Fensterstrukturen jedoch nur zu erhalten, wenn sie von einer Sedimentationsunterbrechung begleitet wird und im sehr flachen Wasser stattfindet, da sonst schon die hydrostatische Auflast der Wassersäule zum Kollaps der Fensterstrukturen führt.

(b) Bildung von Aggregatkörnern und Aggregatklafazies. Aggregatkörner entstehen durch synsedimentäre Zementationsprozesse und im extrem flachen, warmen Wasser lagunärer Bereiche (PURDY 1961). Die Aggregatklafazies (Fazies 5) weist direkt auf das Vorhandensein früh zementierter Peloidlagen hin, welche subsequent wieder aufgearbeitet wurden.

(c) Black Pebble Vorkommen. Neben dem wiederum auch diese Zone durchziehenden, an intraformationelles Trockenfallen des gesamten Otabereichs gebundenen Black Pebble Haupthorizont (s. Kap. 2.2.6) erscheinen häufig in einzelnen, nicht durchhaltenden Lagen kleine, selten bis fünf Zentimeter große, angulare Black Pebbles. Diese Black Pebbles weisen wieder auf das Vorhandensein kleiner, episodisch existierender Sandinseln ('sand cays') oder auf in den obersten Supratidalbereich reichende Untiefen hin. Manche der Inseln oder flachstmarinen Bereiche waren stark von Pflanzen bewachsen, was zum hohen Anfall organischer Substanz und damit verbundener Schwarzfärbung und selektiver Verhärtung des Substrats führte (s. auch Kap. 2.2.4). Sandeiland-Bildung in Verbindung mit hohem Pflanzenbewuchs ist auch in modernen Karbonatplattformen weit verbreitet (z.B. GEISTER 1975).

Frühdigenetische Karstwaben und Karstpfeifen: Überwiegend auf Subfazies 7 beschränkt erscheinen bankweise irregulär schlauchförmige Strukturen, welche horizontal und vertikal, teils aber auch schräg verlaufen. Sie besitzen im allgemeinen einen Durchmesser von zwei bis vier Zentimetern. Die Werte schwanken jedoch stark bereits innerhalb eines Ganges. Die Länge der einzelnen, irregulären Gänge beträgt bis zu etwa 15 Zentimetern. Die Enden der Gänge sind undeutlich ausgebildet; die Struktur geht über einige irreguläre, sparitverheilte Risse ins Nebengestein über. Manchmal treten nur parallel angeordnete, subvertikale Gänge

auf. Häufig bilden die Strukturen jedoch ein horizontal und vertikal verzweigtes, irreguläres Gangsystem, welches bis zu 40 Vol% des Gesamtgesteins einnehmen kann. Die Gänge besitzen einen scharfen Kontakt zum umgebenden Sediment, der jedoch um die Sedimentgrenzen des Wirtsgesteins herumläuft. Die Grainstone Verfüllung der Gänge setzt sich aus vom Wirtsgestein selektiv herausgearbeiteten Komponenten zusammen. Dies ist an teilweise herausgebrochenen, aber noch mit dem Nebengestein in Kontakt stehenden Komponenten klar ersichtlich. Die Komponenten sind teilweise durch randständige skalenödrische Zemente umwachsen, die Restlumina sind mit grobem Blockkalzit verfüllt. An der Basis mancher Hohlräume finden sich geopetal angehäufte Kristallaggregate, welche vadosem Silt vergleichbar, jedoch oft gröberkörniger sind. Dies dürfte auf Neomorphisierung von Kristallsilt oder von aus dem Nebengestein herausgelöstem Kalkschlamm zurückzuführen sein. Starke Neomorphisierung ist auch an der teilweise enormen Kristallgröße der Blockzementfüllung, an Geisterstrukturen von Komponenten, sowie an größeren, komponentenfreien Sparitarenalen ersichtlich. Vergleichbare Strukturen sind auch in ähnlicher Wirtsgesteinsfazies in der lagunären Zone horizontweise häufig (s. Kap. 2.2.4). Die Gangsysteme bildeten sich zum Zeitpunkt, als das Wirtsgestein durch eine erste Zementationsphase teilweise, jedoch nicht vollständig verhärtet war. Ursache war die selektive Lösung des frühen marinen, wahrscheinlich aragonitischen oder magnesiumcalcitischen Zements des Wirtsgesteins.

Die Strukturen sind mit Karstwaben ('honeycomb structures') und Labyrinthkavernen ('spongework maze caves') vergleichbar, wie sie insbesondere in der aggressiven, phreatischen Mischwasserzone von Küstenbereichen entstehen (CHOQUETTE & JAMES 1987, CRAIG 1987, FORD 1987). Ähnlichkeiten bestehen ebenfalls zu den von WRIGHT (1982, 1987) beschriebenen Lösungspfeifen ('solution pipes'), welche der Autor humidem Kavernossen-Karst zuordnet. Die von WRIGHT beschriebenen, vertikal orientierten Karstpfeifen haben nach oben Kontakt zu einer erosiven Paläooberfläche und bildeten sich in der vadosen meteorischen Zone. Manchmal kommen jedoch horizontal orientierte Lösungsstrukturen hinzu. Derartige Horizonte werden von WRIGHT dem Grundwasserspiegel, also dem Top der phreatischen Zone zugeordnet.

Die aufgeführten Beispiele unterscheiden sich aber von den hier beschriebenen Lösungsstrukturen dadurch, daß sie sich in bereits vollständig zementierten Karbonaten bildeten. Im vorliegenden Fall war durch die unvollständige Zementation jedoch eine hohe Porosität gegeben, so daß die Lösungen möglicherweise erst in tieferen Ab-

schnitten, nach Konzentration des aggressiven Wassers im Übergang zu lokalen phreatischen Verhältnissen einsetzten. W. MEYERS (1987) beschreibt Paläoverkarstung aus unvollständig zementiertem Gestein. Dabei kommt es zu 'fissure-and-rubble' Strukturen, welche Ähnlichkeiten zu den Otabildungen aufweisen. Allerdings war im Beispiel von MEYERS intensive, an Bodenbildung gebundene Verwitterung beteiligt, was einen im Unterschied zur Ota stärkeren Zersatz des Karbonatmaterials in den Lösungszonen zur Folge hatte.

CHOQUETTE & PRAY (1987) und CRAIG (1987) betonen ebenfalls die dominant vertikale Position von Lösungsstrukturen in der vadosen Zone sowie die horizontale Ausrichtung der Kavernen im oberen Bereich der phreatischen Zone. Tatsächlich erscheinen vertikal orientierte Karstpfeifen in der Ota-Region häufig unterhalb von Bereichen mit vadosen Zementen, Karstwaben unterhalb von oder zusammen mit Sedimenten, welche phreatische Hundezahnzemente aufweisen und als Beachrocks interpretiert werden können oder intensive, an Grundwasserbereiche gebundene Mikrospartisierung zeigen. Die Zemente des Wirtsgesteins können wegen der mikritischen oder dichtgepackten Ausbildung dieser Sedimente nicht erkannt werden. Abb. 47 zeigt die Position von Karstwaben 70 Zentimeter unterhalb eines Horizonts mit Dripstone-Zementen sowie von Karstpfeifen 30 Zentimeter unterhalb eines Dripstone-Zementlage.

Subaerische Erosionslagen: Immer wieder erscheinen am Top fensterreicher, sparitischer Kalke erosive Diskordanzen. Das gekappte Gestein ist im allgemeinen reich an Fenstern und war bereits zum Zeitpunkt der Erosion intensiv zementiert, wie anhand dicker Krusten submariner Faser- oder vadoser Dripstone- und Meniskuszemente ersichtlich ist. Die Erosionsfläche ist im allgemeinen nicht eben ausgebidet, sondern weist regelmäßige, etwa zwei bis drei Zentimeter weite, konkave Vertiefungen auf. Entsprechende Bildungen wurden u.a. von READ & GROVER (1977), KAHLE (1987) und DESROCHER & JAMES (1987) beschrieben. Zusammen mit dem Auftreten unterlagernder Fensterkalke sind diese Mikrokarststrukturen typisch für verhärtete Gezeitenterrassen (READ & GROVER 1977). Die Skulptierung der Oberfläche repräsentiert beginnende Verkarstung. Daneben sind selten treppenartige Strukturen erhalten. Dies weist auf das Vorhandensein kleiner Kliffstrukturen hin. In einem Fall wurde eine Erosionsdiskordanz von einer dünnen, undeutlich laminaren Calichekruste überlagert.

Die laterale und vertikale Entwicklung der Rückriff-zone

Wie bereits erwähnt, existieren in der Rückriff-zone keine längeren Profile. Die grundsätzliche vertikale Entwicklung der Zone wird jedoch am repräsentativen Kurzprofil 'Höhle' klar ersichtlich.

Profil 'Höhle' (Abb. 47): Das Profil 'Höhle' wurde etwa 100 Meter südlich des trigonometrischen Punkts Pedreiras de Santa in einem alten Handabbau aufgenommen. Am Bruchboden öffnet sich der Eingang zu einer tiefen, subrezentem Höhle, welche nach Aussagen der einheimischen Bevölkerung größere Ausmaße besitzt. Die gut gebankten Gesteine fallen mit wenigen Grad nach Osten ein. Die Profilabfolge zeichnet sich durch häufige Korngrößen sprünge und relativ deutliche Verflachungs-

sequenzen ('shallowing upwards') aus. Die 'shallowing up' Sequenzen gehen nur selten mit einer generellen Kornvergrößerung einher; häufig erscheint die Abfolge Rindenintraklast Onkoid Wackestone -> Rindenintraklast Onkoid Packstone -> Peloid Grainstone -> Intraklast Grainstone -> laminiertes Intraklast Grainstone mit nach oben deutlicher werdenden Fenstergefügen. Die Obergrenze von 'shallowing-up' Sequenzen wird durch den Wechsel von fensterreichen Grainstones zu mikritischen Typen und/oder durch zentimeter- bis dezimeterdünne Lagen vadoser Zemente gebildet. In zwei Fällen werden die Sequenzen zusätzlich durch erosive Diskordanzen begrenzt. Die sieben Meter messende Abfolge weist 12 'shallowing up' Kleinsequenzen auf, wobei die Mächtigkeit der einzelnen Zyklen vom Dezimeterbereich bis zu knapp zwei Metern reicht. Je zweimal treten Black Pebble führende Horizonte sowie Lagen mit Karstwaben auf.

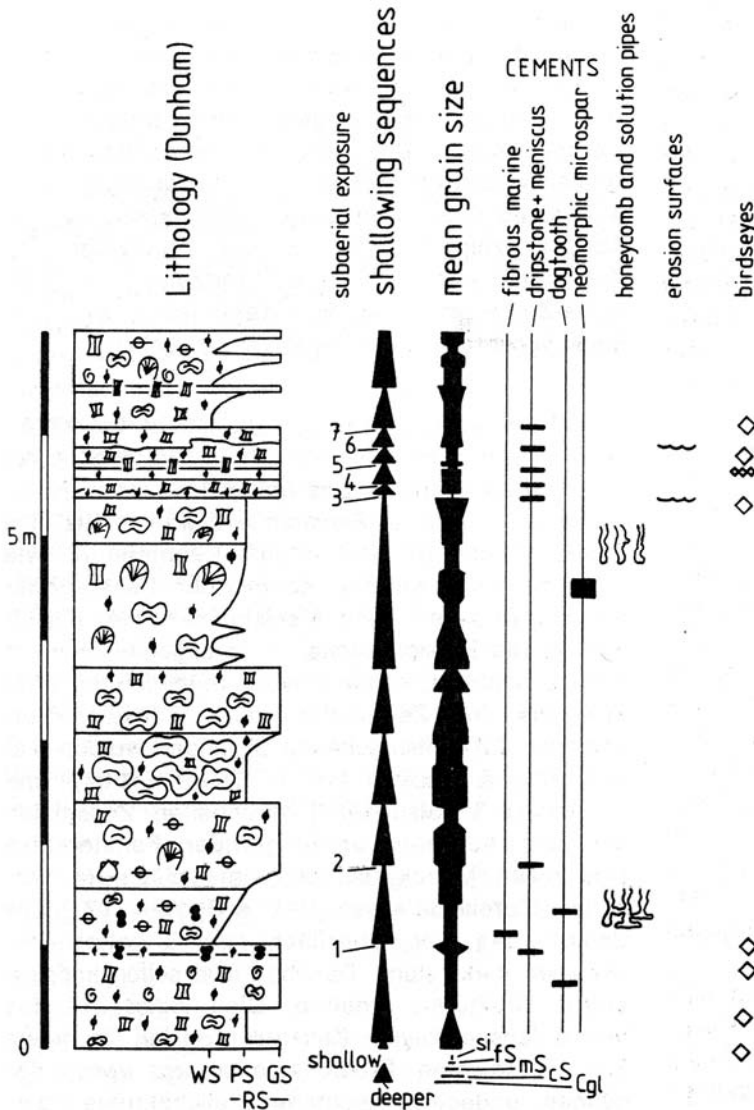


Abb. 47: Otakalk, Profil 'Höhle' (Rückriff-zone): Das Profil weist 14 'shallowing upward' Kleinsequenzen auf. Sieben werden von Auftauchphasen abgeschlossen. Die autozyklischen Sequenzen entsprechen dem Progradations-Zementations-(Erosions)-Modell (s. Text, vgl. Abb. 97). Legende s. Abb. 174 (Appendix). Lage s. Abb. 8.

Fig. 47: Ota Limestone, profile 'cave' (back reef belt), exhibiting 14 autocyclic shallowing upwards sequences, 7 of which are terminated by subaerial horizons. The autocyclic sequences correspond to the progradation-cementation-(erosion)-model. (see text and fig. 97). For legend s. Fig. 174 (Appendix), location see Fig. 8 (also for following profiles of the Ota Limestone).

Das Profil 'Höhle' befindet sich - auf die Längsachse der Zone bezogen - etwa in der Mitte der Rückriffzone. Weiter südlich treten sparitische Sedimente teilweise zurück. Hier dominieren fossil- und bioklastreiche Ablagerungen, die zwischen den Endgliedern Subfazies 1 und Subfazies 7 schwanken.

Weiter im Norden kann die hier extrem schmale Zone gut beim Abfließen einiger, in Ost-West Richtung verlaufender Quertäler und Wege erkannt werden. Der Fahrweg zwischen Boggareos und dem Ort Ota schneidet die Gesteine mehrfach an. Der Wechsel zwischen Grainstones und Mikriten, sowie seltene Einschaltungen von undeutlich laminierten Fensterkalken können gut erkannt werden. Der Fahrweg weist Gefälle und Anstiege auf, so daß mehrere Niveaus der hier flachliegenden Sedimente angeschnitten werden.

Besonders gut erkennbar ist die Eigenständigkeit dieser Zone im Tal südlich des Rio Ota, wo nach wenigen Zehner Metern von Rifffazies (s. Abb. 28) nach Osten sofort dominant Grainstones erscheinen, welche meist gut sortiert und zum Teil undeutlich schräggeschichtet sind. Nach sehr kurzer Distanz beginnen dann weiter östlich die häufigen Loferite der angrenzenden Gezeitenzone.

Am Weg, der im Norden der Otazone vom trigonometrischen Punkt Atouguia nach Westen führt ist die Zone ebenfalls gut erkennbar. Hier treten jedoch bankweise auch größere Korallen Bafflestones sowie gut ausgebildete laminierte Fensterkalke auf, was auf intensive Verzahnung zur vorgelagerten Riffzone bzw. zum östlich anschließenden Gezeitengürtel in diesem Bereich hinweist.

Die Interpretation der Rückriffzone

Die Rückriffzone des Otariffs zeichnet sich durch gleichzeitiges Auftreten von gut, mäßig und nicht ausgewaschenen Sedimenten aus. Die seltenen Schrägschichtungsstrukturen zeigen, daß ausgewaschene Schuttkalke teilweise als mobile Barren und Strandsande abgelagert wurden. Als Strandablagerungen sind insbesondere flach schräggeschichtete, bimodal sortierte Grainstones der Subfazies 3 zu sehen (vgl. INDEN & MOORE 1983). Vadose und phreatische Beach Rock Zemente zeigen ebenfalls den flachen Charakter vieler Sande an.

Häufig kamen die Arenite jedoch auch in flachen Lagunenbereichen zur Ablagerung. Sedimente waren hier teils durch frühe marine Zementation, teils durch Florenbewuchs stabilisiert sowie durch Bioturbation homogenisiert. Die Seltenheit der Schrägschichtungsstrukturen deutet u.U. auch darauf hin, daß viele sparitische Arenite sog. 'spillover' Loben darstellen, wobei insbesondere durch Stürme und Springfluten Material aus dem Riff eingebracht bzw. Barrensande verfrachtet wurden. Flächige ('level bottom') lagunäre Ablagerung ist auch für die mikritführenden Arenit-

gerung ist auch für die mikritführenden Arenit-typen, für die Peloid- und Aggregatkorngfazies und für die seltenen Mikrite mit offenen Gefügen anzunehmen.

Die Sedimente dieses Teils der Ota-Plattform sind sehr gut mit den rezenten Ablagerungen der Großen Bahamabank vergleichbar. Die vorhandenen Bioklastsande entsprechen der Coralgal Fazies von PURDY (1963), die restlichen Sedimente sind überwiegend der von PURDY sehr weit gefaßten Grapestone Fazies der Bahamas vergleichbar. Die sehr geringe Wassertiefe führt in den Bahamas zur teilweisen bis vollständigen Auswaschung und Verfrachtung der Kalkschlammfraktion in geschütztere Bereiche (PURDY 1963, WILSON & JORDAN 1983), ein Vorgang, der auch in der Rückriffzone des Otakalks wirksam war. Das aus der Riff- und Rückriffzone ausgewaschene feine Material setzte sich weiter östlich in der Gezeiten- und niederenergetischen Lagunenzone ab.

Kalkschlamm kam jedoch auch in manchen Bereichen der Rückriffzone zum Absatz. Das Auftreten von primären Fenstern auch in diesen mikritdominierten Bereichen zeigt, daß die Wassertiefe der Kalkschlammbereiche nicht größer als die der sparitischen 'level bottom' Sedimente sein mußte. Anzunehmen sind topographische Erhebungen in Form von Barrenbereichen, 'spillover' Loben und lokalen Inseln, welche manche Bereiche stark von der Wellenenergie abschirmten. Daraus resultieren, teilweise im Unterschied zur Bahamabank rasche, kleinräumige Fazieswechsel (Faziesmosaik von LAPORTE 1967). Typisch für ein derartiges Faziesmosaik sind schnelle Korngrößensprünge innerhalb der Abfolgen (cf. SWINCHATT 1965).

'Shallowing-up' Zyklen sind in Plattformkarbonaten weit verbreitet (vgl. ENOS 1983, JAMES 1984a, SCHLAGER 1992). Die meisten Autoren interpretieren sie als von außen gesteuerte (allozyklische) Bildungen. Die Ursachen werden in tektonisch (FISCHER 1964, CRAIG 1986) oder eustatisch (ANDERSON et al. 1978) bedingten Oszillationen des Meeresspiegels gesehen, wobei insbesondere Milankovich-Zyklen für die schnellen Meeresspiegelschwankungen verantwortlich gemacht werden (STRASSER 1987, 1988). Die Sequenzen können jedoch auch autozyklisch durch schelfweite oder kleinräumige Migration bzw. Progradation bathymetrisch aufeinanderfolgender Ablagerungsräume entstehen (WILKINSON 1982, JAMES 1984a). Manche Autoren sehen in einer unterschiedlich hohen Produktivität eines lagunären Ablagerungsraums die Ursache zur Entstehung von 'shallowing-up' Sequenzen: die generell hohe lagunäre Karbonatproduktion führt zur Verlandung weiter Bereiche. Dadurch sterben die karbonatproduzierenden Organismen ab und es kommt zum

Abb./Figs. 48-53: Sedimente der Rückriff- (48, 49) und Gezeitenzone der Ota-Plattform / Sediments from the back reef (48, 49) and peritidal belt of the Ota-Plattform (Dünnschliffe, Folienabzüge (49, 52), Balkenlänge / length of bar 1 mm).

Abb. 48: 'Keystone vug'-Peloid Grainstone mit Intraklasten und Onkoiden. Links oben *Lithocodium* Klast, links unten Koralle.

Fig. 48: Peloid grainstone with large keystone vugs. Upper left: *Lithocodium* clast. Lower left: coral.

Abb. 49: Phreatischer skalenoedrischer Hundezahnzement (z.B. Pfeil) in 'Aggregatklast'-Fazies (Beach Rock).

Fig. 49: Phreatic dog-tooth cement (arrow) of lump-clast grainstone (beach rock)

Abb. 50: LF-B-II Loferit: Peloid Grainstone mit einzelnen Onkoiden. Peloide häufig gradiert.

Fig. 50: LF-B-II type loferite. Sediment is a peloid grainstone, exhibiting gradings.

Abb. 51: fenestraler Rindenklast Wackestone des flachsten Subtidals bzw. unteren Intertidals. Grabgänge als 'Pseudo-birdseyes', teilweise verfüllt mit vadosem Silt. Pfeil: Rindenintraklast. Mittlerer Teil von Typ-I Gezeitensequenzen.

Fig. 51: 'Rim-clast'-birdseye wackestone. 'Rim-clasts' represent cortoids or diagenetically altered, marginally micro-sparitized grains. Burrows preserved as pseudobirdseyes, with vadose silt.

Abb. 52: Pelmikritischer LF-B-II Loferit mit Mikrobenklasten und sehr gut ausgebildeten Dripstone Zementen.

Fig. 52: Pelmicritic LF-B-II type loferite with microbial clasts and well developed dripstone cements.

Abb. 53 Detail aus Großonkoid: *Lithocodium/Bacinella*-artige Internstruktur.

Fig. 53: Cortex detail from giant oncoid. Note *Lithocodium/Bacinella*-like structure.

Zusammenbruch der Kalkproduktion, welche erst nach der Erreichung der optimalen Ausgangstiefe wieder auflebt (vgl. GINSBURG 1971, KENDALL & SCHLAGER 1981, SELG 1988).

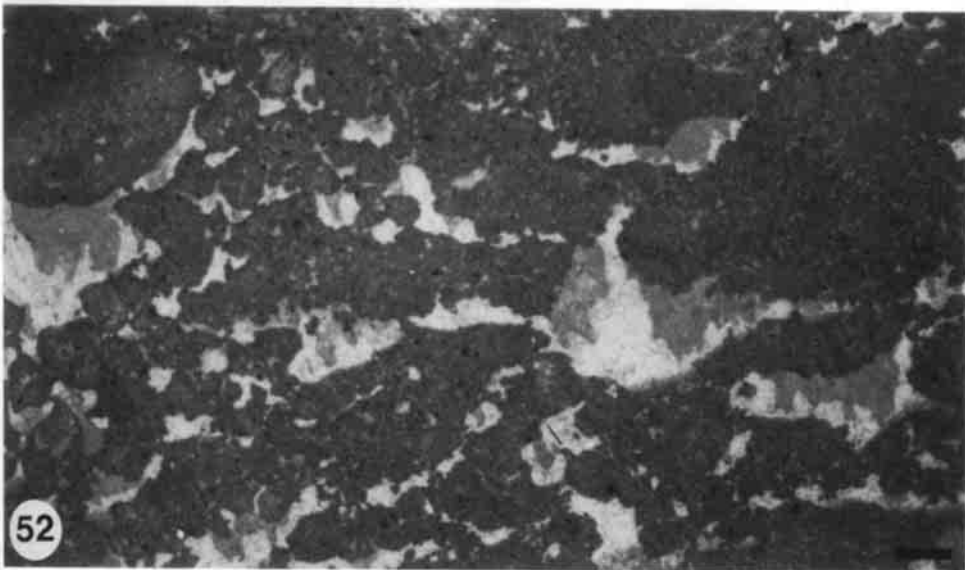
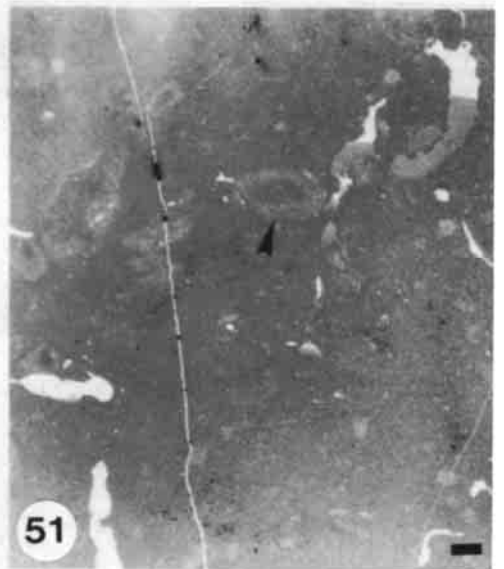
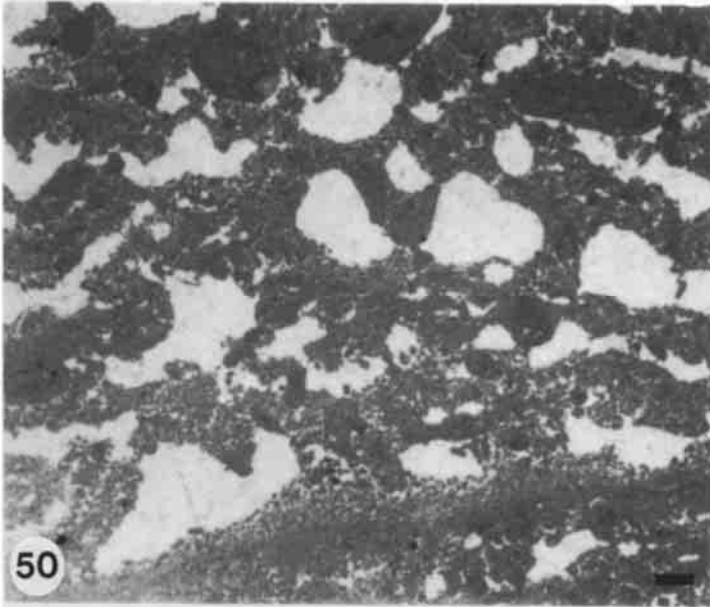
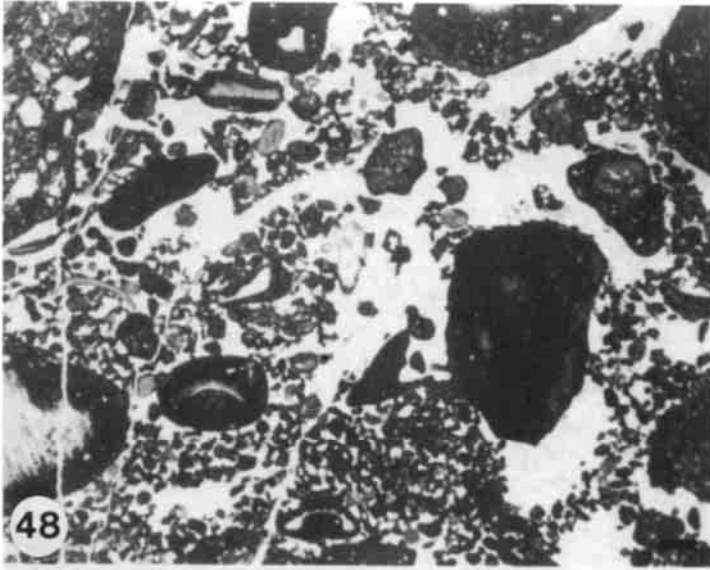
Zwar kann wegen ungeeigneter Aufschlußverhältnisse keine Aussage über die laterale Konstanz der Sequenzen des Profils 'Höhle' gemacht werden; die Kleinräumigkeit der Sequenzen sowie die nachweisbar schnell lateral auskeilenden Sequenzen in der anschließenden Gezeiten- und Lagunenzone (s. Kap. 2.2.3, 2.2.4) scheinen jedoch auf kleinräumige Autozyklen nach dem Inselmodell (JAMES 1984a, PRATT & JAMES 1986) hinzudeuten. Hierbei schieben sich von Inseln oder Untiefen ausgehende progradierende 'shallowing-up' Einheiten vielfach übereinander. Sehr kleinräumige repetitive Autozyklen bilden sich nach sequenzstratigraphischen Gesichtspunkten bevorzugt im Zuge einer langsamen Meeresspiegelabsenkung (vgl. JAMES 1984a, VAIL & SANGREE 1988).

Ein generelles langsames Fallen des eustatischen Meeresspiegels ist für die Entstehungszeit des Otakalks nicht anzunehmen (s. Kap. 6.3.3, 7.5). Die Kleinräumigkeit der Sequenzen ist demnach insbesondere durch das generell extrem flache Wasser in Verbindung mit mäßigen Subsidenzraten bedingt. Fenstergefüge, vadose Zemente und flache Erosionslagen zeigen, daß die jeweiligen Zyklen im allgemeinen bis zum Wasserspiegel hochwuchsen. Unter der Annahme einer nur langsamen Subsidenz können damit die Wassertiefen in etwa direkt aus der Zyklenmächtigkeit abgelesen werden. Kompaktionseffekte sind bei der schnellen Verhärtung der Sedimente zu vernachlässigen. Demnach entstand

die Peloidfazies in Wassertiefen von wenigen Dezimetern (vgl. Zyklen mit vadosen Obergrenzen 3, 4, 5, 6 in Abb. 47), die Onkoidfazies kam in bis zu zwei Meter tiefem Wasser vor (Zyklus mit Top 3).

Eine Besonderheit stellen die diagenetischen Kleinzyklen dar. In einem Fall (Zyklus zwischen Meter 1.0 und 1.7 des Profils von Abb. 47) ist eine vollständige Abfolge, bestehend aus fibrösem marinen Zement an der Basis, vadosem Zement am Top sowie meteorisch phreatischem Zement und Karstwaben in der Mitte der Einheit erhalten. Die jeweilige Exposition war jedoch sehr flach. Dementsprechend kam es nur selten zur Ausbildung einer Süßwasserlinse, so daß meteorisch phreatische Zemente bzw. aggressive Mischwässer nur selten auftraten. Die vadose Zementation war sehr intensiv, beschränkt sich jedoch auf zentimeterdicke Horizonte, da es im allgemeinen sehr schnell zur vollständigen Verkittung und Schließung der Porenräume kam.

Die Verbindung von erosiven Flächen und vadosen Zementen ist charakteristisch für rezent beobachtbare autozyklische 'shallowing-up' Sequenzen des Strandbereichs, die durch die Kombination von Progradation, Zementation und Erosion bewirkt werden (STRASSER & DAVAUD 1986). Zur Zementation kommt es während der Progradation entweder durch die Ausbildung einer flachen Süß- oder Mischwasserlinse oder durch die Effekte der Gezeitendurchflutung ('tidal pumping'), Mikrobenaktivität, Entgasung und Evaporation. Erosion führt zur kurzfristigen Umkehr der Progradation und rückwärtigem Anschneiden der verhärteten Bereiche. Dabei entstehen kleinmaßstäbliche Kliff



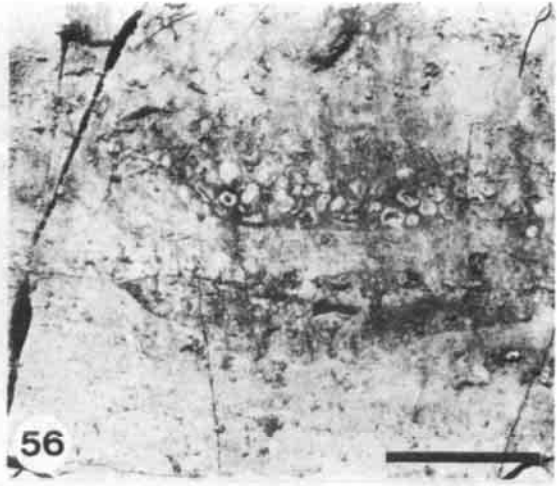


Abb./Figs. 54-61: Sedimente der Gezeitenzone der Ota-Plattform / Sediments from the peritidal belt of the Ota-Plattform

Abb. 54: Vier übereinander folgende 'shallowing up' Gezeitensequenzen des Typ I: Basal jeweils Mikrite mit nach oben zunehmenden Fenstern, darüber LF-A Loferite (Pfeile). Verschlusskappe des Markierstifts ist 4 cm lang.

Fig. 54: Four stacked shallowing-up type-I tidal sequences. Arrows: loferites. Length of pen cap is 4 cm.

Abb. 55: Gezeitensequenz Typ II: Basal mikritische Kalke mit Packstone Bereichen, darüber teils laminiertes Onkoid Intraklast Grainstone. Pfeil: dünne Loferitlage, Typ LF-B-II. Balkenlänge 10 cm.

Fig. 55: Shallowing-up type II tidal sequence. Lower part micritic sediments with packstone patches, higher part grainstones, partly laminated. Arrow indicates position of indistinct loferite layer. Length of bar is 10 cm.

Abb. 56: Loferite mit kleinen Gezeitenrinnen. Rinnen gefüllt mit Onkoid Grainstone. Balkenlänge 10 cm.

Fig. 56: Narrow tidal runnels within loferites, filled with oncooid grainstone. Length of bar is 10 cm.

Abb. 57: Kleine 'Tepee'-artige Abplatzung in Loferiten. Ausgekleidet mit vadosen, teils verkieselten Zementen. Balkenlänge 1 cm (Anschliff).

Fig. 57: Small, tepee-like detachment structure within loferite, with vadose cements. Length of bar is 1 cm.

Abb. 58: Großonkoide an der Basis einer Typ-I Gezeitensequenz. Beachte domförmiges Wachstum auf linkem Onkoid. Cortexstrukturen zur Verdeutlichung mit Bleistift nachgezogen. Balkenlänge 5 cm.

Fig. 58: Giant oncooids, at base of a type-I tidal sequence. Note domal growth in upper part of left oncooid. Length of bar is 5 cm.

Abb. 59: Bioturbierter Fensterkalk, direkt unterhalb Laminit-Lage (nicht im Bild). Häufige Entwässerungsrisse (z.B. Pfeile). Aus Typ-I Gezeitensequenz. Balkenlänge 5 mm.

Fig. 59: Burrowed birdseye wackestone from type I sequence. Arrows: cracks due to syaeresis. Length of bar is 5 mm.

Abb. 60: LF-A Loferit mit hangartigem Relief am Top (Pfeil). Vermutlich zementierter natürlicher Uferdamm eines Gezeitenkanals. Balkenlänge 5 cm.

Fig. 60: LF-A loferite with slope morphology at top, possibly representing cemented natural levee. Length of bar is 5 cm.

Abb. 61: Irreguläre Trockenrisse ('prism cracks'). Aufsicht auf Kanalboden. Durchmesser der Linsenkappe 5 cm.

Fig. 61: Irregular prism-cracks on the bottom of a channel structure. Diameter of lense cap is 5 cm.

morphologien und isolierte Klasten zementierten Gesteins (vgl. auch SEMENIUK & JOHNSON 1985). Im Topbereich des Akkretionspakets kann es zur oben beschriebenen Mirokarstbildung kommen. Progradations-Zementations-Erosionssequenzen können nach STRASSER & DAVAUD (1986) u.a. durch unterschiedliche Sedimentzufuhr oder wandernde Akkretionsloben erklärt werden. Die Ausbildung des beschriebenen Faziesmosaiks der Ota-Rückriffzone ist mit dieser Interpretation konsistent (s. Abb. 97).

2.2.3 Die Gezeitenzone

An die Sedimente der Rückriffzone anschließend erstreckt sich eine Zone, die durch häufiges Auftreten laminiertes, tidaler Fensterkalke und vergesellschafteter peritidaler Faziestypen gekennzeichnet ist. Diese Gezeitenzone nimmt im Kartenbild weite Teile des Otakalks ein. Sie erstreckt sich ebenfalls in Nord-Südrichtung und kann bis über 400 Meter breit werden (s. Abb. 8). Bedingt durch die zahlreichen Steinbrüche stellt die Gezeitenzone den am besten aufgeschlossenen Teil des Otakalks dar. Meist liegen jedoch nur kleinere Handabbauten vor, in welchen das wegen der laminaren Struk-

turen gut bearbeitbare Material zu Pflastersteinen behauen wird.

Die Faziestypen und Organismen der Gezeitenzone

Mikritische Fazies

Rindenintraklast Peloid Kalk-Mudstones und Wackestones (selten Packstones): Peritidal-Subfazies 1: Dieser Sedimenttyp weist große Ähnlichkeiten zur Subfazies 7 des Rückriffbereichs sowie zur Subfazies 1 der lagunären Zone auf. Dementsprechend sind wieder die bis zu fünf Millimeter großen, meist einen farbig imprägnierten Saum aufweisenden Rindenmikritklasten typisch. Diese Klasten liegen flottierend in einer Grundmasse aus Kalkschlamm oder Peloid Packstone. Durch Verklebung und Kompaktion der Peloiden kommen als Matrix alle Übergänge zwischen Peloid Packstones, Wackestones und Kalk-Mudstones vor. Durch Bioturbation bedingt treten Übergänge im Matrixgefüge bereits kleinräumig innerhalb eines Schriffareals auf. Weitaus am häufigsten ist Kalk-Mudstone Gefüge vertreten.

Weitere Komponenten können in schwankenden Häufigkeiten auftreten und bestehen im

wesentlichen aus kleinen Onkoiden und Mikroben-/Algenklasten, Gastropoden- und Bivalvenklasten, lituoliden Foraminiferen und seltenen Resten der Dasycladacee *Campbelliella striata*.

Onkoid/Algenklast Intraklast Wackstones und Packstones: Peritidal-Subfazies 2: Der Unterschied zum obigen Typ liegt in der großen Häufigkeit von Onkoiden und Mikroben-/Algenklasten. Onkoide können offene oder geschlossene Gefüge bilden. Geschlossene Gefüge zeigen häufig polygonale Passung ('fitting fabric').

Die Onkoide schwanken in ihrer Größe enorm (s. auch Abb. 65). Häufig sind sie zwischen 0.5 und drei Zentimetern groß; Größen bis zu 15 Zentimetern sind jedoch keine Seltenheit. Derartige Riesenonkoide sind meist in in einer Lage angereichert (Abb. 58). Sie können, müssen sich aber nicht gegenseitig berühren. Sie sind im allgemeinen kernlos und bestehen aus fensterreichen irregulären, diskontinuierlichen Laminae, die häufig reich an *Bacinella irregularis*, z.T. auch an *Lithocodium* sind (Abb. 53). Selten sind die Mikroben-/Algenbereiche von ?*Bulloporea* aff. *laevis* befallen. Die Onkoide können angebohrt sein und Lagen mit Nubecularien- und Serpelbewuchs aufweisen. Zusammenwachsen mehrerer Mikroben-/Algenknäuel und gemeinsames Weiterwachsen kommt ebenso wie nach obengerichtete Domstrukturen vor. Selten bilden sich von den Onkoiden ausgehend größere domförmige stromatolithische Polster. Die Onkoide sind immer vollständig erhalten, aufgearbeitete Fragmente finden sich nicht. Die Onkoide entsprechen in ihrem Aufbau exakt den Riesenonkoiden des Caldas da Rainha Bereichs im nördlichen Teil des Lusitanischen Beckens (s. Kap. 4.1.2).

Neben den Onkoiden können auch Mikroben-/Algenklasten und Mikroben-/Algenknäuel auftreten. Bevorzugt finden sich 'cayeuxiide Algen', die mit den Gattungen *Cayeuxia* und *Ortonella* vergleichbar sind. Schlecht erhaltene Codiaceenfragmente (?*Arabicodium*) sowie seltener Dasycladaceenbruch können ebenfalls vorhanden sein.

An weiteren Komponenten kommen Intraklasten, Peloiden sowie Bioklasten vor. Die Bioklasten und selteneren vollständigen Nerineen sind meist von dünnen bis dicken Mikrobenkrusten umwachsen. Selten treten zweiklappig erhaltene, wahrscheinlich megalodontide oder diceratide Bivalven auf, die allerdings kleiner als entsprechende Formen der Riffzone sind. Foraminiferen wie Textulariiden, *Alveosepta jaccardi*, *Labyrinthina mirabilis* und Milioliden finden sich vereinzelt. Milioliden können lokal häufiger werden.

Manche Lagen sind enorm reich an Klasten. Neben den oben geschilderten Bioklasten weisen sie Korallen- und Stromatoporenfragmente sowie zahlreiche, aus der Riff- und Rückriffzone bekannte, oft zerbrochene Foraminiferen auf (*Labyrinthina*, *Nautiloculina*, *Placopsilina* etc.). Diese Lagen führen ebenfalls zentimetergroße, mikrobenkrustenreiche Intraklasten und weisen als Besonderheit für den Otakalk manchmal hohe Ooidgehalte auf.

Bioklast Wackstones und Bioklast Peloid Packstones: Peritidal-Subfazies 3: Dieser Typ weist Ähnlichkeiten zum Subtyp 1 auf. Allerdings spielen hier nicht die Rindenintraklasten, sondern die - meist feinen - Bioklasten die bestimmende Rolle. Die im wesentlichen aus Molluskenfragmenten zusammengesetzten Klasten sind oft angerundet oder gerundet und besitzen Cortoidrinden und/oder superfizielle Mikrobenkrusten. Korallenklasten kommen untergeordnet vor. Mehrfach fanden sich feinästige in-situ Stöcke der Koralle *Calamophylliopsis*, welche bis zu 20 Zentimeter hoch werden und lateral bis zu zwei Meter durchhalten können. Echinodermenklasten sind bereichsweise ebenfalls häufig. Bis auf einige Nerineenlagen bilden die biogenen Komponenten offene Gefüge. Manchmal allerdings kommen chaotisch sedimentierte Lagen vor. Sie weisen ein Pack/Rudstone Gefüge auf, sind extrem schlecht sortiert und führen plattige Intraklasten ('flat pebbles'), welche zusammen mit anderen länglichen Komponenten Imbrikationsgefüge bilden können. Die Matrix kann wie beim Subtyp 1 mikritisch werden; die Mikroorganismenvergesellschaftung entspricht eher dem Subtyp 2. Rekrystallisierte Fragmente der Dasycladacee ?*Macroporella* sowie Ostrakoden sind bereichsweise häufig. Schlierige Strukturen und die ganz allgemein inhomogene Verteilung der Komponenten können auf Bioturbation zurückgeführt werden.

Mikritische Kalke mit laminieren Fenstergefügen: Peritidal-Subfazies 4: Subfazies 4 setzt sich aus mikritischen bis pelmikritischen, häufig Mikroben-/Algenklasten und Onkoide aufweisenden Sedimenten zusammen. Manche Typen beinhalten auch Aggregatkörner sowie umkristallisierte Ooide in größeren Häufigkeiten.

Bioklasten, darunter auch seltene Korallen und Foraminiferen treten ebenfalls auf. Das Charakteristikum dieser Subfazies sind jedoch gut ausgebildete Fensterstrukturen ('fenestrae', teilweise synonym zu 'birdseyes', 'shrinkage pores', 'stromatactis' und z.T. 'keystone vugs'; vgl. SHINN 1969, 1983b, FLÜGEL 1978). In allen bislang erwähnten Subfaziestypen können bereichsweise irreguläre oder subvertikal gelängte Fenster häufig

werden. Lagen laminiert angeordneter Fenster sind jedoch bezeichnend für den hier behandelten Subtyp.

Die in den mikritischen Kalken des Otabereichs auftretenden laminierten Fenstergefüge zeigen im allgemeinen deutlich subhorizontale, regelmäßige Ausrichtung der bis zu drei Millimeter weiten und zwei Zentimeter langen Fenster (Abb. 54, 60). Sie können demnach als Loferite (FISCHER 1964) oder Kalke mit laminierten Fenstergefügen, Typ LF-A (TEBUTT et al. 1965) charakterisiert werden. Manchmal treten lateral weit durchhaltende, jedoch sehr niedrige, rissartige Fenster auf. Gesteine dieses Typs können als 'sheet-crack'-Loferite bezeichnet werden. In einigen Fällen ist die Ausrichtung der Fenster jedoch nicht subhorizontal sondern schräg bis subvertikal. Manche, bis zu einem Zentimeter Durchmesser erreichende subvertikale, sparitverfüllte Gänge sind als Grabspuren und, bei sehr scharfen Rändern als Bohrspuren zu deuten (Abb. 51, 59).

Sparitische Fazies

Intraklast Peloid Grainstones und Onkoid Intraklast Peloid Grainstones: Peritidal-Subfazies 5: Das Gestein ist mit Subfazies 3 der Rückriffzone vergleichbar. Onkoide können jedoch mehrere Zentimeter Größe erreichen, sehr häufig werden und ein abgestütztes Gefüge bilden. Häufiger als in der Rückriffzone sind auch Lamination im Millimeter bis Zentimeterbereich sowie Schrägschichtung. Mehrfach wurden flache, erosive Rinnenstrukturen gefunden, welche bis zu einem Meter Ausdehnung erreichen und etwa 10 Zentimeter tief werden können (Abb. 56). Sie sind mit onkoidreichen Sedimenten verfüllt. Intraklast Peloid Grainstones finden sich auch als größere, unregelmäßig begrenzte Taschen in mikritischen Kalken. Hierbei wurden überlagernde Sedimente durch Bioturbation in das leicht verfestigte und somit stabilisierte Mikritsediment eingearbeitet. Sie sind manchmal nur schwer von durch frühe Lösung bedingten Lösungstaschen (Karstpfeifen und Karstwaben, s.o.) zu unterscheiden. Karstpfeifenbildung scheint in der Gezeitenzone teilweise an präexistente Grabgänge gebunden zu sein. Vereinzelt Fensterstrukturen ('keystone vugs') treten immer wieder auf.

Grainstones mit laminoiden Fenstergefügen: Peritidal-Subfazies 6: Durch Zunahme der Fensterstrukturen und Aufreihung in Laminae bestehen kontinuierliche Übergänge vom oben beschriebenen Subfaziestyp 6 zu laminierten Fensterkalken des Typs LF-B (nach TEBUTT et al. 1965). Je nach Regelmäßigkeit der Fensteranordnung kann in Typ LF-B I und Typ LF-B II unterschieden werden. Im ersten Fall ist ein deutlich laminiertes Gefüge vorhanden, im zweiten Fall bewirken unregelmäßig

gestaltete Fenster und unregelmäßige Anordnung einen nur noch mäßig laminoiden Charakter (Abb. 50, 52, 55). Beide Typen können aber sowohl lateral als auch insbesondere vertikal schnell ineinander übergehen. Ooidreiche Lagen können auftreten. An Organismen kommen insbesondere Nerineenfragmente und, weniger häufig, Bivalvenklasten vor. Selten finden sich Korallenfragmente. Klasten 'cayeuxiider' Algen sowie meist schlecht erhaltene Foraminiferen (darunter v.a. Milioliden) sind häufig.

Frühdiagenese in der Gezeitenzone

Die bereits mehrfach erwähnte Fensterbildung bzw. Fenstererhaltung ist strenggenommen ein diagenetischer Prozess, der allerdings quasi synd sedimentär abläuft und somit fazielle Bedeutung aufweist. Insbesondere in mikritischen Sedimenten weisen primäre Fensterstrukturen auf den Gezeitenbereich hin, da bei Schlammkalken nur dort die schnelle Zementation der Strukturen möglich ist. Eine laminierte oder laminoide Anordnung von Fenstern ist an das Vorhandensein von Mikroben-/Algenmatten des höheren Gezeitenbereichs gebunden (z.B. SHINN et al. 1969, READ 1975, WOODS & BROWN 1975, HARDIE 1977). Fenster in arenitischen, ausgewaschenen Sedimenten ('keystone vugs') können, wie bereits oben diskutiert, im aller obersten Subtidal auftreten.

Als Fensterverfüllung ist häufig nur grober Blockkalkzit zu sehen. Manchmal liegen jedoch pelletierte Internsedimente auf einer ersten Zementgeneration. Vadose Silte und Dripstone-Zemente innerhalb der Fenster sind in vielen Loferitlagen sehr gut ausgebildet (Abb. 52). Untergeordnet erscheinen sie auch in Grainstones, welche keine laminoiden Fenstergefüge aufweisen. Trockenrißlagen kommen auch in mikritischen Sedimenten ohne laminierte Fensterstrukturen, insbesondere in onkolithischen Typen vor. In einem Fall war ein Rinnenboden erhalten, welcher aus dichtgepacktem Onkoid Packstone bestand und ein dichtes Netzwerk circumgranularer, senkrecht stehender polygonaler Trockenrisse ('prism cracks') aufwies (Abb. 61). Erosive Kleinreliefs wurden mehrfach angetroffen.

Frühdiagenetische phreatische Zemente konnten nicht nachgewiesen werden. Karstpfeifen und Karstwaben scheinen weitaus seltener als in der Rückriff- und Lagunenzone aufzutreten. Möglicherweise war wegen der horizontalen Mikroben-/Algenmatten sowie der frühen Zementation an der Sedimentoberfläche die vertikale Permeabilität stark eingeschränkt, so daß ein größeres Eindringen aggressiver oder zementierender Wässer in den Untergrund nicht möglich war.

Im Bereich der Pedreiras de Santa Brüche finden sich in loferitischen Gesteinen kleine, mehrere

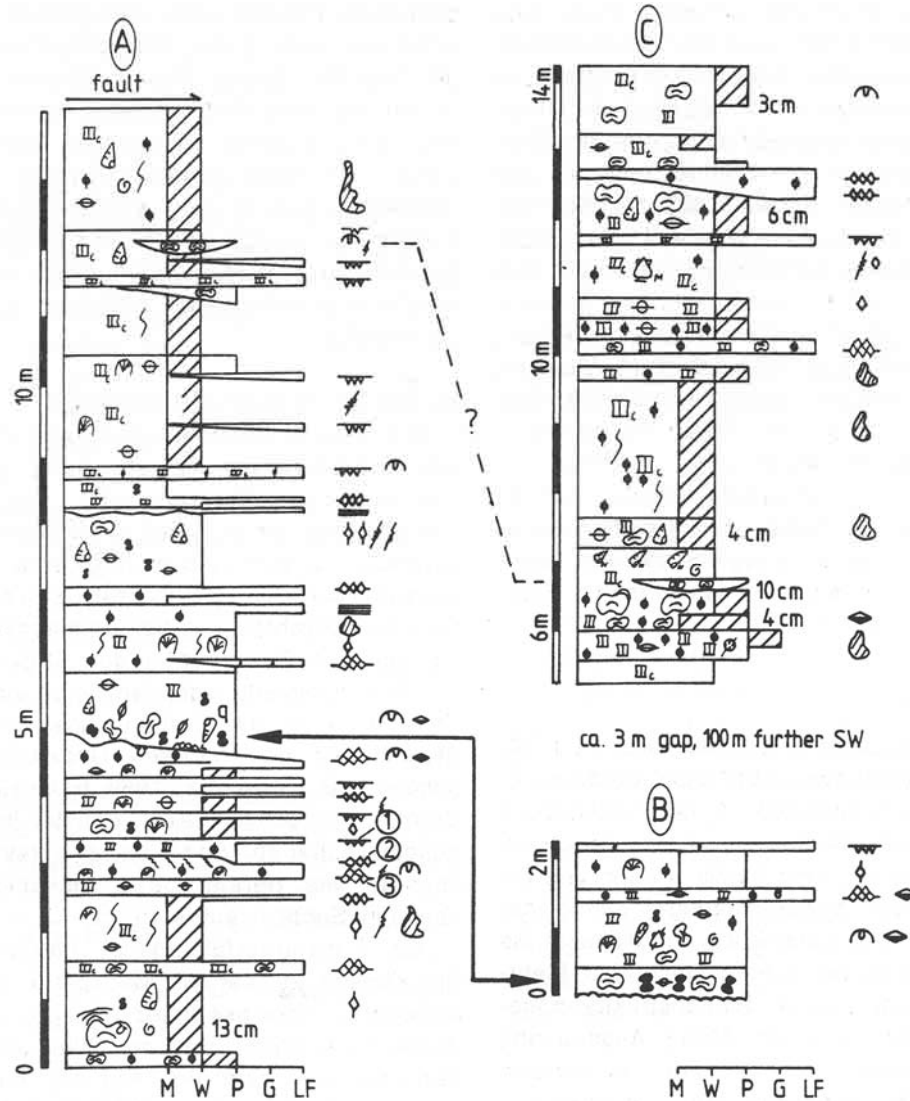


Abb. 62: Otakalk, Profil 'Am Hauptweg' (südliche Gezeitenzone). Legende s. Abb. 174 (Appendix). (Zusätzliche Symbole: 1 'sheet crack' Loferit, 2 LF-A, 3 LF-B Gefüge), Lage s. Abb. 8. A: Abfolge im Bruch östlich des Wegs; B: Abfolge zwischen Weg und Steinbruch; C: Abfolge westlich des Wegs. Die Zentimeterangaben beziehen sich auf die maximale Größe von Onkoiden (falls > 2 cm). Das Profil zeigt z.T. 'shallowing up' Sequenzen nach dem Gezeitenkanal Migrationsmodell (s. Text).

Fig. 62: Ota Limestone, profile 'main track' (southern part of peritidal belt). Centimetre indications refer to maximum size of large oncolites. Succession partly shows shallowing up sequences according to the tidal channel migration model (see text).

Dezimeter lange und bis zu vier Zentimeter hohe, teils Tepee-artige Strukturen, die durch horizontale Ablösung der bereits teilweise verfestigten Mikrobe-/Algenmatten entstanden (Abb. 57). Die zentimeterdicken vadosen Zemente innerhalb des Hohlraums sind gekräuselt. Demnach ist syndesimentäres Kristallwachstum für die Entstehung der Tepee-Strukturen verantwortlich zu machen. Tepee-Bildung ist ein im karbonatischen Supratidalbereich häufig auftretenden Phänomen (vgl. SHINN 1969, ASSERETO & KENDALL 1977).

Die laterale und vertikale Entwicklung der Gezeitenzone

Die Gezeitenzone des Otakalks stellt ein Paradebeispiel für das Vorkommen von repetitiven 'shallowing up' Kleinsequenzen in Intraplattformbereichen dar. Die Einzelsequenzen sind allerdings insbesondere im Norden etwas größer dimensioniert als die Sequenzen der Rückriffzone. Sie besitzen eine Mächtigkeit vom wenigen Dezimetern bis zu etwa vier Metern. Im Südtteil der Zone besteht eine Kleinsequenz (Typ I) im typischen Fall aus (Abb. 54):

(a) dickbankigen mikritischen Kalke, welche an der Basis teilweise eine Anreicherung von Komponenten (z.B. Großonkoiden) zeigen, dann aber Kalk-Mudstone, Wackestone oder Packstone Gefüge aufweisen (vgl. Abb. 62). Bioturbation ist für die unregelmäßige Komponentenverteilung verantwortlich zu machen. Im höheren Teil tauchen nach oben zunehmend Fenster auf ('birdseye' Kalke), welche zuerst irreguläre Form haben, nach oben jedoch häufig subvertikale Ausrichtung zeigen. Überlagert werden diese Sedimente durch eine dünne Lage von

(b) laminierten Fensterkalcken. Dominant treten LF-A Gefüge auf; LF-B-I Gefüge sind jedoch ebenfalls vertreten. Nur sehr selten weisen die Loferite ein irreguläres Erosionsrelief auf, welches von einer weiteren Loferitlage überwachsen werden kann. Der Nordteil der Gezeitenzone zeigt neben mikritischen auch sparitische Sedimente innerhalb der Gezeitenzone (Abb. 55).

Im Südteil treten arenitische Grainstones bedeutend seltener auf. Eine typische Kleinsequenz des Nordteils (Typ II) ist von unten nach oben folgendermaßen aufgebaut (vgl. Abb. 65):

(a) Ein basales, meist mächtiges Paket mikritischer Kalke mit wechselnden Komponentenhäufigkeiten und Komponentengrößen. Bioturbation ist häufig. Im höheren Teil erscheinen irreguläre, oft subvertikale Fenster und Sparitrisse.

(b) Sparitische Grainstones, teils mit Schrägschichtung oder kleinen Rinnenstrukturen. Isolierte, nicht laminoide Fenster ('keystone vugs') sind häufig. Diese Einheit ist in einigen Fällen nicht ausgebildet.

(c) Eine dünne Lage laminiertes oder laminoide Fensterkalke (i.allg. Typ LF-B), welche sich teils durch kontinuierliche Zunahme der Fenster und Anordnung zu Laminae aus der Unterlage entwickelt, teils aber auch abrupt einsetzt.

In Ost-West Richtung ist ebenfalls eine gewisse fazielle Differenzierung festzustellen. Nach Westen, also in Richtung zur Rückriffzone, werden Bioklasten und sparitische Sedimenttypen häufiger. Nach Osten, zur lagunäre Zone hin nehmen die Loferiteinschaltungen ab und es erscheinen lagunäre Organismen in den Schlammkalcken.

Bedingt durch die häufigen Handabbauten sind zahlreiche Aufnahmen von Detailprofilen möglich. Längere Profile sind jedoch nur in Nähe der Steinbrüche Pedreiras de Santa in der Mitte der Otazone vorhanden (Profil Pedreiras de Santa-Mitte, Profil östlich Pedreiras de Santa).

Profil 'Am Hauptweg' (Abb. 62): Das Profil 'Am Hauptweg' befindet sich direkt östlich des Fahrwegs zwischen den Brüchen von Bairro 1 und Pedreiras de Santa auf halbem Weg zwischen den Brüchen (Abb. 8).

Die Sedimente des 14 Meter mächtigen Hauptprofils sind gut gebankt; in der Profildarstellung (Abb. 62) sind Bankfugen angegeben. Die Schichten fallen mit wenigem Grad nach Ost ein.

Das Hauptprofil (Teil A in Abb. 62) zeigt Gezeitensequenzen des oben behandelten Typ I in besonders guter Ausbildung. Die Zunahme der Fenster zum Top der Sequenzen hin kann gut beobachtet werden. Die einzelnen Einheiten besitzen teils geringe Mächtigkeit, können aber auch einige Meter dick werden. Besonders typisch sind Sedimente der Subfazies 1 und 2. Bioklastreiche Sedimente treten lagenweise auf. Teilweise liegen innerhalb offener Gefüge rinnenartige Linsen mit Packstone Verfüllung sowie Grainstone Taschen. Die Grainstone Taschen stellen frühe Lösungsstrukturen dar und sind den Karstpfeifen der Rückriffzone vergleichbar. Kleine, meist angulare Black Pebbles treten immer wieder auf. Große und häufige Black Pebbles sind jedoch in einer Onkolithlage angereichert (Meter 5), welche dem weit verbreiteten Black Pebble Haupthorizont des Otakalks entspricht (s. Kap. 2.2.6). Dieser onkolithische Horizont lagert einer von Bohrmuscheln angebohrten, Mikrokarstrelief-aufweisenden erosiven Diskordanz auf. Diese Kontaktfläche stellt zudem eine scheinbar nach Norden einfallende Winkeldiskordanz dar, wobei der scheinbare Verstellungsbetrag etwa 5-10° beträgt (s. Abb. 84). Unterhalb der Diskordanz drängen sich die Loferitsequenzen sehr stark; in zwei Metern Abfolge erscheinen 8 Loferitlagen. Zur näheren Charakterisierung der Diskordanzfläche siehe Kap. 2.2.6. Eine weitere, lokale erosive Fläche tritt bei Meter acht auf. Sie zeigt ein Mikrokarstrelief und wird von einer laminierten, etwa 15 Millimeter dicken Calichekruste überlagert.

Insbesondere bei Meter 3 finden sich Fensterkalke, bei denen die ausgelängten Fenster zwar untereinander parallel, aber bezüglich der Schichtflächen insgesamt schräg orientiert sind. Erwähnenswert ist auch eine Sturmlage (Meter 6), bestehend aus überwiegend ausgewaschenem, groben Bioklast Intraklast Peloid Packstone sowie einer Vielzahl unterschiedlicher Bioklasten. In den Komponentenwickeln findet sich reichlich vadoser Silt.

Am Top des Steinbruchs erscheint leicht nach hinten versetzt nach kurzer Aufschlußlücke wieder eine onkolithische Black Pebble Lage. Dabei handelt es sich eindeutig um die gleiche Lage, die bei Meter fünf auftritt. Dies belegen eine leichte Schichtverstellung, sowie die exakt der tieferen Abfolge entsprechende Überlagerung des Horizonts durch analoge Sedimente. Die erwähnte Sturmlage ist ebenfalls vertreten. Die Sprunghöhe entlang der Nord-Süd verlaufenden Störung beträgt neun Meter. Zum Vergleich mit der Steinbruchabfolge ist in Abb. 62 auch dieser versetzte Bereich angegeben (Profilteil B). 100 Meter weiter südwestlich, auf der anderen Seite des Hauptwegs, ist der höhere Profilteil aufgeschlossen (Abb. 62, Teil C). In diesem Abschnitt erscheinen einige Lagen mit bis zu 10 Zentimeter großen Onkoiden (Abb. 58)

Schon im Steinbruch des Profiltails A ist das laterale Verschwinden mancher Loferitlagen zu erkennen. In benachbarten Brüchen ist zwar häufig der Black Pebble Haupthorizont sowie ein der überlagernden Sturmlage vergleichbarer Horizont aufgeschlossen, die restlichen Teile der Abfolgen sind jedoch nicht korrelierbar.

Profil 'Pedreiras de Santa-Mitte' (Abb. 63): Das in einem im Abbau befindlichen Steinbruch aufgenommene Übersichtsprofil durch die Entwicklung der Gezeitenzone basiert im mittleren Teil auf der Aufnahme durch einen Studenten im Frühjahr 1985 (vgl. ERBENICH 1986), da

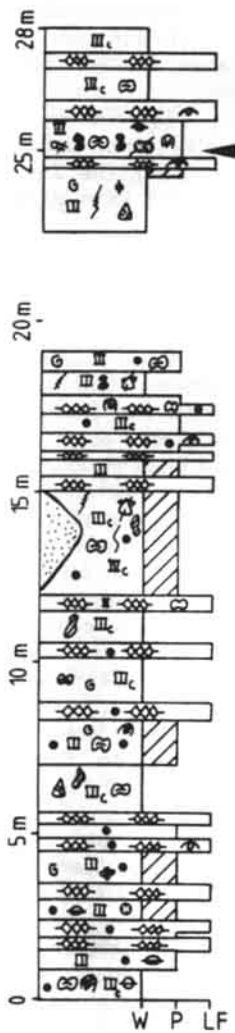


Abb. 63: Otakalk, Überblicksprofil 'Pedreiras de Santa - Mitte' (südliche Gezeitenzone). Legende s. Abb. 174 (Appendix), Lage s. Abb. 8.

Fig. 63: Ota Limestone, summary profile 'Pedreiras de Santa (middle)' from southern part of peritidal belt.

dieser Teil zum Zeitpunkt der eigenen Aufnahme wegen fortgeschrittenem Abbaus nicht zugänglich war. Das Material ERBENICH's wurde vom Verfasser durchgesehen und teilweise reinterpretiert. Die 28 Meter mächtige, mit wenigen Grad nach Osten einfallende Abfolge wird überwiegend durch Rindenlast Wackestones und Onkoid Intraklast Packstones (Subtypen 1 und 2) aufgebaut, in welche 15 Loferithorizonte des Typs LF-A und LF-B-I eingeschaltet sind. Grainstone Lagen treten ebenfalls untergeordnet auf. Der Black Pebble Haupthorizont befindet sich bei Meter 25.

Aus einem lateral versetzten Bereich, der etwa der Mitte des Profils entspricht, stammen die oben erwähnten Tepee-artigen Strukturen.

Profil 'östlich Pedreiras de Santa', unterer Teil (s. Abb. 76, Kap. 2.2.4): Dieses Profil wurde entlang des im Osten an die Pedreiras de Santa Brüche anschließenden, West-Ost verlaufenden Tals aufgenommen. Das 110 Meter mächtige Profil beginnt im Ostteil der Gezeitenzone und zieht wegen des nur flachen Osteinfallens der Schichten

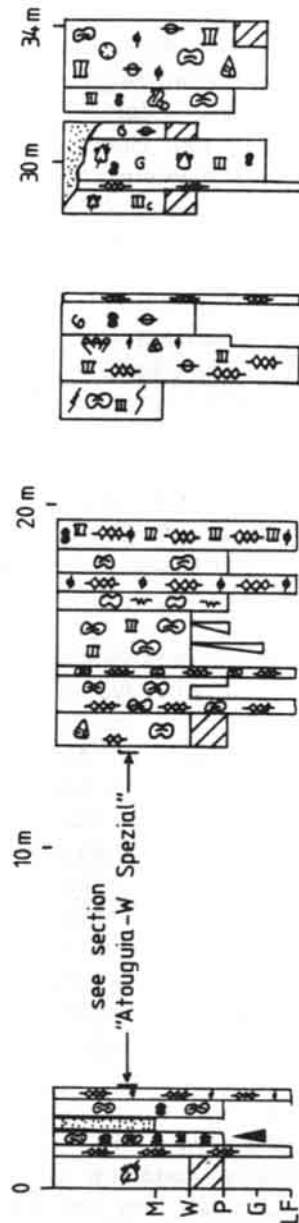


Abb. 64: Otakalk, Profil 'Atouguia-West' (nördliche Gezeitenzone). Legende s. Abb. 174 (Appendix), Lage s. Abb. 8 Der ausgesparte Profilabschnitt ist in Abb. 65 detailliert dargestellt.

Fig. 64: Ota Limestone, profile 'Atouguia- West' (northern part of peritidal belt). Missing part of profile is shown in detail in Fig. 65.

bis fast zur Ostgrenze des Otakalks, also auch durch die gesamte Lagunenzone. Das Profil zeigt die teilweise Verzahnung der Gezeitenzone mit der lagunären Zone. Häufige Loferiteinschaltungen finden sich vereinzelt im tiefsten Teil, dann aber gehäuft zwischen Meter 17 und Meter 27, sowie nochmals zwischen Meter 35 und Meter 44.5. Danach treten Loferiteinschaltungen nur noch sehr vereinzelt auf. Bei Meter 44 befindet sich der Black Pebble Haupthorizont. Die Abfolge oberhalb Meter 44.5 ist der lagunären Zone zuzuordnen. Die nicht-loferitischen Sedimente entsprechen schon im tieferen Profiltteil den

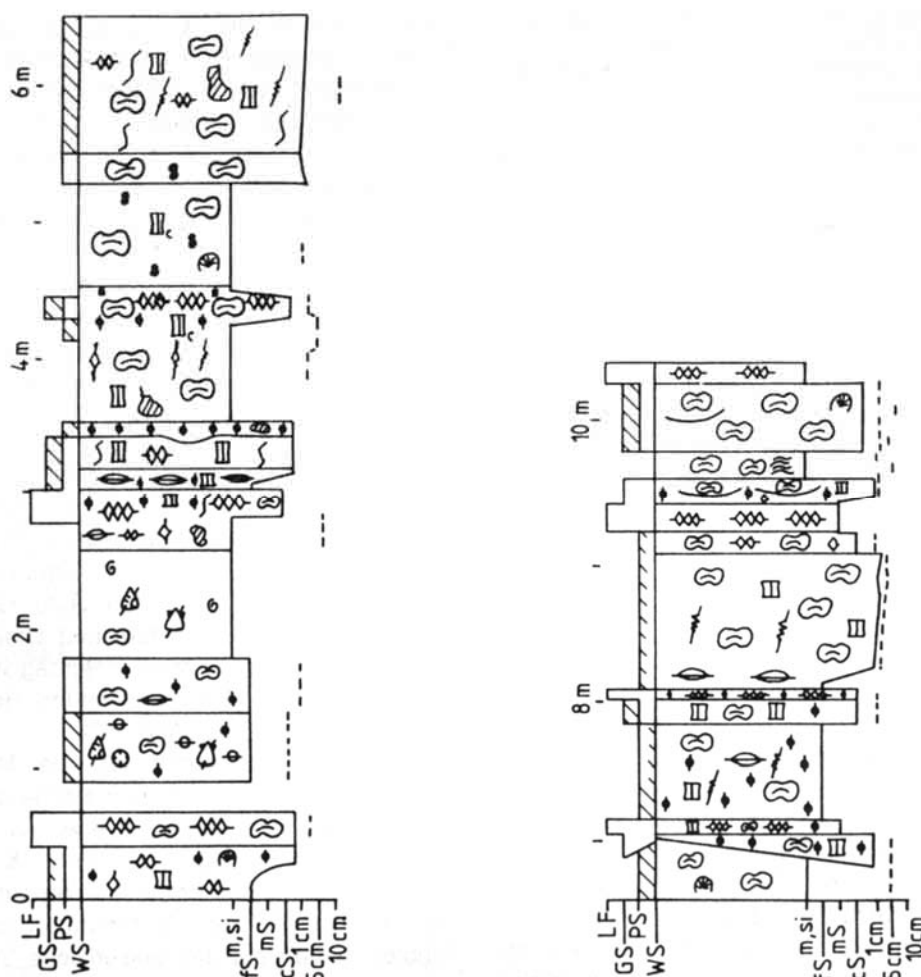


Abb. 65: Otakalk, Profil 'Atouguia-West Spezial' (nördliche Gezeitenzone). Das Profil weist 'shallowing up' Sequenzen nach dem Progradationskeil-Modell auf (s. Text). Für Kalke mit geschlossenen Gefügen wurde die mittlere Korngröße angegeben (m = Schlamm, si = Silt, fS, mS, cS = Fein-, Mittel-, Grobsand. Gestrichelte Linie = maximale Korngröße (bei schlechter Sortierung). Weitere Symbole s. Abb. 174 (Appendix), Lage s. Abb. 8.

Fig. 65: Ota Limestone, profile 'Atouguia-West Spezial', with shallowing up-sequences according to the progradation wedge model (see text). m, si etc. is grain size (for closed fabrics), broken line is maximum grain size for poorly sorted sediments.

Faziestypen der anschließenden lagunären Zone. Dementsprechend treten insbesondere Rindenlast Kalk-Mudstones und Wackestones sowie Mikrofossil Wackestones (insb. mit *Campbelliella striata*) auf.

Das Profil weist zwar einige Schichtlücken und etliche, bis zu einem Meter breite klaffende, mit Kalzit verfüllte Klüfte auf; in keinem Fall konnte jedoch ein größerer Versatz festgestellt werden, so daß die Profilabfolge mit hoher Wahrscheinlichkeit die primäre Entwicklung widerspiegelt. Eine größere, kartierbare Störung zieht westlich des Profils vorbei, schneidet also den liegenden Teil ab (vgl. Abb. 9). Zur weiteren Charakterisierung siehe Kap. 2.2.4.

Die Profile 'Atouguia-West' (Abb. 64) und 'Atouguia-West Spezial' (Abb. 65): Die Profile wurden im Norden des Otakalks, westlich des trigonometrischen Punkts Atouguia (s. Abb. 8) in übereinanderliegenden, aufgelassenen Handabbauten aufgenommen. Profil Atouguia-West Spezial stellt eine Detailaufnahme zwischen

Profilmeter 3 und 13.5 des Normalprofils in einem westlich anschließenden Steinbruchteil dar. Die Schichtlagerung ist söglich, die Bankung gut. Im Spezialprofil sind Bankfugen dargestellt.

Das 34 Meter mächtige Normalprofil weist eine Vielzahl von loferitischen Horizonten sowie von Grainstone Einschaltungen auf. Einige Meter unterhalb der Profillbasis sowie bei Profilmeter 25 finden sich *Calamophylliopsis* Stöcke und Rasen. Korallenfragmente sowie Echinodermereste sind auch am Top des Profils häufig. Mehrere Black Pebble führende Horizonte treten auf. Der tiefste, bei Profilmeter 1.5 führt größere Black Pebbles. Er lagert wieder einem Erosionsrelief auf, ist stark verwittert und entspricht mit sehr großer Wahrscheinlichkeit dem Black Pebble Haupthorizont. Im Profil finden sich sehr viele Lagen mit Großkoiden.

Das Profil 'Atouguia-West Spezial' ist 10.5 Meter mächtig und kann als exemplarisch für die sequenzielle Entwicklung der nördlichen Gezeitenzone gelten. Es treten mehrere gut ausgebildete 'shallowing-up'

Sequenzen vom Typ II auf (z.B. Sequenzen bei Meter 3 - 7.3, 8.2 - 9.4, 9.4 - 10.5, 7.3 - 8.2). In Abb. 65 sind die mittleren und, bei schlecht sortierten Sedimenten auch die maximalen Korngrößen angegeben. Onkoide erreichen bis zu 12 Zentimeter Größe (bei Meter 6). Erwähnenswert sind daneben bei Meter 7 die flach schräggeschichteten, bimodal sortierten Onkoid Intraklast Grainstones, die mit feinen, sehr gut sortierten Peloid Grainstone Laminae abwechseln und eindeutig Strandsedimente repräsentieren. Sie werden von Loferiten überlagert. Mit grobem Sediment verfüllte, kleine Rinnenstrukturen sind zwischen Meter 9 und 10.5 häufig. Die etwas größeren Strukturen bei Meter 9 liegen an der Basis einer 'shallowing-up' Sequenz. Bei Meter 9.5 findet sich ein domförmiger Stromatolithstotzen, der sich aus einem Großonkoidcortex entwickelt.

Tal südlich des Rio Ota: Die bislang behandelten Profile der Gezeitenzone erstrecken sich bis etwa maximal 30 Meter unterhalb des Black Pebble Haupthorizonts. Im tief eingeschnittenen Tal südlich des Rio Ota (s. Abb. 8) finden sich jedoch ebenfalls Gezeitensequenzen hinter der Rückriffzone. Dieses Niveau liegt mindestens 60 - 70 Meter unterhalb der Black Pebble Hauptlage und zeigt, daß die Gezeitenzone schon an der Basis des aufgeschlossenen Teils des Otakalks entwickelt war.

Die Interpretation der Gezeitenzone

Zur Entstehung von loferitischen Gesteinen sind geringe Wasserenergie, flaches Gefälle und niedrige Tidenhöhe (im rezenten Beispielen etwa zwischen 15 Zentimetern und drei Metern) notwendig (vgl. GINSBURG & HARDIE 1975, WOODS & BROWN 1975, SHINN 1983a). Darüberhinaus muß zur Bildung schlammiger Karbonatwatten genügend feines Kalkschlammmaterial aus produktiven Bereichen in die Gezeitenzone gewaschen werden, wo es von den Mikroben-/Algenmatten nach dem Prinzip einer 'klebrigen Fliegenfalle' (SHINN 1983a) eingefangen wird. Im Unterschied zu Süßwasser-algenmarschen scheint aktive Karbonatfällung durch die Algen/Cyanobakterien in Gezeitenbereichen nicht der Hauptfaktor der Verkalkung zu sein, was auch an der nur seltenen Erhaltung kalzifizierter Algenfilamente deutlich wird.

Die Entwicklung von 'shallowing-up' Sequenzen ist ein weitverbreitetes Phänomen fossiler Gezeitenzonen (z.B. ROEHL 1967, ASSERETO & KENDALL 1971, WILSON 1975a, PRATT & JAMES 1986), obwohl die klassischen Lofer-Zyklothemen eher als 'deepening-up' Folgen anzusehen sind (vgl. FISCHER 1964, 1975).

Durch die laterale Inkonzistenz der einzelnen Sequenzen der Ota-Gezeitenzone wird der autozyklische Charakter der Abfolge deutlich. Eine Einzelsequenz entsteht nach dem klassischen Modell von SHINN et al. (1969) durch die laterale Migration von Gezeitenkanälen, wobei die groben Anreicherungen am Rinnenboden ('lags') zu weit durchreichenden Lagen umgeformt werden. Das darüberliegende, in longitudinaler Schrägschichtung im Stil von Gleithangablagerungen akkretionierte Material

wird durch Bioturbation völlig homogenisiert. Darüber schieben sich die Mikroben-/ Algenmatten des höheren Inter- und Supratidals.

Die geschilderten Sequenzen vom Typ I fügen sich gut in dieses Bild (Abb. 66). Basale 'lag' Ablagerungen werden unter anderem durch die Großonkoidlagen repräsentiert. Die Riesenonkoide wuchsen auf den Böden breiterer Rinnen. Die in den Rinnen herrschende Wasserbewegung verhinderte eine Hintergrundsedimentation, was für das Wachstum der Onkoide von Vorteil war. Kleinere Onkoide entstanden wohl auch in anzunehmenden Gezeitentümpeln und wurden durch die laterale Erosion der Gezeitenkanäle in die Rinnenfüllungen inkorporiert. Das überwiegende Fehlen erhaltener erosiver Kanalstrukturen kann auf stark migrierende Gezeitenkanäle hindeuten. Schräg liegende Fensterstrukturen sind jedoch algenmattenbewachsenen, geneigten Substraten zuzuordnen, wie sie insbesondere auf den natürlichen Uferdämmen von Gezeitenkanälen vorkommen. Schräg liegende Loferite stellen damit unter Umständen Reliktstrukturen von Kanalrändern dar (Abb. 60).

Die einzelnen, durch laterale Migration von Gezeitenkanälen entstandenen Sequenzen des Typ I schoben sich autozyklisch in etwa nach dem Inselmodell von JAMES (1984a) und PRATT & JAMES (1986) aufeinander und führten so zur repetitiven Abfolge. Die häufigen lokalen Vorkommen kleiner Black Pebbles deuten auf das episodische Vorhandensein von Inselbereichen hin. Dabei blieben jedoch in Richtung auf die Lagune über längere Zeit größere Durchlässe zwischen den Gezeitenflächen offen, wie am überwiegenden Fehlen von Loferitlagen zwischen Meter 27 und 35 des Profils 'östlich Pedreiras de Santa' erkennbar ist.

Die Sequenzen des Typ II können nicht ausschließlich durch laterale Migration von in eine planare Supratidalfläche einschneidenden Gezeitenkanälen erklärt werden, da dadurch die Differenzierung des subtidalen Sequenzteils in schlammreiche und schlammfreie Sedimente nicht erklärbar ist. Hier liegen progradierende keilförmige Systeme vor, welche Ähnlichkeiten zu dem in Kap. 2.2.2 geschilderten Progradations- Zementations-Erosionsmodell von STRASSER & DAVAUD (1986) aufweisen. Rückschreitende Erosion konnte im Fall der Gezeitensequenzen des Typ II jedoch nicht nachgewiesen werden und war zu deren Entstehung auch nicht notwendig.

Der prinzipielle Unterschied zum oben geschilderten Gezeitenkanal-Migrationsmodell ist die fehlende Erosion eines präexistenten Pakets von Subtidal- bis Intertidalsedimenten und der damit verbundenen Verwischung der primären bathymetrischen Unterschiede. Im hier postulierten Progradationskeil-Modell (Abb. 66) entsteht die Einzelsequenz durch laterale Progradation eines

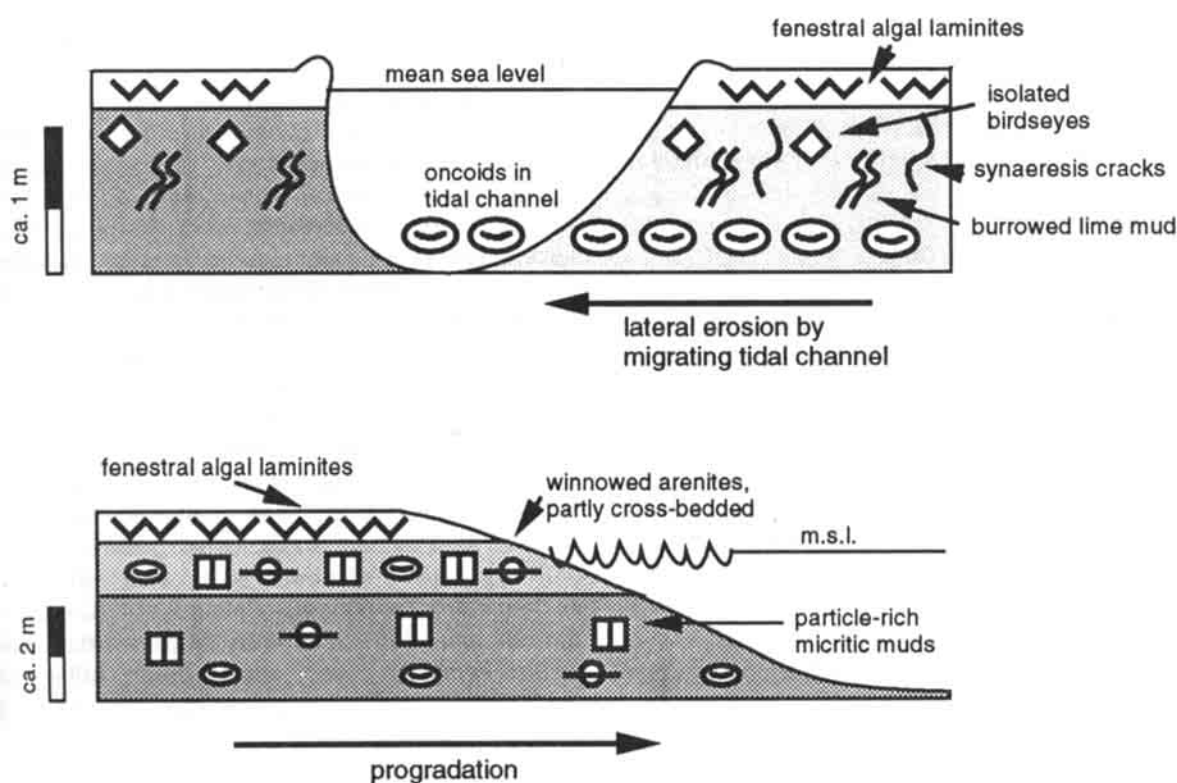


Abb. 66: Autozyklische Modelle zur Erklärung der 'shallowing up' Sequenzen in der Gezeitenzone des Otakalks. Oben: Gezeitenkanal-Migrationsmodell nach SHINN et al. (1969), verändert und angewandt auf die südliche Gezeitenzone des Otakalks. Die laterale Migration von Gezeitenkanälen führt zu einer zweiteiligen 'shallowing up' Kleinsequenz (inhomogene mikritische Subtidalfazies und Loferite). Basale 'lag' Anreicherungen sind häufig vorhanden. Unten: Gezeiten-Progradationskeil-Modell für den Nordteil der Ota-Gezeitenzone. Dieses Modell erklärt das Vorhandensein von sparitischen Bereiche sowie von Strandschrägschichtung im mittleren Teil von 'shallowing up' Kleinsequenzen (s. Text).

Fig. 66: Autocyclic models for the Ota peritidal belt. Top: tidal channel migration model (modified from SHINN et al. 1969) explains bipartite type-I muddy sequences; bottom: peritidal progradation wedge model explains tripartite type-II sequences exhibiting a grainstone interval (see text).

gesamten Sedimentsystems, bestehend aus schlammführenden Sedimenten des etwas tieferen Wassers, ausgewaschenen Sedimenten des obersten Subtidals und Intertidals, und loferitischen Lagen des höheren Intertidals und Supratidals. Im Progradationskeil-Modell werden tiefere Bereiche aufgefüllt, im Gezeitenkanal-Migrationsmodell Sedimente präexistenter Gezeitenflächen nur umgelagert. Das Auftreten von reliefaufweisenden Strandsedimenten einerseits und seltenem Korallenwachstum andererseits ist mit dem Progradationskeil-Modell vereinbar.

Die einzelnen progradierenden Teile werden von Untiefen, wie Arenitbarren oder Sandeilanden gespeist. Nach Verbrauch des Materials wird der Keil inaktiv und es kann sich bei genereller langsamer Untergrundsabsenkung ein weiterer, von anderer Stelle ausgehender Keil darüberschieben (s.o.). Dieser Vorgang führt wiederum zur Repetition der 'shallowing up' Sequenzen.

Es kann nicht ausgeschlossen werden, daß sich die Sequenzen des Typs I ebenfalls teilweise nach dem Keilmodell bildeten. Insbesondere an den lagunenwärtigen Randbereichen der Gezeitenfläche darf mit progradierenden Keilen gerechnet werden. Das Auftreten von Rinnenstrukturen in den Grainstones des Sequenztyps II zeigt andererseits an, daß im flacheren, ausgewaschenen Teil des progradierenden Keils auch kleine Priele auftraten. Die geschilderten Modelle stellen nur die zwei Endglieder der Möglichkeiten dar. Der tatsächliche Ablagedynamik wird am ehesten eine Kombination der beiden Modelle gerecht (s. Abb. 97).

Da mit Ausnahme des Black Pebble Haupt-horizonts keine effektive Erosion am Top der einzelnen Sequenzen auftritt, ist die Mächtigkeit der Einzelsequenzen in beiden Modellen wiederum ein ungefähres Maß für die maximale Wassertiefe in diesen Bereichen, wobei gewisse Unschärfen durch die zunehmende Überlagerung mit hoch-

frequenten Meeresspiegelschwankungen auftreten. Im Fall der Typ I Sequenzen würde damit die maximale Wassertiefe am Boden der Kanäle etwa zwei Meter betragen; für die Typ II Sequenzen sind bis zu 4 Meter Wassertiefe vor der Gezeiten-terasse anzunehmen.

2.2.4 Die lagunäre Zone

Östlich des Gezeitengürtels schließt sich ein Faziesbereich an, der durch niederenergetische, überwiegend subtidale Kalkschlammfazies charakterisiert ist. Diese lagunäre Zone erstreckt sich nicht ganz bis an die Südgrenze des Otakalks. Im Norden ist sie bis zu 600 Meter breit (Abb. 8). Künstliche Aufschlüsse finden sich nur im Südteil (Steinbruch Pedreiras Lima) sowie in Form kleiner, aufgelassener Handabbauten im Norden der Zone. Das Tal des Rio de Ota schneidet diese Zone jedoch sehr tief an.

Die Faziestypen und Organismen der lagunären Zone

Etliche der in dieser Zone vorhandenen Faziestypen sind schon aus den im vorhergehenden geschilderten Faziesbereichen bekannt, so daß auf diese Beschreibungen verwiesen werden kann.

Rindenintraklast Onkoid Kalk-Mud/Wackestones, Onkoid Packstones und komponentenfreie Kalk-Mudstones: Lagunen-Subfazies 1: Diese Vergesellschaftung von Sedimenttypen wird wegen der sehr häufigen Übergänge untereinander zu einer Subfazies innerhalb der Lagune zusammengefaßt (Abb. 67). Der Grundtyp entspricht im wesentlichen dem Typ 7 der Rückriffzone sowie dem Typ 1 des Gezeitengürtels. Unterschiedlich ist vor allem die geringere Komponentenzahl, so daß häufig Mudstone Gefüge auftreten. Die mikritischen Rindenintra-klasten waren zum Zeitpunkt ihrer Ablagerung noch nicht vollständig verhärtet. Sie besitzen oft einen unregelmäßigen, an Schlammgerölle erinnernden Umriss. Die Internfazies der Klasten stimmt vollständig mit dem umgebenden Sediment überein, so daß die Klasten kaum Transport hinter sich haben dürften. Auch das Vorkommen innerhalb der kalkschlammdominierten Sedimente schließt höherenergetische Aufarbeitungsphasen, die zur Entstehung von Klasten geführt haben könnten, aus.

Teilweise treten Großonkoide mit Größen bis zu acht Zentimetern auf. Der Aufbau der Onkoide entspricht denen der Großonkoide aus der Gezeitenzone. Auch die Großonkoide der lagunären Zone sind meist in einzelnen Lagen konzentriert und können sich zu Packstone Gefügen zusammenschließen. An weiteren Komponenten treten auch kleine Onkoide, Klasten 'cayeuxiider' Algen (Abb. 68) und seltene, mikrobien-/algeninkrustierte Molluskenklasten sowie Echinodermenfragmente auf. Mikroorganismen

sind mäßig häufig und setzen sich aus *Labyrinthina mirabilis*, textulariiden und milioliden Foraminiferen, sehr seltenen *Nautiloculina oolithica*, *Alveosepta jaccardi*, *Glomospira* sp., Ostrakoden sowie Dasycladaceenresten (*Clypeina jurassica*, *Campbelliella striata*) zusammen. Einige Lagen weisen kleine Black Pebbles in geringen Häufigkeiten auf. Die Gesteine sind intensiv bioturbirt, was zu schlierigen Strukturen und inhomogener Komponentenverteilung führt.

Manche Gesteine besitzen praktisch keine Komponenten und sind als reine Kalk-Mudstones anzusprechen. Leicht unregelmäßige Einfärbung der Gesteine läßt jedoch wiederum auf Bioturbation schließen. Da jedoch fließende Übergänge zu Rindenintraklast-Mudstones bestehen, wird diese Varietät zum selben Subfaziestyp gestellt.

In etlichen Proben löst sich die Kalkschlammatrix in diskrete Peloiden auf. Das deutet darauf hin, daß pelletierte Matrix ursprünglich weiter verbreitet war, jedoch durch frühe Kompaktion meist nicht erhalten wurde.

Mikrofossil-Wackestones (Mudstones): Lagunen-Subfazies 2: Sehr hohe Individuenzahlen der in-zwischen zu den Dasycladaceen gestellten Alge *Campbelliella striata* kennzeichnen diesen Mikrittyp (Abb. 72). Andere Komponenten kommen nur untergeordnet vor. Dazu gehören die Dasycladaceen *Clypeina jurassica* (Abb. 73) und *Salpingoporella* sp., die Foraminiferen *Labyrinthina mirabilis*, *Kurnubia palastiniensis*, Milioliden und weitere, oben angeführten Typen. Selten wird *Labyrinthina* oder auch *Otaina magna* dominant und tritt dann meist ohne weitere Begleitelemente auf (Abb. 69).

Kleine Onkoide, Rindenkornklasten und Black Pebbles können ebenfalls vorkommen. Die Komponenten sind teils durch Bioturbation irregulär auf einzelne Bereiche konzentriert, teils aber auch homogen verteilt.

Bioklastische Wacke/Packstones, Nerineen Packstones und Calamophylliopsis Bafflestones: Lagunen-Subfazies 3: Dieser Sedimenttyp ähnelt der Peritidal-Subfazies 3. Dementsprechend finden sich in den mikritischen Sedimenten überwiegend Molluskenklasten, welche Cortoid- oder superfizielle Onkoidrinden aufweisen. Die meisten Klasten stammen von Nerineen und, weniger häufig, Bivalven (Abb. 70). Nerineen, insb. *Ptygmatis* cf. *pseudobruntrutana*, können auch unzerbrochen und überwiegend frei von Inkrustation auftreten und gesteinsbildende Häufigkeit erlangen. In Einzelfällen können Strömungseinregelungen beobachtet werden; die Richtungen wechseln jedoch zwischen den einzelnen Lokalitäten. Megalodontide Bivalven können in Lebendstellung vorkommen. Am Ostrand

des Verbreitungsgebiets finden sich grobe Bioklast Wacke/Packstones, die nicht durch Nerineen, sondern überwiegend durch Fragmente bauchiger Gastropoden (?*Ampullina*) sowie durch Klasten von Bivalven, Korallen und Stromatoporen gebildet werden.

An weiteren Komponenten erscheinen insbesondere Echinodermenfragmente sowie Mikroorganismen der oben beschriebenen Zusammensetzung. Ostrakoden können lagenweise häufig werden. Als zusätzliches Element erscheinen seltene lagenide Foraminiferen. Onkoide und mikritische Intraklasten sind manchmal ebenfalls zahlreich vorhanden. Ungleichmäßige Komponentenverteilung in vielen Bereichen belegt wiederum intensive Bioturbationstätigkeit. Reliktstrukturen von Peloid Packstone deuten darauf hin, daß pelletierte Matrix auch hier ursprünglich weiter verbreitet war.

Im Profil 'östlich Pedreiras de Santa' sowie an einer weiteren Lokalität im Ostteil der Zone fanden sich innerhalb bioklastischer Wackestones isolierte, bis zu einem Meter hohe Bafflestone Stotzen, gebildet von einer feinästigen Art der phaceloiden Koralle *Calamophylliopsis*.

Laminierte Fensterkalke, Typ LF-A: Lagunen-Subfazies 5: Laminierte Fensterkalke treten in meist zentimeterdünnen, selten auch dickeren, lateral schnell auskeilenden Lagen auch in der Lagunenzone des Otakalks auf. Sie entsprechen der in der Gezeitenzone behandelten, mikritischen Subfazies 4. Primär geneigte Loferite können wiederum auftreten (Abb. 74).

Intraklast Peloid Grainstones: Lagunen-Subfazies 6: Dieser sparitische Faziestyp ist in der lagunären Zone nur extrem selten zu finden. Er ist der Peritidal-Subfazies 5 vergleichbar.

Frühdiagenese in der lagunären Zone

Obwohl das weitgehende Fehlen sparitischer Gesteine mit Ausnahme der Fensterkalke keine Ansprache der frühen Zemente ermöglicht, weist die lagunäre Zone doch wesentliche frühdiagenetische Besonderheiten auf.

Black Pebbles: Abgesehen vom auch die lagunäre Zone durchziehenden Black Pebble Haupthorizont sowie eines weiteren Horizonts größerer Verbreitung (s. Kap. 2.2.6) finden sich häufig isolierte, kleine, meist angulare Black Pebbles. Diese können in der niederenergetischen Fazies nicht weit transportiert worden sein und deuten auf das Vorhandensein florenbewachsener supratidaler, Untiefen und flacher Inseln.

Trockenrisse: Das frühe Trockenfallen einzelner Lagunenbereiche ist neben dem Auftreten loferitischer Lagen auch durch lokale Trockenrißhorizonte dokumentiert. Diese Trockenrisse bildeten sich in bereits semilithifiziertem Gestein, so daß es zu größerflächigen Abplatzungen an horizontalen Trennflächen und damit verbundener in-situ Brekzierung der abgelösten Bereiche kam (Abb. 71). Unterhalb der horizontalen 'sheet cracks' finden sich meist etwas irreguläre, subvertikale 'prism cracks', die bis zu einer Tiefe von 60 Zentimetern in das unterlagernde Gestein ziehen.

Vadose Zemente und vadoser Silt: Sowohl in den durch Trockenrissen geschaffenen Hohlräumen als auch in den Fenstern der auftretenden Loferite finden sich meist sehr gut ausgebildete Dripstone Zemente sowie vadoser Silt. Vadoser Silt erscheint auch im Zusammenhang mit anderen Phänomenen (s.u.)

Mikrosparitisierung und eine alternative Gesehmöglichkeit für Rindenintraklasten: Weite Bereiche der lagunären Zone sind von einer mehr oder weniger starken Mikrosparitisierung betroffen. Mikrosparitbildung deutet im allgemeinen auf Süßwassereinflüsse hin (FLÜGEL 1978, LONGMAN 1980). Die Mikrosparitisierung der lagunären Gesteine des Otakalks tritt jedoch nur lagenweise auf. Auch unterscheidet sie sich in ihrer Intensität. Folgende Stufen können unterschieden werden:

(a) Randliche Mikrosparitisierung von Komponenten. Diese selektive Mikrosparitisierung befällt insbesondere Dasycladaceen, Molluskenfragmente, mikritische Intraklasten und zum Teil Cyanobakterienklasten vom Typ '*Cayeuxia*' sowie kleine Onkoide. Manche der Komponentenarten waren möglicherweise aus Magnesiumcalcit (z.B. Mikroben-/Algenklasten), die restlichen aus Aragonit aufgebaut. Das Magnesium mußte vor der Mikrosparitisierung durch meteorische Porenwässer entfernt werden. Verbunden mit den Mikrosparitsäumen sind meist Imprägnationen durch färbende, eisenhaltige Substanzen. Zwei Möglichkeiten zur Entstehung dieser Strukturen erscheinen denkbar:

(a1) Die Komponenten repräsentierten bereits vor der Mikrosparitisierung Cortoide im strikten Sinne, d.h. sie waren von endolithischen Mikroben/Algen und Pilzen angebohrt. Bei der späteren Diagenese, in der aragonitisches Schalenmaterial in Calcit transformiert wurde, kristallisierten die angebohrten Bereiche weniger stark um als das unversehrte Schalenmaterial und blieben als Mikrosparit unterscheidbar. Eine bereichsweise in die Matrix übergehende Mikrosparitisierung (s.u.)

Abb./Figs. 67-74: Sedimente der Ota Lagune / Sediments from the Ota lagoon. (Schliffe, Folienabzüge (71), außer 74; Balkenlänge / length of bar 1 mm, ansonsten angegeben / otherwise indicated).

Abb. 67: Fossilfreier Rindenklast- und Mikrosparitklast Wackestone. Am Top Lösungsstruktur (Karstpfefie). Beachte das teils circumgranulare Ansetzen der Lösung (Pfeil). Struktur verfüllt mit klastführendem vadosem Silt.

Fig. 67: 'Rim-clast' and microspar-clast wackestone. Top: early solution pipe with vadose silt and micritic clasts. Arrow: circumgranular leaching.

Abb. 68: Onkoid Mikrobenklast Wacke/Packstone. Mikrosparitisierung und meist circumgranulare in-situ Brekzierung sind für beginnende Calichefizierung kennzeichnend.

Fig. 68: Oncoid microbial-clast wacke/packstone, exhibiting circumgranular cracking and microsparitisation typical of initial calichefaction.

Abb. 69: Foraminiferen Wackestone mit *Otaina magna*. Pfeil: undeutlicher Rindenklast. Balkenlänge 5 mm.

Fig. 69: *Otaina* wackestone. Arrow: 'rim-clast'-structure. Length of bar is 5 cm.

Abb. 70: Gastropoden Wackestone mit vadosem Silt in Biogenlösungsporen. Pfeil: Peloid Packstone Struktur innerhalb des Gastropodengehäuses deutet auf den primär pelletierten Charakter des mikritischen Sediments hin. Balkenlänge 5 mm.

Fig. 70: Gastropod wackestone. Vadose Silt in biomould. Arrow: peloidal sediment within shell. Length of bar is 5 mm.

Abb. 71: Trockenrisse und Calichefizierung in teilverfestigtem Sediment, am Top einer Schlammhügelsequenz. Balkenlänge 1 cm.

Fig. 71: Mud cracks and calichefaction in semi-lithified sediment at the top of a mud ridge sequence. Length of bar is 5 mm.

Abb. 72: *Campbelliella striata* Wackestone. Die Dasycladacee ist zur Alterseinstufung wichtig. Beachte häufige Mikrosparitisierung und Übergänge zu Rindenintraclasten (Pfeil).

Fig. 72: *Campbelliella striata* dasycladacean wackestone with frequent microsparitisation of particles (arrow).

Abb. 73: Die ebenfalls stratigraphisch wichtige Dasycladacee *Clypeina jurassica*.

Abb. 73: The dasycladacean alga *Clypeina jurassica*.

Abb. 74: Loferotische Mikrobenmatten am Top von Schlammhügelsequenzen. Beachte primäres Einfallen (Uferdamm eines Gezeitenkanals oder primäre Morphologie des Hügels). Durchmesser der Münze 2.5 cm.

Fig. 74: Loferitic microbial mat with primary morphology (right), possibly representing natural levee or mirroring original morphology of mud ridge. Diameter of coin is 2.5 cm.

sowie der Zusammenhang von Neomorphose und Farbimprägation, welcher auch anhand der Mikrosparitisierung entlang farbimprägnierter Haarrisse nachzuweisen ist, lassen Möglichkeit 2 jedoch wahrscheinlicher erscheinen:

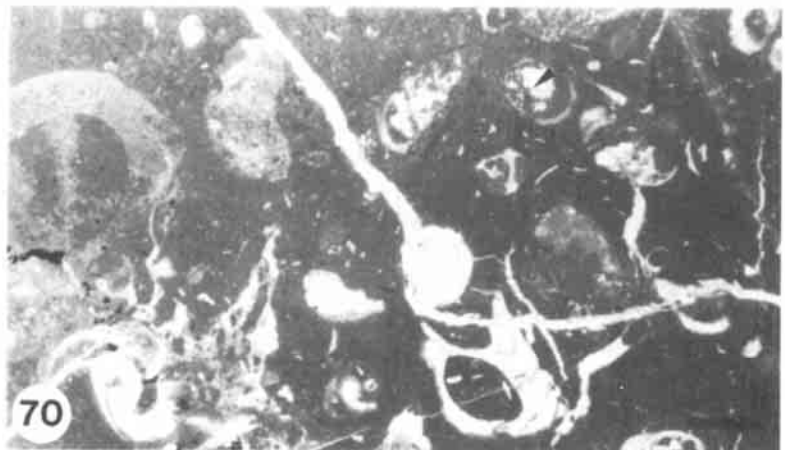
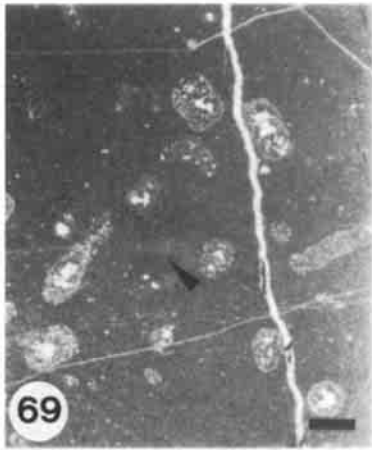
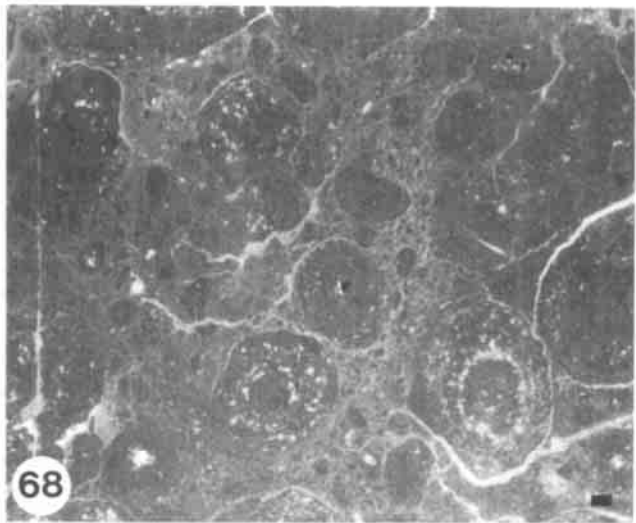
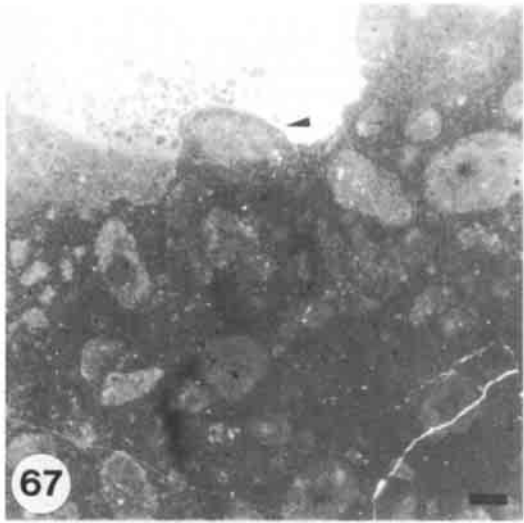
(a2) Durch Entwässerung und frühes Trockenfallen bildeten sich um die Partikel haarfeine circumgranulare Risse. Enlang feinsten, das Sediment durchziehende Haarrisse drangen von den trockengefallenen, pflanzenbewachsenen Bereichen färbende, eisenhaltige Huminsäuren ins Gestein und um die Komponenten herum ein. Die Infiltration organischer Substanzen verursacht rasche Neomorphoseprozesse (STRASSER & DAVAUD 1983, vgl. auch MITTERER & CUNNINGHAM 1985) und erklärt sowohl die randliche Mikrosparitisierung als auch das teilweise Übergreifen der Mikrosparitbereiche in das umgebende Sediment. Die später stattfindene Transformation der Schalensubstanz zu Calcit lief unabhängig ab und griff nicht mehr auf die bereits neomorphisierten und damit mineralogisch konvertierten Bereiche über. Diese Möglichkeit ist auch

für die generelle Genese der weit verbreiteten, mikritischen Rindenkorntklasten anzunehmen. Ob die Komponenten zuvor angebohrt waren, läßt sich nicht mehr entscheiden. Die besonders häufige randliche Mikrosparitisierung mikritischer Intraclasten hat ihre Ursache in der unvollständigen Verhärtung dieser Klasten zum Zeitpunkt ihrer Einbettung (s.o.) Die in den plastischen Klasten noch mögliche Schrumpfung bewirkte besonders gute Wegsamkeiten für die färbenden und mikrosparitisierenden Lösungen entlang der Kornränder.

(b) Vollständige Mikrosparitisierung der Komponenten und umgebender Matrixteile. Ausgehend von vollständig sparitisierten Komponenten kann die feinkristalline Neomorphisierung auch auf zentimeter- bis dezimetergroße Matrixareale übergreifen.

(c) Überwiegende bis vollständige Mikrosparitisierung ganzer Sedimentlagen.

Calichefizierung und Karstwabenbildung: Manche Lagen subtidaler Gesteine zeigen eindeutige Spuren



späterer Bodenbildungsprozesse. Entsprechend treten in-situ Rhizobrekzierung, Wurzelalveolen, diffuse Mikrosparit- und Pseudosparitbildung, circumgranulare und andere Lösungshohlräume, vadose Zemente und vadoser Silt auf (Abb. 68). Diese Kriterien sind diagnostisch für subaerische Exposition (z.B. ESTEBAN & KLAPPA 1983). Die bereits in Kap. 2.2.2 geschilderte Bildung von Karstwaben und Karstpfeifen ist auch der lagunären Zone ein weitverbreitetes Phänomen. Die teils gut verfolgbaren horizontgebundenen Lösungsstrukturen verlieren sich jedoch meist innerhalb von einigen Zehnern bis etwa 200 Metern.

Diagenetische Sequenzen: Die geschilderten diagenetischen Phänomene kommen häufig nicht willkürlich verteilt, sondern in sequenzieller Anordnung vor (s. Abb. 79). In etlichen Profilabschnitten ist eine nach oben zunehmende Mikrosparitisierung vorhanden. Verbunden ist damit oft das Auftreten von Karstwaben. Derartige Abschnitte schließen durch einen Trockenrißhorizont, durch eine calichefizierte Lage oder durch einen Loferit ab. Sequenzen mit Loferitabschluß zeigen im allgemeinen keine ausgeprägten diagenetischen Veränderungen im unterlagernden Gestein. Die Sedimente direkt oberhalb der Emersionslagen zeigen keine frühdiagenetische meteorische Beeinflussung.

Die laterale und vertikale Entwicklung der lagunären Zone

Die Profilabfolgen der lagunären Zone sind überwiegend monoton. Im Mittelbereich der Zone kommen höhere Faunengehalte als im Norden und Süden vor. Im Norden können onkolithische Gesteine dominant werden (s. Abb. 78); im Süden und Norden finden sich noch Anklänge an die Gezeitenzone. Die Bereiche mit seltenen Korallenstotzen liegen im Mittelteil der Zone.

Profil Pedreiras Lima (Abb. 75): Das im Südteil der Zone gelegene Profil 'Pedreiras Lima' wurde im gleichnamigen, im Abbau befindlichen Steinbruch an der Ostgrenze des Otakalks, ca. 800 Meter NE des Profils 'Bairro' aufgenommen (Abb. 8). Der im Hauptbruch nicht zugängliche Bereich zwischen Meter 20 und Meter 35 wurde in einem westlich anschließenden Bruchteil aufgenommen.

Das Profil weist häufige Einschaltungen loferitischer Kalke auf, die sich allerdings weit weniger dicht als in der nordwestlich anschließenden Loferitzzone scharen.

Die Abfolge besteht ganz überwiegend aus Rinden-intraklast Mikriten, welche meist Onkoide und Mikroben-/Algenklasten, mitunter auch Bioklasten führen. Black Pebbles kommen vereinzelt vor, sind aber im onkolithisch ausgebildeten Black Pebble Haupthorizont bei Meter 32 wieder in hohen Häufigkeiten und beachtlichen Größen vertreten. Auftauchphasen werden insbesondere durch mehrere Loferitlagen repräsentiert. Sie weisen meist

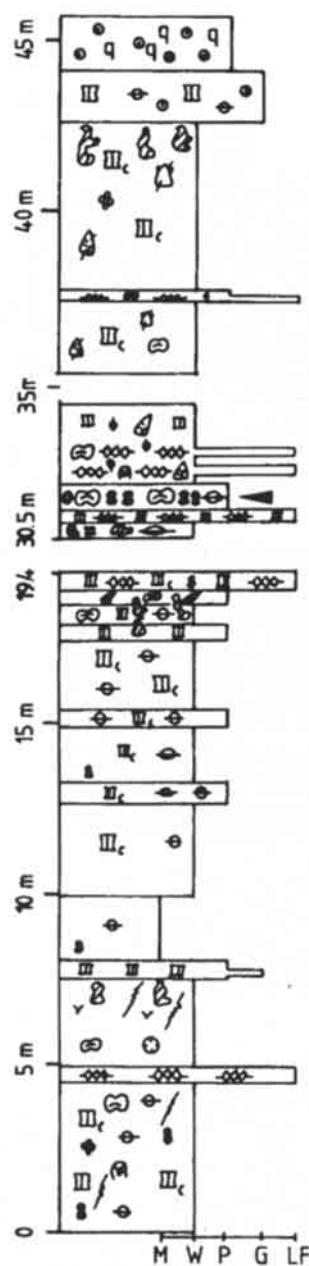


Abb. 75: Otakalk, Profil 'Pedreiras Lima' (südliche lagunäre Zone). Legende s. Abb. 174 (Appendix), Lage s. Abb. 8
Fig. 75: Ota Limestone, profile 'Pedreiras Lima' (southern part of lagoonal belt).

Dripstone-Zemente sowie vadosen Silt auf und können noch im Steinbruchbereich lateral verschwinden. Unterhalb des Loferits bei Meter 20 erscheint ein Massenvorkommen der Nerinee *Ptygmatis*. Loferite scharen sich im Bereich des Black Pebble Haupthorizonts und sind auch im direkt darüber folgenden Profiltteil noch häufig. Eine Grainstone Lage bei Meter 8 repräsentiert eine weitere Phase sehr flachen Wassers. Karstpfeifen sind in vielen Horizonten vertreten. Sie finden sich häufig etwa 30 bis 100 Zentimeter unterhalb von Loferitlagen bzw. unterhalb der Grainstone Lage. Besonders gut ausgeprägte, bis zu einem Meter lange Karstpfeifen erscheinen unterhalb des Black Pebble Haupthorizonts

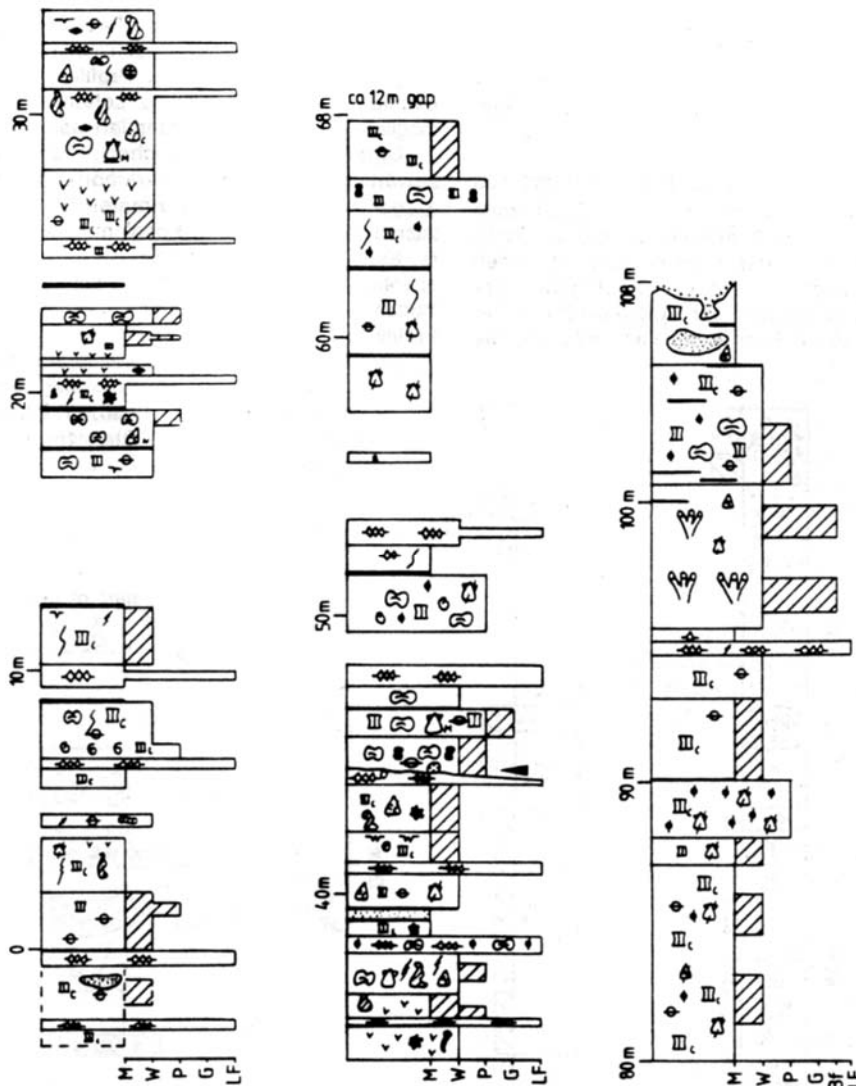


Abb. 76: Otakalk, Profil 'östlich Pedreiras de Santa' (mittlerer Teil der Gezeitenzone sowie der lagunären Zone). Legende s. Abb. 174 (Appendix), Lage s. Abb. 8. Das Profil wurde entlang eines Taleinschnitts aufgenommen und weist einen starken lateralen Versatz auf. Bei Meter 45 liegt der Übergang von der Gezeitenzone in die lagunäre Zone). Dicke Linien geben größere Klüfte an.

Fig. 76: Ota Limestone, wire line profile 'E Pedreiras de Santa' (middle part of peritidal and lagoonal belts). Note that reef is offset laterally and spans the transition from the peritidal belt to the lagoonal belt (above m 45). Thick lines indicate larger fissures.

sowie im obersten Bereich der Abfolge. Diese obere, verkarstete Bank wird von quarzführenden, oolithischen Grainstones überlagert, die derartige Hohlräume nicht aufweisen. Der Quarzgehalt der oolithischen Grainstones nimmt schnell zu und die Färbung schlägt nach ockerbraun um. Die Oolithe werden von braunen, glimmerreichen Sandsteinen anscheinend konkordant überlagert. Die quarzführende Abfolge oberhalb der Karstpfeifenbank gehört bereits zur Auflage des Otakalks (s. Kap. 2.3.1).

Profil östlich Pedreiras de Santa, höherer Teil (Abb. 76): Der tiefere Teil dieses Profils wurde bereits in Kap. 2.2.3 behandelt. Bereits in diesem Teil traten lagunäre Faziestypen, wie Rindenintraklast Mudstones, *Campbelliella* und *Labyrinthina* Wackestones sowie Nerineen Packstones

zwischen den Loferitlagen auf. Bei Meter 40 befindet sich ein von Bohrmuscheln befallener und von Korallen bewachsener, tektonisch verstellter Hartgrund, der vom Black Pebble Haupthorizont überlagert wird (Abb. 88; s. Kap. 2.2.6)). Oberhalb dieses Niveaus liegt der Profilverlauf in der lagunären Zone.

Der 58 Meter mächtige, Lücken aufweisende, höhere Profilteil versteilt sich und fällt mit durchschnittlich 25° nach Westen ein. Die Gesteine bestehen aus Rindenintraklast Mud- und Wackstones, in die Lagen von onkoidreichen Packstones, Bioklast Wacke- und Packstones und seltene Lagen von Loferiten eingeschaltet sind. Des weiteren finden sich Horizonte feinbioklastischer, ostrakodenreicher Mudstones sowie im oberen Teil einige größere *Calamophylliopsis* Stöcke in Lebendstellung.

Bei Meter 49.5-53 und 88-95 erscheinen kleine 'shallowing up' Sequenzen, bestehend aus basalen Packstones, welche in komponentenärmere Wacke- und Mudstones übergehen und von einer Loferitlage abgeschlossen werden.

Profil Rio Ota (Abb. 77): Dieses Profil stellt mit 105 Metern das längste sich ganz innerhalb einer Fazieszone befindliche Profil dar. Es wurde ausgehend vom südlichen Umknick des Flußlaufs in der nördlich hochziehenden Steilwand aufgenommen (s. Abb. 8). Eingehendere Geländestudien waren wegen der Ausgesetztheit der bereichsweise senkrechten Fossilwand nicht möglich. Die

Gesteine wurden jedoch im Meterabstand angeschlagen bzw. beprobt, so daß die wesentlichen Charakteristika des insgesamt sehr monotonen Profils erfaßt sein dürften. Eventuell auftretende, dünne Loferitlagen können jedoch möglicherweise unterrepräsentiert sein.

Unterhalb des eigentlichen Profils erscheint flußabwärts ein Kalkkonglomerathorizont, der sich überwiegend aus bis zu dezimetergroßen Black Pebbles zusammensetzt und den Konglomeraten des Relva Bruchs (s. Kap. 2.2.6) entspricht. Er repräsentiert einen unteren, ebenfalls über größere Bereiche verbreiteten Black Pebble Horizont. Etwa 5 Meter oberhalb dieser Lage beginnt die Profilabfolge.

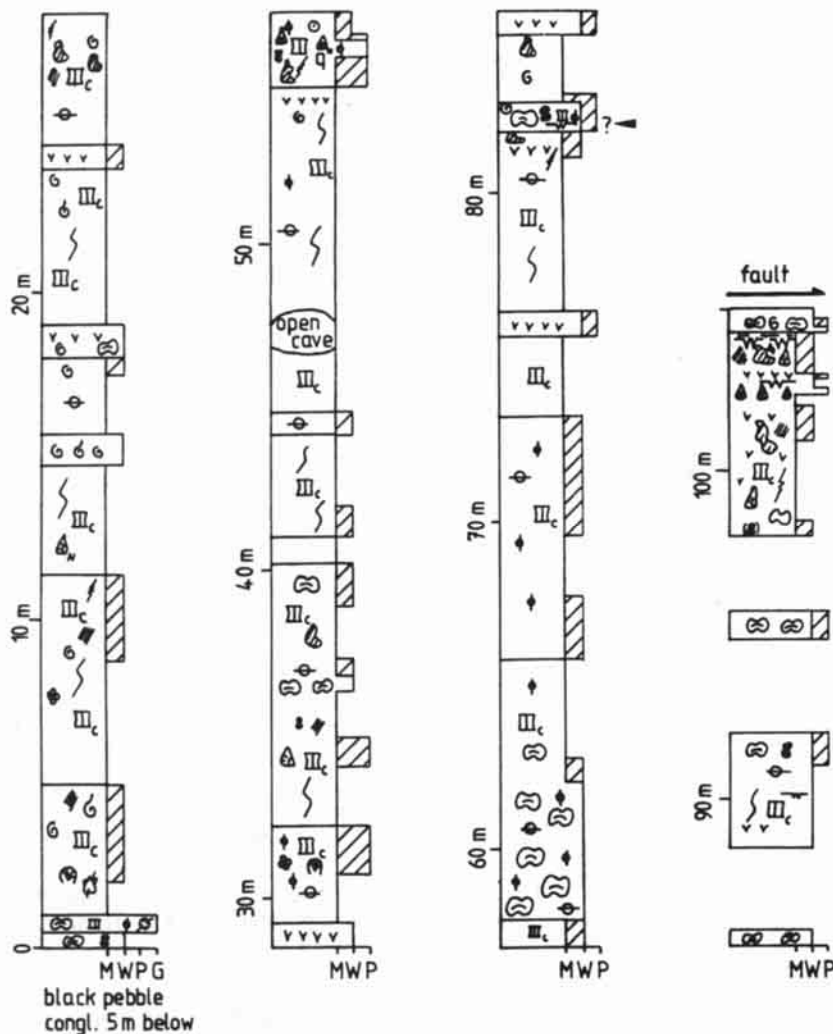


Abb. 77: Otakalk, Profil 'Rio Ota' (nördliche lagunäre Zone). Legende s. Abb. 174 (Appendix), Lage s. Abb. 8.

Fig. 77: Ota Limestone, profile 'Rio Ota' (northern part of lagoonal belt).

Die Gesteine des Profils liegen sählig und weisen Bankmächtigkeiten von fünf bis acht Metern auf. Sie setzen sich überwiegend aus fast komponentenfreien Kalk-Mudstones zusammen. Häufig treten auch onkoidführende Rindenintraklast Mud-/Wackestones auf. Zwischen Meter 58 und 61 sowie bei Meter 82 und 95 finden sich bis zu 10 Zentimeter messende Großonkoide mit Fensterstrukturen. Horizonte mit Massenvorkommen von *Campbelliella striata* sind vielfach vorhanden. Die ebenfalls für die biostratigraphische Einstufung des Otakalks wichtige *Labyrinthina mirabilis* sowie *Kurnubia pala-*

stiniensis treten bereits an der Profilbasis auf. Bei Meter 14 kommt die Foraminifere zum ersten Mal zusammen mit *C. striata* vor (vgl. Kap. 2.1.2). Bei Meter 52 erscheinen innerhalb der Mikrite gehäuft Ooide sowie detritischer Quarz in Feinsandfraktion zusammen mit kleinen Black Pebbles und häufigen Fossilfragmenten.

Horizonte mit etwas häufigeren kleinen Black Pebbles treten an der Profilbasis sowie bei Profilmeter 82 und 92 auf. Der Horizont bei Profilmeter 82 ist kartiermäßig verfolgbar und entspricht aller Wahrscheinlichkeit nach dem Black Pebble Haupthorizont (s. Kap. 2.2.6).

Die obersten 7 Meter des Profils können mit Ausnahme einer kleinen Aufschlußlücke in einem alten Handabbau an der Oberkante der Steilwand besser untersucht werden. Sie zeigen eine sequenzielle Abfolge, bestehend aus basalen Großonkoid Wacke/Packstones, welcher nach oben in stark bioturbirte Wackestones und Mudstones übergeht, in die sich zentimeter- bis dezimeterdünne, komponentenreichere Lagen und Linsen mit Anreicherungen von Nerineen, Black Pebbles und insbesondere *Campbelliella* einschalten. In halber Höhe der Kleinsequenz finden sich Karstwaben. Im höheren Teil tauchen irreguläre, oder schräg verlaufende Sparitrisse sowie undeutliche Trockenrisse auf. Am Top findet sich ein ausgeprägter 'sheet-crack' Trockenrißhorizont, der in-situ Brekzierung hervorruft (Abb. 71). Unter ihm sind noch ausgeprägte vertikale Risse vorhanden. Etwa oberhalb der Mitte dieses Profilabschnitts finden sich zunehmende Mikrosparitisierungen. Der Trockenrißhorizont weist vadose Zemente und vadosen Silt auf.

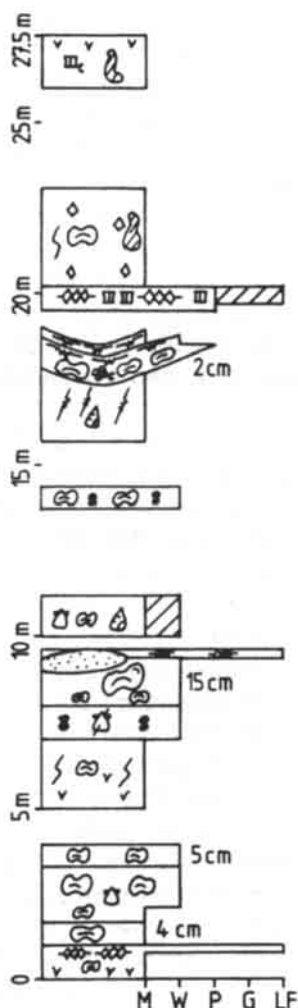


Abb. 78: Otakalk, Profil am trigonometrischen Punkt 'Atouguia' (nördliche lagunäre Zone). Die Zentimeterangaben beziehen sich auf maximale Onkoidgrößen (sofern > 2 cm). Legende s. Abb. 174 (Appendix), Lage s. Abb. 8.

Fig. 78: Ota Limestone, profile at geodesic mark 'Atouguia' (northern part of lagoonal belt). Centimetre indications refer to maximum oncooid sizes (if > 2 cm).

Die subaerische Lage wird von nerineenreichen Packstones überlagert, die schnell wieder in Wackestones und Kalk-Mudstones übergehen. Diese Sedimente zeigen keine neomorphen Umwandlungen.

Profil am trigonometrischen Punkt Atouguia (Abb. 78): Dieses Profil befindet sich NNW des Profils Rio Ota und wurde in alten, übereinanderliegenden Handabbauten aufgenommen. Die Profillbasis des 27.5 Meter mächtigen ebenfalls söglich liegenden Profils liegt etwa 20 Meter oberhalb des Tops von Profil Rio Ota.

Komponentenarme bis -freie Kalk-Mudstones treten in diesem Profil weniger häufig auf. Im tieferen Profilteil überwiegen Onkoid Rindenintraklast Wackestones. Bei Meter 8.5 kommen handtellergroße Riesenonkoide vor. Sie werden von einem Loferithorizont überlagert. Loferitlagen finden sich mehrfach im höheren Teil und belegen die Nähe zur westlich anschließenden Gezeitenzone. Bei Meter 18 erscheint eine dreidimensional aufgeschlossene Rinnenstruktur, die mit seitlich auskeilendem Onkoid Packstone verfüllt ist. Dieser zeigt circumgranulare Schrumpfrisse. Trockenrisse erscheinen auch etwas höher und zeichnen ebenfalls noch die Rinnenmorphologie nach. Unterhalb der Rinnenstruktur sind zahlreiche irreguläre, subvertikale Sparitrisse vorhanden.

Campbelliella striata ist in manchen Lagen häufig; bei Profilmeter 17 findet sie sich zusammen mit *Clypeina jurassica*. Vereinzelt Black Pebbles sowie kleine Karstpfleifen treten horizontweise auf.

Die Interpretation der lagunären Zone

Die überwiegend eintönige Entwicklung der niederenergetischen Lagune steht im markanten Kontrast zum hochdifferenzierten Otariff. Der Meeresboden der lagunäre Zone lag eindeutig unter der Schönwetterwellenbasis. Als seltene Sturm-lagen sind Nerineenzusammenschwemmungen und Makrobioklastschillagen zu deuten. Diese führen auch Komponenten, die nicht aus der lagunären Zone stammen (Ooide, seltener Quarz). Selbst diese Sturmsedimente weisen meist Wackestone Gefüge auf, lassen also nicht auf extrem hohe Energie bei ihrer Ablagerung schließen. Trotz der Ruhig-wasserverhältnisse in der Zone sind jedoch Anzeichen für sehr flaches Wasser (v.a. Dasyclada-ceen, Korallen) sowie sogar episodisches und lokales Trockenfallen von Lagunenbereichen (Trockenrisse, punktuelle Calichefizierung) häufig. Vereinzelt treten auch dünne Lagen ausgewaschener Sedimente auf. Die Zone muß also überwiegend Flachwassercharakteristika aufgewiesen haben. Darauf deuten auch die graduellen Übergänge in die westlich anschließende Gezeitenzone. Die ruhigen Verhältnisse waren weniger durch eine große Wassertiefe als vielmehr durch starke Abschirmung vor der vorherrschenden Wellenrichtung bedingt. Zur Abschirmung war insbesondere der vorgelagerte Riffgürtel von Wichtigkeit. Daneben deuten aber die häufigen, lokalen Auftauchbereiche auf das Vorhandensein von Inselsystemen hin, was zu einer Abteilbildung ('compartmentalisation') der

lagunären Zone und damit zu zusätzlicher starker Abschirmung führte.

Da sich Trockenfallphänomene oberhalb des Black Pebble Haupthorizonts kurzfristig häufen, können manche Inseln durch die mit der Bildung dieses Horizonts einhergehenden verbreiteten Auftauchphase erklärt werden (vgl. Kap. 2.2.6). Dabei könnten nicht eingeebnete Verwitterungsrelikte bei der nachfolgenden Überflutung für submarine Hochs verantwortlich gewesen sein und so auch die nachfolgende Inselbildung gefördert haben. Trockenfallphänomene tauchen auch im größeren Abstand oberhalb und unterhalb des Black Pebble Haupthorizonts auf. Die in allen Profilen sowie an weiteren Stellen innerhalb der lagunären Zone auftretenden, lokalen 'shallowing-up' Einzelsequenzen lassen an autozyklische Bildung von Untiefen und Inselbereichen denken, wie sie bei der Bildung von Schlammhängen in der Bucht von Florida sowie im nördlichen Schelf vor Belize rezent auftreten (ENOS & PERKINS 1977, JAMES 1983). Die Charakteristika dieser vier bis sieben Meter mächtigen Sequenzen in der Otaglune umfassen (Abb. 79):

- (1) basale, durch teilweises 'winnowing' bedingte Anreicherung von Komponenten;
- (2) überlagernde, dickbankige bis massige, bioturbirte Schlammkalke mit Einschaltungen von
- (3) dünnen, teils auskeilenden Lagen von Mikrofossilanhäufungen;
- (4) am Top von (2): Loferite oder Trockenrisse, meist mit vadosen Zementen als Anzeiger des Erreichens des Wasserspiegels. Diese Phase kann durch dünne Grainstones vertreten werden. Die Loferite, Trockenrisse oder Grainstones keilen lateral schnell aus.

Weiterhin können, aber müssen nicht zwingend vorhanden sein:

- (5) isolierte Black Pebbles in Sequenzteil 2;
- (6) in der Mitte des Sequenzteils (2) beginnende, nach oben stark zunehmende Mikrosparitisierung. Diese ist in der die Sequenz überlagernde Schicht nicht mehr zu finden;
- (7) Karstpfeifen- oder Karstwabenbildung im höheren Teil des Sequenzteils (2) sowie Calichefizierung am Top der Sequenz.

Nach ENOS & PERKINS (1977) geht die Bildung von Schlammhängen in der Bucht von Florida folgendermaßen vonstatten (in Klammern jeweils das in der Otaglune auftretende entsprechende Charakteristikum): Winterstürme führen in der abgeschirmten Bucht zur Aufwirbelung, Verfrachtung und Anhäufung von Kalkschlamm zu flachen Hügeln (Sequenzteil 2). Zwischen den Hügeln befinden sich in sogenannten Seen ('lakes') zum Teil komponentenreichere, da teilweise ausgewaschene Sedimente (Sequenzteil 1). Die Hügel werden von See-

gras und Kalkalgen bewachsen, die das Sediment stabilisieren. Da auch die Kalkalgen im allgemeinen in submikroskopische Teile zerfallen, ist von der organischen Besiedlung auch in Bohrkernen der rezenten Bildungen meist nichts mehr zu sehen. Für den Fall der Otaglune ist mit einer Stabilisierung durch Seegrassvorläufer, Mikroben/Algen und unter Umständen Rasen von *Campbelliella striata* zu rechnen. Leichtere Stürme können die Struktur nicht auflösen sondern verursachen Lagen und Linsen komponentenreicherer Sedimente (Charakteristikum 3). Im Innern der Hügel findet intensive Bioturbation statt. Falls die Schlammhügel nicht gleich bis in die Nähe des Wasserspiegels aufgeschüttet werden, können sie durch Selbstverstärkung infolge Schlammfangs bis in den Gezeitenbereich hochwachsen. Die Hügelhöhen liegen in der Bucht von Florida im allgemeinen zwischen 1.5 und vier Metern (in der Otaglune eventuell bei vier bis sieben Metern).

In stärkeren Stürmen können manche Strukturen jedoch aufgelöst werden und bilden sich an neuer Stelle. Bessere Erhaltung ist nur bei Zementation der Hügeloberflächen möglich. Tatsächlich sind rezente intertidale Schlammhängen intensiv von Seegrass bewachsen, was zu weiterem Schlammfang und Hochwachsen über den Wasserspiegel mit nachfolgender Zementation führen kann. Manche der Schlammhängen der Bucht von Florida erheben sich bis zu vier Meter über den Wasserspiegel (JAMES 1983).

Unter derartigen Inselbereichen kann sich eine Süßwasser- bzw. Mischwasserlinse aufbauen, die zu den beschriebenen diagenetischen Überprägungen führen kann. Zudem bildet sich auf den schlammigen Inseln ein intensiver Algen-, Mangrove- und Landpflanzenbewuchs aus, was zum hohen Anfall organischer Substanz führt. Die flache Schlammhang Rodriguez Key weist einen knapp zwei Meter mächtigen Kohlehorizont auf (TURMEL & SWANSON 1976). In gleicher Weise können Schwarzfärbungen von Karbonaten erklärt werden, welche im Fall der Otaglune eine Quelle für die lokal auftretenden Black Pebble Vorkommen darstellen können. Sequenzen mit den Phänomenen 1-4 werden hier als Schlammhangsequenzen interpretiert, welche sich gerade bis in den Bereich der Wasseroberfläche erhoben. Laterale Migration verhinderte den Erhalt des Reliefs. Treten zusätzlich die Phänomene 5-7 auf, lagen echte Inselbereiche vor. Trotz ungenügender Aufschlußverhältnisse in diesem Bereich ist das Relief von stationär gewordenen Schlammhängen manchmal relikthaft erhalten (Abb. 74).

Die lagunären, isolierten 'shallowing up' Sequenzen stellen neben den Sequenzen des Rückriff- und Gezeitenbereichs den dritten autozyklischen Grundtyp derartiger Abfolgen im Otakalk dar. Hier

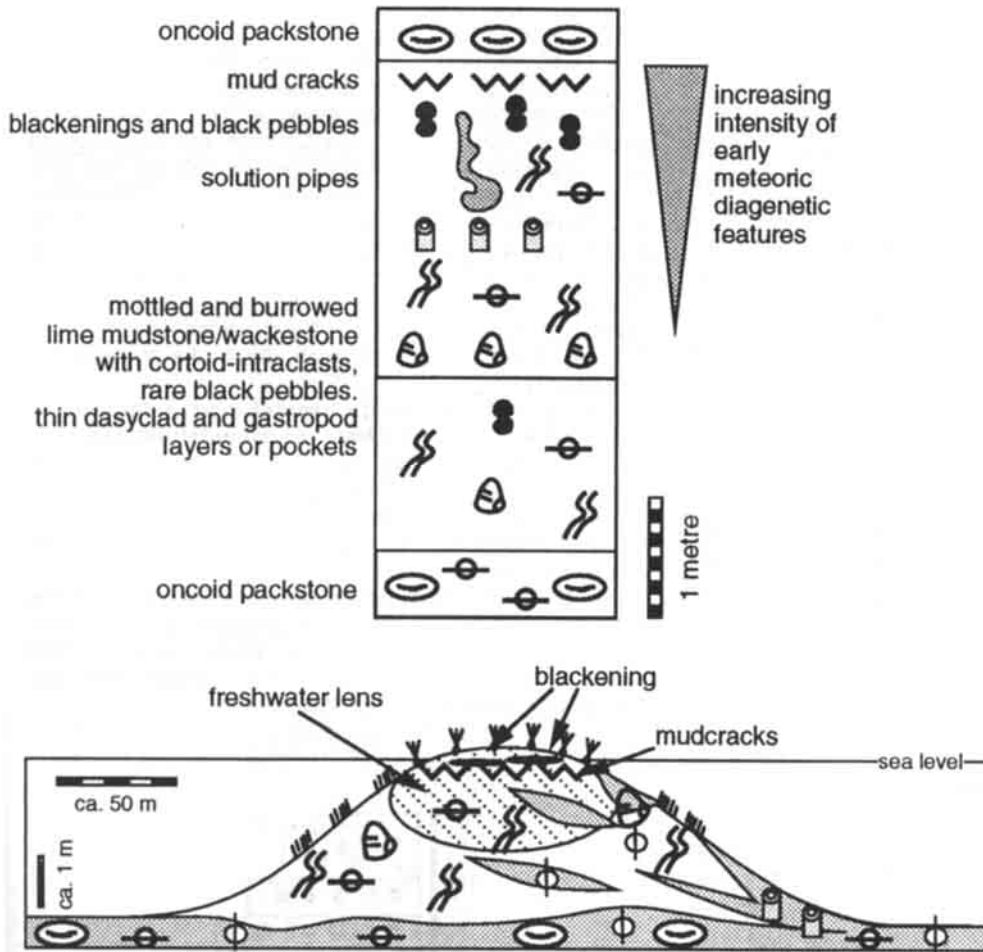


Abb. 79: Das Schlammhügelmodell für die lagunäre Zone des Otakalks, in Anlehnung an die rezenten Schlammhügel der Bucht von Florida. Das Modell erklärt die autozyklische Entstehung isolierter 'shallowing up' Kleinsequenzen in der lagunären Zone (s. Text).

Fig. 79: The mud ridge model for the lagoonal zone of the Ota Limestone, based on modern mud ridge - mud mound formation in the Florida Bay. The model explains the occurrence of isolated, autocyclic shallowing-up sequences within the lagoonal belt (see text).

überwogen nun die flachen 'level bottom' Bereiche, auf welchen sich isolierte, in gewissem Umfang migrierende Hügelstrukturen bildeten.

Ein weiteres Charakteristikum ist die anscheinende Organismenarmut der lagunären Zone des Otakalks. Nur lokal treten hohe Individuenzahlen, insbesondere in Form von Dasycladaceen und Foraminiferen auf. Eine Einschränkung der Lebensverhältnisse durch erhöhte oder erniedrigte Salzgehalte erscheint unwahrscheinlich, da sich weit verbreitet Reste von Echinodermen finden. Korallen sind ebenfalls bereichsweise vorhanden. Zwar lebten im Oberjura von Portugal auch einige, Ausübung vertragende Echiniden und Korallen (LEINFELDER 1986, WERNER 1986), gegen Süßwassereinflüsse sprechen jedoch weiterhin die Häufigkeit der Dasycladaceen, das vereinzelt Auftreten von Lageniden sowie die große Seltenheit der Foraminifere *Alveoapta jaccardi*, die in gleichalten, leicht ausgesüßten Serien in Portugal weit verbreitet ist (RAMALHO 1971, FELBER et al. 1982, LEINFELDER 1986). Erhöhte Salinität ist ebenfalls unwahrscheinlich. Zwar finden sich immer wieder Milioliden, die auch höhere Salzgehalte vertragen

können; sie sollten jedoch bei erhöhter Salinität massenhaft auftreten (MURRAY 1970), ein Fall der auch im Oberjura von Portugal andernorts verwirklicht ist (LEINFELDER 1986). Das absolute Fehlen von Dolomiten selbst in der Gezeitenzone macht erhöhte Salinitäten ebenfalls unwahrscheinlich.

Ein weiterer restriktiver Faktor in Lagunen sind häufig durch fehlenden Wasseraustausch bedingter Nahrungsmangel, Sauerstoffmangel sowie extreme Temperaturschwankungen (vgl. ENOS 1983). Während Sauerstoffmangel wegen der geringen Lagunentiefe sowie u.U. wegen der hellen Sedimentfarben nicht wahrscheinlich ist, mögen die beiden anderen Faktoren eine gewisse limitierende Wirkung ausgeübt haben. Andererseits handelte es sich bei der Ota-Plattform dem Anschein nach um eine kleine Struktur (s. Kap. 2.2.6), wodurch wahrscheinlich doch ein gewisser Wasseraustausch gegeben war. Die Anhäufung von Sediment zu Schlammhängen weist auf zumindest zeitweise vorhandene leichte Strömungen hin. Die Bildung von Plastiklasten (Rindenintraclasten) deutet wahrscheinlich ebenfalls auf das Vorhandensein geringer Strömungen, wie sie durch Kanalisierungseffekte

insbesondere in den 'lake' Bereichen zwischen den Hügelstrukturen aufgetreten sein dürften. Möglicherweise stellen die Plastiklasten auch Aufarbeitungen teilweise stabilisierter Schlammbankbereiche dar.

Das Zurücktreten filtrierender 'low-level' Epi- und Endofauna deutet darauf hin, daß insbesondere die Substratbeschaffenheit stark limitierend wirkte. Das Substrat mag in weiten Teilen der Lagune nicht nur zu weich gewesen sein, um besiedelt zu werden; eine suppig aufgeschlammter, unscharfer Grenzbereich zwischen Sediment und Wasser verhindert bodennahes Filtrieren auch von Infauna.

Viele der Lagunenbewohner sind möglicherweise jedoch einfach nicht überliefert. Formen, wie die Codiaceen zerfallen in der Regel zu kleinsten Kristalliten. Die häufigen, frühdiagenetischen Süßwassereinflüsse unter den Inselbereichen entzogen zudem noch eine Fülle von Organismen durch Auflösung und Neomorphisierung der Überlieferung.

2.2.5 Besonderheiten im Nordosten der Otakalk-Verbreitung

Im Nordostteil der Verbreitung des Otakalks treten fazielle Besonderheiten auf, die sich vom bislang beschriebenen Aufbau der Einheit unterscheiden. Diese Bereichen liegen nördlich der Ortschaft Ota entlang der Nationalstraße N1 sowie in den nordöstlich anschließenden Kalkaufbrüchen des Gebiets Monte Redondo, Entre Serras und Vale Forno (zur Lage s. Abb. 8).

Die Intrasparite an der N 1, bei Entre Serras und im Vale Forno

An die lagunäre Zone nach Osten anschließend finden sich bereichsweise wiederum sparitische Sedimente. Am besten aufgeschlossen sind sie in einem kleinen, aufgelassenen, jetzt als wilde Mülldeponie dienenden Bruch ca. 400 Meter nördlich der Ortschaft Ota, direkt am westlichen Straßenrand der Nationalstraße N1. Ähnliche Sedimente erscheinen nochmals in nordöstlicher Verlängerung im Entre Serras Gebiet nördlich des Monte Redondo.

Die Abfolge an der Nationalstraße N1: In der Müllkippe an der Nationalstraße ist eine Abfolge von etwa 15 Metern aufgeschlossen. Die Lage am direkten Ostrand der Otakalk Hauptscholle bedingt sehr häufige und kleinräumige, Nord-Süd bis NNE-SSW laufende Störungen, welche eine Profilaufnahme unmöglich machen. Die Sedimente bestehen ausschließlich aus Intraklast Bioklast Grainstones und sind insbesondere im basalen Teil sehr faunenreich. Wegen direkt oberhalb des Bruchs auftretender Paläo- und Rezertverkarstung ist die Faunenerhaltung nur mäßig. Im Unterschied zu den restlichen Bereichen des Otakalks sind Chaetetiden mit bis zu kopfgroßen Knollen reichlich vertreten. Bestimmbare Exemplare gehören der Gattung *Ptychochaetetes* an. Daneben finden sich zahlreich Korallen, auch in Form

kleiner dendroider, allerdings verkippter Korallenstöcke. Nerineen sind ebenfalls sehr häufig und gehören überwiegend zur Gattung *Ptygmatis*. Bei den Bivalven sind *Lopha*-artige und Pectiniden klar zu erkennen. Bohrmuscheln befehlen alle Chaetetidenstöcke.

Die Komponenten des sparitische Sediments sind gut gerundet; Bioklasten liegen als Cortoide vor. Die Packung der Komponenten ist insbesondere im tieferen Teil sehr dicht; dort können neben den dominierenden Grainstones auch Packstone-Gefüge auftreten. Der tiefere Bereich ist dickbankiger als der höhere Teil. Im höheren Teil zeichnet subrecenter, schwach ausgeprägter Schichtfugenkarst ursprünglich vorhandene Schräg- und Kreuzschichtung sowie Trogschichtung nach. Unter Umständen werden manche Strukturen jedoch auch durch die Verkarstung vorgetäuscht.

Die sparitische Abfolge repräsentiert aufgrund der vorhandenen, undeutlichen Sedimentstrukturen mit großer Wahrscheinlichkeit arenitische Barrenbereiche. Der tiefere, faunenreiche Teil stellt stabilisierte Barrenbereiche oder 'spillover'-Areale aktiver Barren dar, wobei durch Bioturbation die ursprüngliche, gute Sortierung zerstört wurde.

Mit Ausnahme mancher Bereiche am Top des Otakalks kommen nirgendwo sonst Grainstones in dieser Massierung vor. Insbesondere das Fehlen von detritischem Quarz unterscheidet die Sedimente jedoch von der Auflage des Otatops (s. Kap. 2.3.1).

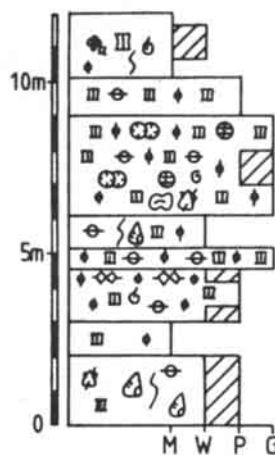


Abb. 80: Profil für den 'Entre Serras' Bereich im Nordosten der Otakalk-Verbreitung. Das Profil ist aus einer Kombination verschiedener Einzelaufschlüsse zusammengesetzt und besitzt schematischen Charakter. Legende s. Abb. 174 (Appendix), Lage s. Abb. 8

Fig. 80: Profile Entre Serras from the northeastern part of the distribution of the Ota Limestone. The schematic log represents a data compilation from different outcrops.

Profil Entre Serras (Abb. 80): Etwa 300 Meter nördlich des Monte Redondo Gipfels liegt das Gebiet Entre Serras. Die mäßig gut aufgeschlossenen Gesteine bestehen überwiegend aus Gastropoden-Diceraten Wacke/Packstones, die Ähnlichkeiten zur Lagunen-Subfazies 3 besitzen. Korallenfragmente sind immer wieder vertreten. Eingeschaltet finden sich Lagen chaetetidenreicher und korallenführender Intrasparite, die

denen der Abfolge 'Nationalstraße' gleichen. Untergeordnet erscheinen auch Kalk-Mudstones sowie sehr selten dünne, loferitartige Lagen. Funde von *Clypeina jurassica* zusammen mit *Labyrinthina mirabilis* belegen die Zugehörigkeit auch dieser Zone zum Otakalk. Abb. 80 zeigt ein charakteristisches, wegen der Aufschlußverhältnisse etwas schematisiertes Kurzprofil des Bereichs.

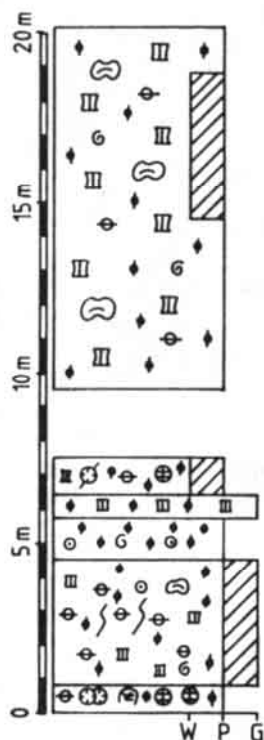


Abb. 81: Profil 'Vale Forno', an der äußersten Nordgrenze der Otakalk-Verbreitung. Wegen mangelhafter Zugänglichkeit ist der höhere Profilteil nur schematisch dargestellt. Legende s. Abb. 174 (Appendix), Lage s. Abb. 8.

Fig. 81: Profile 'Vale Forno' at northernmost outcrop of the Ota Limestone. Upper part of log has a schematic character due to poor accessibility.

Profil Bach Vale Forno (Abb. 81): Eine ähnliche Abfolge findet sich am Nordende der Verbreitung des Otakalks, im Bacheinschnitt des Vale Forno. Die etwa 20 Meter mächtige Serie setzt sich aus Intraklast Bioklast Wackstones und Intraklast Peloid Packstones, an der Basis mit häufigen Korallen und Stromatoporen zusammen und weist auch Intraklast Peloid Grainstones sowie Onkoid Peloid Grain/Packstones auf. Der höhere Profilteil ist schlecht zugänglich und in Abb. 81 nur schematisch dargestellt. Zur unklaren Alterseinstufung dieser Abfolge s. Kap. 2.2.5.

Die Abfolge des Monte Redondo (Abb. 82): Der 212 Meter hohe und mehr als 150 Meter steil aus den jungen Deckschichten horstartig herausragende Monte Redondo erlaubt wegen sehr schlechter Aufschlußverhältnisse, domartig gewölbter Schichtlagerung und häufigen Störungen keine direkte Profilaufnahme. Vorkommen von *Labyrinthina mirabilis* zusammen mit Funden von *Clypeina*

jurassica und *Campbelliella striata* etwas unterhalb des Gipfels belegen die Zugehörigkeit zum höheren Kimmeridgium und damit zum Otakalk. Möglich ist jedoch, daß der darunterliegende Teil bis ins Unterkimmeridgium oder sogar tiefer reicht (s. Kap. 2.1).

Abb. 82 gibt die wahrscheinlichste Situation am Monte Redondo wieder. Der tiefste Teil der Abfolge wird durch homogene, nicht oder nur wenig bioturbirte Kalk-Mudstones und mikrobioklastische Wackstones repräsentiert. Besonders häufig sind Echinodermenreste, die z.T. der freilebenden Crinoide *Saccocoma* sowie Ophiuren zuzuordnen sind (s. LEINFELDER et al. 1988: Pl. 2/2). Ostrakoden sind häufig. An benthischen Foraminiferen treten überwiegend Textulariiden auf, selten erscheint *Nautiloculina oolithica*. Lageniden können hier im Unterschied zu anderen Bereichen des Otakalks größere Häufigkeit erlangen und weisen auf offen marine Einflüsse hin. 'Hemipelagische' Züge drücken sich auch durch das Fehlen von Makrobenthos aus. Allerdings finden sich die Gesteine in Wechsellagerung mit Kalk-Mudstones, welche seltene Klasten von Nerineen und Korallen sowie kleine Onkoide aufweisen können. Die ansonsten in der lagunären Zone des Otakalks so häufigen Rinden-intraklasten fehlen vollständig.

Nach oben gehen die komponentenarmen Schlammkalke in bioklastische und intraklastische Wackstones über. Diese führen nun häufig Onkoide, Mikroben-/Algenklasten, Dasycladaceenreste, und Foraminiferen sowie Klasten und vollständige Exemplare von Nerineen, Bivalven, ästigen Korallen, Echiniden und Serpuliden. Eine Bank zeigt fragmentierte *Microsolena*-Knollen zusammen mit häufigen Gastropodenresten. Im Bereich unterhalb des Gipfels herrschen wieder Mud/Wackstones vor, die jedoch größere Bioklasten, Intraklasten und häufig auch bis zentimetergroße Onkoide führen. Letztere können abschnittsweise häufig werden und Packstone Lagen bilden.

Auf der Nordseite des Otakalks zieht vom Hangfuß flankenaufwärts eine mächtigere Lage von ?*Ampullina* - Diceraten Packstone (selten Wackstone), der auch Korallen führt. Diese Lage entspricht einem im Nordostteil der lagunären Zone auftretenden entsprechenden Horizont (s. Kap. 2.2.4) und erlaubt die lithostratigraphische Korrelierung der beiden Bereiche. Unklar ist, ob dieser Horizont durch Schichtverteilung und Störungen in der Luft ausbleibt, oder ob er der oben erwähnten *Microsolena*-Lage entspricht (s. Abb. 82).

Die genauere fazielle Interpretation der Redondo und Entre Serras Abfolge wird erst durch die Gesamtanalyse des Otakalks möglich (s. Kap. 2.2.6).

Die mitteloxfordischen Dasycladaceenkalke am HP 126 südlich Vale Forno (Cabaços Schichten) (Abb. 83)

Zwischen dem Entre Serras Gebiet und dem Bacheinschnitt Vale Forno liegt ein schmaler kalkiger Höhenrücken, dessen Sedimente fazielle Eigenständigkeit gegenüber dem Otakalk aufweisen. Diese Kalke konnten durch Funde der diagnostischen Dasycladacee *Heteroporella lusitanica* ins mittlere Oxfordium eingestuft werden. Damit sind mit den hier als Forno Kalk bezeichneten Sedimenten die Cabaços Schichten in diesem Bereich nachgewiesen (s. Kap. 2.1). Die ersten Funde der diagnostischen Form gelangen der ehemaligen Studentin F. SCHERER,

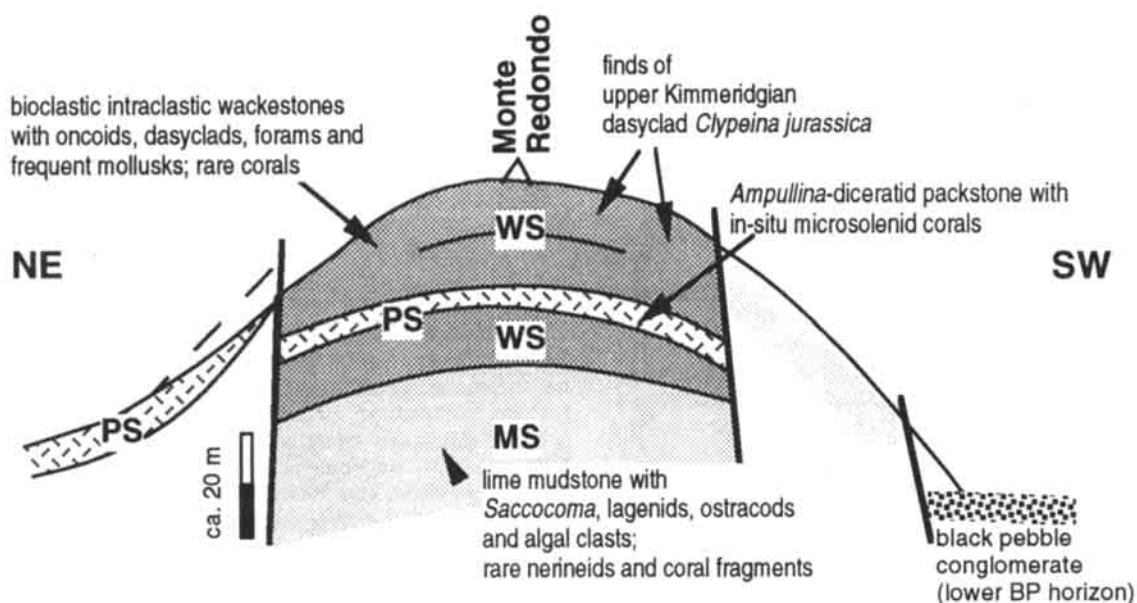


Abb. 82: Skizze der strukturellen und faziellen Situation am 'Monte Redondo' (nördlicher Otakalk, Lage s. Abb. 8).
 Fig. 82: Sketch of the structural and facies development of the 'Monte Redondo' hill (northern Ota region).

Mainz, im Rahmen einer Studentenkartierung (SCHERER 1986).

Die schmale Rippe von Forno Kalk wurde tektonisch aufgepreßt. Dementsprechend ist das Gestein stark beansprucht. Durch Terrassierungsarbeiten im Zuge von Aufforstungsvorhaben wurde der Forno Kalk teilweise angeschnitten. Eine direkte Profilaufnahme war jedoch nicht möglich. Allerdings konnte die ungefähre Abfolge erkannt werden (Abb. 83). Zur genauen Lage siehe Abb. 8.

Als tiefstes erscheinen feine Ostrakoden Wackestones und Packstones, welche aus zweiklappig erhaltenen, glattschaligen Formen bestehen und schon im Gelände durch die sparitische Verfüllung der Schalen gut erkennbar sind. Große Exemplare von *H. lusitanica* kommen vereinzelt vor. Darüber lagern bis zum Höhenpunkt HP 126 mehrere Meter (ca. fünf?) von *H. lusitanica* Wackestones, welche die zentimetergroßen Dasycladaceen in großer Häufigkeit führen (s. LEINFELDER et al. 1988: Pl. 2/3-5). Die Stengel sind oftmals eingeregelt. Daneben finden sich Onkoide Ostrakoden, und seltene Charophyten Gyrogoniten, sowie in manchen Lagen bis sechs Zentimeter große, dünnschalige, meist zweiklappig erhaltene, wahrscheinlich mytilide Bivalven.

Bedingt durch flaches Nordfallen treten die höheren Teile der Abfolge im nördlich anschließenden Bereich auf. Hier erscheinen etwa zwei Meter grauer Kalke, welche keine Dasycladaceen, dafür aber reichlich Charophyten sowie kleine, teils auch bis zu einem Zentimeter große Black Pebbles aufweisen. Sie werden von Peloid Packstones überlagert, bei denen die Peloide vollständig mikrosparitisiert sind. Der Übergang zu den überlagernden, gleichsinnig einfallenden korallen- und stromatoporen-führenden Kalken, die in Richtung Vale Forno Profil hinziehen, ist nicht aufgeschlossen.

Cabaços Schichten, die im Untergrund des Lusitanischen Beckens erbohrt wurden, weisen fast immer Anhydritlagen und -knollen auf (LEINFELDER & WILSON 1989). An der Oberfläche werden die ausgelösten Knauern häufig durch Hornstein ersetzt (R.C.L. WILSON, Milton Keynes, mündl. Mitt.). Tatsächlich treten auch im Forno Kalk häufig irreguläre Hornsteinknauern auf.

Hornsteinknauern finden sich jedoch auch in den nördlich anschließenden Korallenkalke. Möglicherweise stellen diese Kalke die direkte stratigraphische Fortsetzung des Forno Kalks dar und sind damit in das basale Oberoxfordium einzustufen (Montejunto Schichten in Flachwasserfazies, vgl. Kap. 3.1). Genauso gut kann die Hornsteinmobilisierung jedoch erst sehr viel später auf die, möglicherweise tektonisch angrenzenden Korallenkalke übergegriffen haben.

2.2.6 Architektur und Ökologie der Ota-Plattform

Das Auftreten definierter Faziesassoziationen und deren Vorkommen in diskreten Zonen erlaubte die Erstellung einer Faziesgürtelkarte (Abb. 8). Wie bereits erwähnt, richtet sich dabei der Verlauf der Faziesgrenzen nur wenig oder überhaupt nicht nach der heutigen Topographie. Selbst bei der Aufnahme längerer Profile wurden die Grenzen von Großfaziesbereichen nicht überschritten, sofern die Profilaufnahmen nicht entlang horizontaler Linien stattfanden und so, wie im Falle des Profils östlich

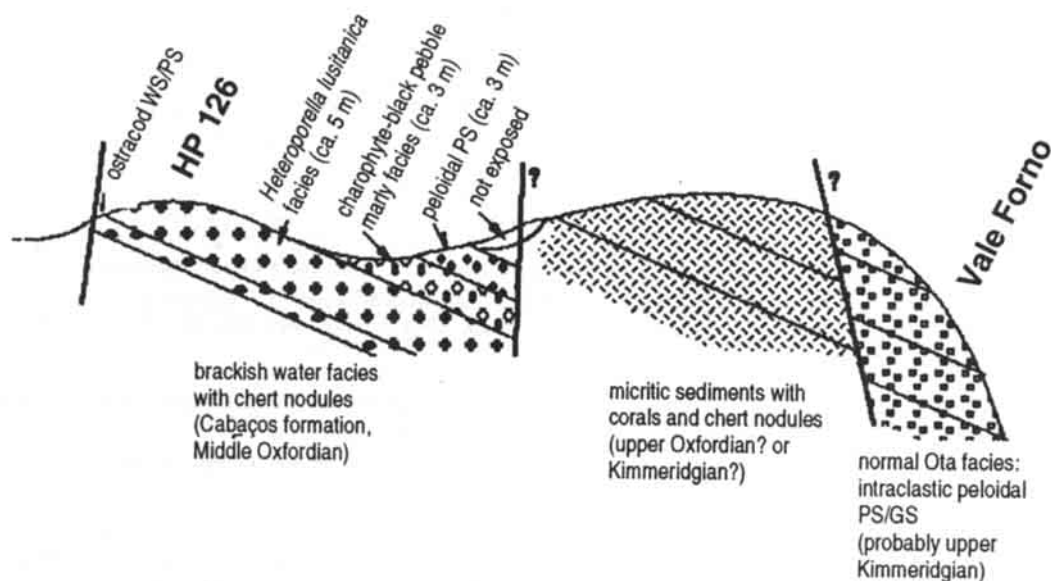


Abb. 83: Skizze der strukturellen und faziellen Situation im Gebiet des 'HP 126', südlich des Vale Forno (Lage s. Abb. 8). Das Vorhandensein der postulierten Störungen ist wegen mangelhafter Aufschlußverhältnisse unklar. Die nördliche Störung ist wegen der unterschiedlichen Faziesentwicklung wahrscheinlich; der mittlere Abschnitt könnte u. U. auch die Montejunto Schichten (Oberoxfordium) repräsentieren.

Fig. 83: Sketch of the probable structural setting and facies development in the region around Altitude 126, to the south of the Vale Forno. The middle part could possibly also represent the Upper Oxfordian Montejunto beds.

Pedreiras Santa ein beträchtlicher lateraler Versatz im Verlauf des Profils erfolgte. Eine gewisse Ausnahme stellen nur die Abfolgen bei Entre Serras und im Vale Forno dar, also am extremen Nordende der Verbreitung. Damit ist die überwiegend konstante Position der Faziesgürtel während der gesamten Entwicklung des Otakalks belegt, soweit es den aufgeschlossenen Teil der Abfolge betrifft. Aus dem im Gelände direkt ersichtlichen lateralen Übergang der einzelnen Fazieszonen wird klar, daß die einzelnen Faziesbereiche lateral nebeneinander und nicht etwa übereinandergestapelt auftreten. Dies kann auch durch einen wichtigen lithostratigraphischen Leit-horizont, den bereits mehrfach erwähnten Black Pebble Haupthorizont nachgewiesen werden. Ein zweiter, tiefer liegender Black Pebble Horizont tritt ebenfalls weiter verbreitet auf und dient zusätzlich zur Korrelation einzelner Bereiche.

Die Black Pebble Horizonte: Syntsedimentäre Tektonik und lithostratigraphische Profilkorrelation

Die spektakuläre Black Pebble Fazies der beiden Black Pebble Leithorizonte wurde bereits von LEINFELDER (1987b) beschrieben und genetisch interpretiert. Die nachfolgende Übersicht bezieht sich auf die zitierte Arbeit sowie auf neuere Beobachtungen. DTA-Analysen ergaben, daß die Schwarzfärbung von Black Pebbles sowie von an die

Black Pebble Horizonte gebundenen schwarz-gefärbten Internsedimenten innerhalb von Lösungshohlräumen eindeutig von organischer pflanzlicher bzw. mikrobieller Substanz stammt. Feinverteilter Pyrit kann jedoch in den Internsedimenten bei der Schwarzfärbung eine zusätzliche Rolle spielen. Die Genese der Black Pebbles ist mit dem von STRASSER & DAVAUD (1983) und zuvor in ähnlicher Weise von anderen aufgestellten Modell erklärbar. Schwarzfärbung kann danach in supratidalen und lakustrischen Tümpeln sowie in Bodenhorizonten auftreten (vgl. Kap. 3.1). Es können sowohl zementierte als auch unverfestigte Sedimente imprägniert werden. Die von STRASSER & DAVAUD angenommene selektive Verhärtung schwarzimprägnierter Sedimente liegt auch bei den Ota Black Pebbles vor, da schwarze Gerölle im Unterschied zu unverfärbten Geröllen sehr viel häufiger vadose Zemente aufweisen (Abb. 86). Schwarzfärbung zementierter Gesteine ging im Otakalk oft mit starken Calichefizzierungserscheinungen einher.

Der Black Pebble Konglomerathorizont (unterer Black Pebble Horizont)

Der untere der beiden Black Pebble Horizonte ist sehr gut im alten Bruch Relva, nördlich der Ortschaft Ota aufgeschlossen (Lage s. Abb. 8). Er zeigt grobkörnige, matrixreiche Black Pebble Konglomerate, die als kleiner, lokaler Alluvial

Abb./Figs. 84-91: Lithostratigraphische Korrelationshorizonte des Otakalks / Lithostratigraphic correlation horizons from the Ota Limestone.

Abb. 84: Die Winkeldiskordanz unterhalb des 'Black Pebble Haupthorizonts' am Bruch 'Hauptweg'. Pfeil: Relikt von (?wind-)gerippten, rekristallisierten Peloid Grainstones. Balkenlänge 5 cm.

Fig. 84: Angular unconformity below the 'black pebble main horizon'. Arrow: relic of (?wind-) rippled recrystallised peloid grainstone. Length of bar is 5 cm.

Abb. 85: Anschliff der Diskordanzzone aus Abb. 84: Der Horizont ist von Bohrmuscheln angebohrt, welche mit Peloid Grainstone verfüllt sind (links). Peloidrippel sind teils erosiv entfernt und von *Lithocodium* überwachsen (maßstabsbedingt nicht erkennbar). Unterlage LF-A Loferit mit Peloid Pack/Grainstone Lagen. Balkenlänge 1 cm.

Fig. 85: Detail from 1: borings of lithophage bivalve, beneath unconformity. Peloid ripples are partly removed by erosion and overgrown by *Lithocodium* (not visible at this scale). LF-A loferite with laminae of peloid pack/grainstone below unconformity. Length of bar is 1 cm.

Abb. 86: Schliff durch Black Pebble mit Grainstone Internfazies. Vadose Zemente sind in Black Pebbles besonders häufig und gut ausgeprägt (aus dem 'Black Pebble Konglomerathorizont'). Balkenlänge 1 mm.

Fig. 86: Vadose cements within black pebbles are very common (from 'black pebble conglomerate horizon'). Length of bar is 1 mm.

Abb. 87: Frühe Lösungsstrukturen in Korallenkalk mit durch organische Substanz schwarz verfärbtem Internsediment. Schwarzes Sediment befindet sich auch in Korallenlösungsstellen (Pfeil). Diese Schwärzungen sind horizontbeständig und repräsentieren das Äquivalent des 'Black Pebble Haupthorizonts' im Süden der Ota-Plattform (Anschliff).

Fig. 87: Early solution within coral limestone. Cavities and biomoulds (arrow) are filled with blackened sediment. This blackened level occurs in the south of the Ota-Platform and towards north can be correlated in the fields with the 'black pebble main horizon'.

Abb. 88: Hartgrund im Profil 'östlich Pedreiras de Santa'. Beachte Bohrmuscheln (Pfeile) und große Kaverne. Die überlagernden Onkolithe führen Black Pebbles und entsprechen dem 'Black Pebble Haupthorizont'. Balkenlänge 5 cm.

Fig. 88: Hardground below 'black pebble main horizon' (from profile 'E Pedreiras Santa'). Note boring bivalves (arrows) and sediment-filled cavity. Length of bar is 1 cm.

Abb. 89: Die besonders häufige Onkoidfazies des 'Black Pebble Haupthorizonts'. Beachte beginnende Matrixschwärzung (am oberen Bildrand). Nähe Profil 'am Hauptweg'. Balkenlänge 5 cm.

Fig. 89: Oncoid facies is the most common type within the 'black pebble main horizon'. Note partial matrix blackening (at upper margin). Vicinity of profile 'main track'. Length of bar is 5 cm.

Abb. 90: Karstrelief mit Calicheüberzug (Pfeil), überlagert vom 'Black Pebble Haupthorizont.' Beachte Rhizobrekzierung (Profil 'am Hauptweg'). Balkenlänge 1 cm (Anschliff).

Fig. 90: Karst microtopography covered by caliche crusts, overlain by black pebble main horizon. Note rhizobreciation (vicinity of profile 'main track'). Length of bar is 1 cm.

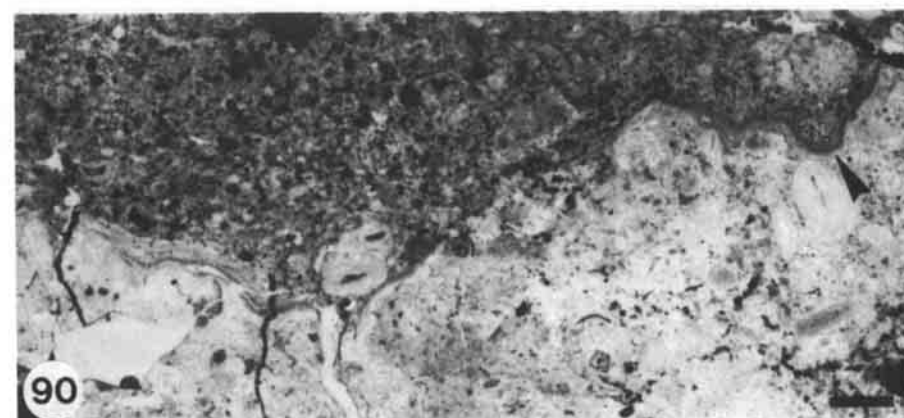
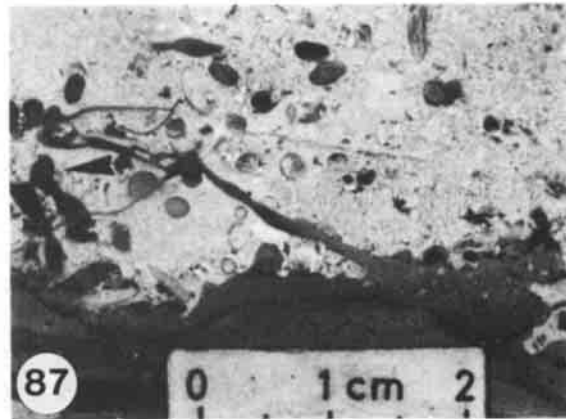
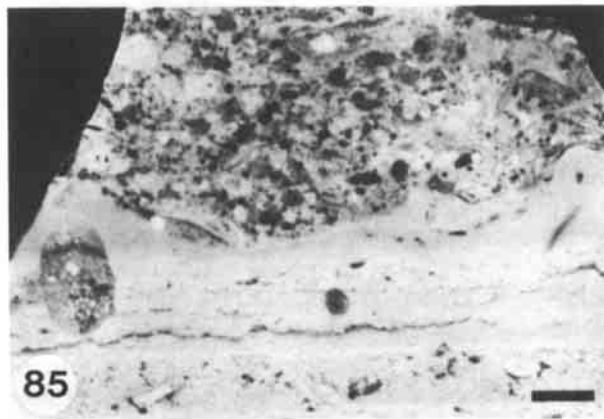
Abb. 91: Detail aus einem 'debris flow' des 'Black Pebble Konglomerathorizonts' (Profil 'Relva'). Pfeil: großer, subangulärer, detritischer Quarz ('Treibholzgeröll'). Balkenlänge 1 cm (Anschliff).

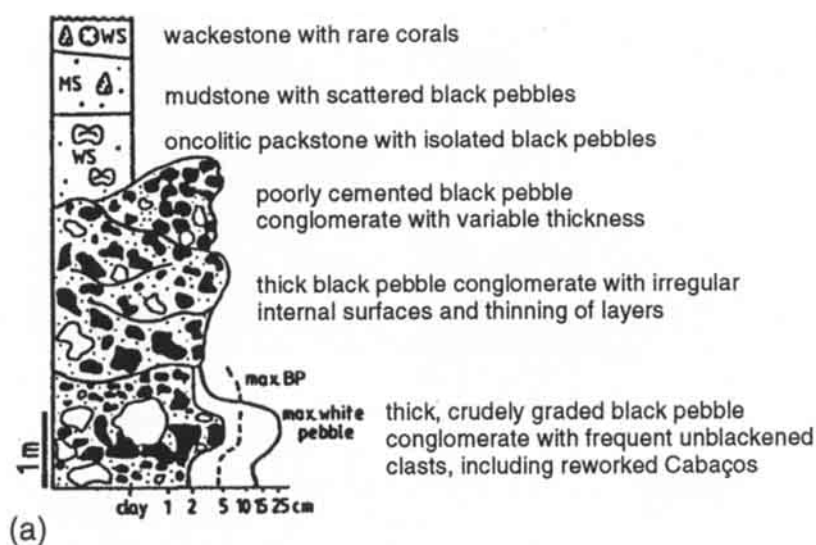
Fig. 91: Detail of debris flow from the 'black pebble conglomerate horizon' (profile 'Relva'). Arrow: large subangular detrital quartz interpreted as 'driftwood pebble'. Length of bar is 1 cm.

fächer von lokalen oder größeren Horstbereichen geschüttet wurden und möglicherweise bis in den Küstenbereich vordrangen (Abb. 92). Folgende Fächerkriterien treten auf: irreguläre Bankoberflächen, Kanalstrukturen, primäres flaches Einfallen, hohe Korngröße, chaotische Gefüge, teils mit Imbrikation, lokale, sehr grobe Gradierungen (mit basaler Inversgradierung), schlechte, leicht bimodale Sortierung, Infiltration feineren Materials und Schirmporen, Matrix-gestützte 'debris flow' Lagen (Abb. 91), schnelle Korngrößen sprünge, schnelle Abnahme der Korngröße nach SW (cf. LEINFELDER 1987b).

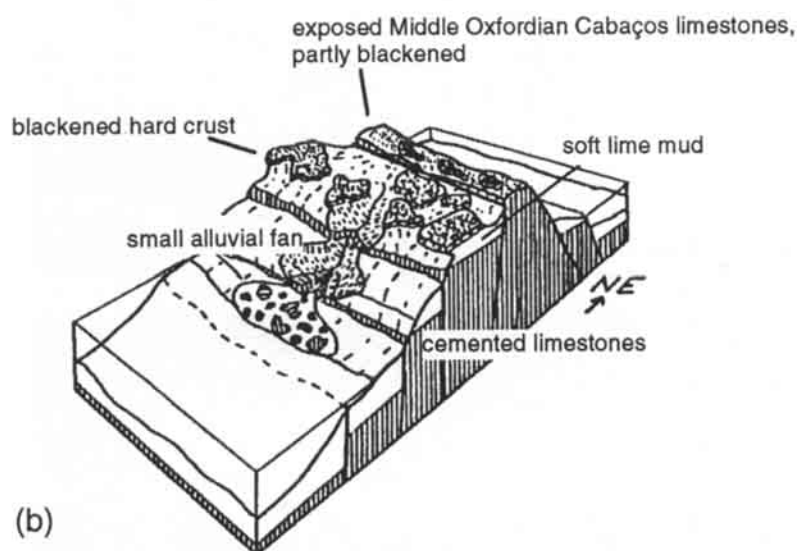
Der etwa vier Meter mächtige Horizont findet sich nordöstlich von Relva wieder gegenüber des

Bruchs 'an der Nationalstraße N1', auf der östlichen Straßenseite. Von diesem Grainstone Bruch sind die Konglomerate tektonisch abgetrennt. Die maximale Korngröße an beiden Black Pebble Lokalitäten beträgt 10 Zentimeter für die schwarzen Geröllen und 25 Zentimeter für unverfärbte Gerölle. Black Pebbles stellen 60% der Komponenten. Im Südwesten findet sich der Horizont mehrfach im Talgrund des Rio Ota, wo bereits bedeutend kleinere Korngrößen auftreten. Die Zusammengehörigkeit der Lokalitäten ist auch am Auftreten einzelner, schwarzverfärbter, stark calichefizzierter Gerölle erkenntlich, welche die Mitteloxforddasycladaceae *Heteroporella lusitanica* führen (s. LEINFELDER 1987b) und somit dem Forno





(a)



(b)

Abb. 92: Der Black Pebble Konglomerathorizont (unterer Black Pebble Horizont) des Otakalks. (a) Vereinfachtes Profil des 'Relva' Bruchs, Lage s. Abb. 8. (b) Ablagerungsmodell für die Black Pebble Konglomerate im Nordosten des Otabereichs (verändert nach LEINFELDER 1987b, s. Text)

Fig. 92: The black pebble conglomerate (lower black pebble horizon) of the Ota Limestone. (a) profile 'Relva', (b) depositional model for the black pebble conglomerates (see text). (modified from LEINFELDER 1987b)

Kalk entsprechen. Die SW-Richtung der Korngrößenabnahme sowie des Auskeilens einzelner Lagen im Relva Bruch machen als Liefergebiet die Forno Region wahrscheinlich.

Etwa 10 Meter oberhalb der Konglomeratlage findet sich *Campbelliella striata*, welche das höhere Kimmeridgium anzeigt. Das Vorkommen von Mitteloxfordgeröllen in diesem Niveau zeigt, daß tektonische Bewegungen das Hinterland lokal stark angehoben hatten. Da in keinem der Konglomeratgerölle Dasycladaceen des höheren Kimmeridgium gefunden wurden, dürften die Anhebungen und Schüttungen im oberen Teil des tieferen Kimmeridgium erfolgt sein. Bei ersten Anhebungen gelangten die bereits verhärteten Sedimente des Mitteloxfordium sowie unverhärtete Sedimente des Kimmeridgium in die supratidale Zone, wo die Schwarzfärbung stattfand; eine weitere Anhebung

führte zur Ausbildung eines steilen Gefälles und damit zu subsequentem Abtrag. Welche Ausdehnung das angehobene Gebiet hatte, bleibt unklar. Jedenfalls handelte es sich um eine sehr kurzlebige Struktur, da weitere derartige, von Osten geschütete Bildungen sonst im Otakalk nicht auftreten.

Der Black Pebble Haupthorizont (oberer Black Pebble Horizont)

Der obere Black Pebble Horizont ist als lithostratigraphischer Leithorizont besonders wichtig. Er ist in allen Faziesbereichen vertreten und wird deshalb auch als Black Pebble Haupthorizont bezeichnet. Im Gelände kann er dank der häufigen kleinen Aufschlüsse kartierend verfolgt werden. Neben der Profilkorellation können mit ihm manchmal auch die Sprunghöhen der vorhandenen Störungen bestimmt werden.

Sowohl die Fazies des Black Pebble Wirtsgesteins als auch die Internfazies der Black Pebbles selbst verändert sich gemäß des Auftretens in unterschiedlichen Fazieszonen. So bestehen in der Riffzone die Black Pebbles überwiegend aus Riffgestein sowie schwarzverfärbten Korallenfragmenten. In der Rückriffzone sind sparitische Black Pebbles besonders häufig. Hier finden sich auch vielfach schwarz verfärbte, gut sortierte, feinkörnige Oolithgerölle, obwohl Oolithe ansonsten im Otakalk nicht auftreten. In der lagunären Zone bestehen die Black Pebbles des Haupthorizonts überwiegend aus Mikriten.

Auch die Fazies des Wirtsgesteins ist laufenden Schwankungen unterworfen und kann sich auch innerhalb des Horizonts in der Vertikalen ändern. Besonders häufig finden sich die Black Pebbles in onkolithischer Fazies. Konglomerate, Intraklast Grainstones, Bioklastkalke, Loferite und Wackestones können aber ebenfalls das Wirtsgestein repräsentieren. Schwarz- oder Graufärbung auch des gesamten Wirtsgesteins ist zudem häufig (Abb. 84-91; vgl. LEINFELDER 1987b).

Korngrößen und Häufigkeiten der Black Pebbles schwanken ebenfalls stark. Die Abnahmen der Werte verlaufen nicht gerichtet. Große Black Pebbles können in geringen, kleine Black Pebbles auch massenhaft auftreten. Eine derartige Korrelation ist aber nicht zwingend. Der größte Black Pebble mißt 12 Zentimeter und liegt völlig isoliert innerhalb einer feinkörnigen Grundmasse (vgl. LEINFELDER 1987b, Taf. 18/4). Derartige Gerölle stellen autochthone Relikte von schwarzgefärbten und gleichzeitig rhizobrekziierten Verhärtungsbereichen dar.

Am Süden des Otakalks erscheint keine Black Pebble Lage mehr. Dafür ist ein teilweise schwarzgefärbter Horizont vorhanden, unter welchem Verkarstungserscheinungen und schwarze Verfüllungen auftreten (Abb. 87). Es ist anzunehmen, daß diese Lage dem Black Pebble Haupthorizont entspricht, zumal nach Norden, im Profil Bairro sowohl in-situ Schwarzfärbungen als auch Black Pebble Fazies direkt nebeneinander auftreten (s.u.).

Der Black Pebble Haupthorizont legt sich häufig auf ein Mikrokarstrelief, welches teilweise von Calichekrusten überzogen ist (Abb. 90). Die an manchen Lokalitäten erkennbare Winkeldiskordanz von 5 - 15° (Abb. 84) belegt die tektonische Ursache des Trockenfallens. Die Genese dieses Horizonts ist durch mehrfache Trockenfall- und Überflutungsereignisse gekennzeichnet (cf. LEINFELDER 1987b).

Die Ausbildung des Black Pebble Haupthorizonts in den einzelnen Profilen: Im nachfolgenden werden die Abfolgen des Black Pebble Haupthorizonts in den

wichtigsten, größeren Profilen kurz beschrieben, da die Korrelation der einzelnen Otakalk-Profile überwiegend auf diesem Horizont beruht.

Profil Alenquer: Die einzige, dezimetermächtige Zone intensiver Schwarzfärbung findet sich bei Meter 14 (vgl. Abb. 28).

Profil Casal da Vale de Junco: Eine von einer Erosionsdiskordanz begrenzte dezimetermächtige Brekzienlage bei Meter 20 weist schwarze Verfärbung auf. Darunter finden sich Biogen- und Gesteinslösungs-poren mit schwarzem Internsediment (Abb. 87; vgl. Abb. 28).

Profil Bairro 1: Zwischen Profilmeter 21 und 29.5 finden sich drei Black Pebble Horizonte (vgl. Abb. 28). Der unterste, 30 Zentimeter mächtige Horizont weist innerhalb einer Intraklast Bioklast Grainstone Fazies nur vereinzelte, kleine Black Pebbles auf. Matrixschwärzung sowie Karstpfeifen kommen fleckhaft vor. Nach 30 Zentimetern Black Pebble-freier Fazies erscheint der zweite, 50 Zentimeter mächtige Horizont. Auch diese pelmikritische Lage zeigt nur wenige, als Onkoidkern dienende Black Pebbles. Sie nehmen nach oben an Größe zu und dann wieder ab. Hierher stammt auch der 12 Zentimeter messende Black Pebble. Die Matrix ist fleckhaft ebenfalls schwarz gefärbt. Vadoser Silt ist reichlich vertreten. Nach etwa sechs Metern gemischter, bioklastreicher Sedimente erscheint bei Meter 29.1 der dritte, 30 Zentimeter dicke Horizont, der nun häufigere und zentimetergroße Black Pebbles als Onkoidkerne aufweist und insgesamt in Onkoid Packstone Fazies auftritt. Dieser entspricht der Fazies des 100 Meter weiter nördlich auftretenden Black Pebble Haupthorizonts, der im Gelände in die anschließenden Profile weiterverfolgt werden kann. Die Horizonte unter dem Haupthorizont belegen, daß sich die generelle Trockenfallphase durch vorhergehende lokale tektonische Anhebungen bereits ankündigte.

Profil Pedreiras Lima: Der Horizont besteht hier aus zwei onkolithischen Black Pebble Lagen von je etwa 60 Zentimeter Mächtigkeit, welche durch Intraklastkalke und Loferitniveaus voneinander getrennt sind. Black Pebbles können bis zwei Zentimeter groß werden, sind allerdings nicht sehr häufig vertreten. Einige Dezimeter unterhalb des Horizonts finden sich große Karstwabenstrukturen (vgl. Abb. 75).

Profil 'Am Hauptweg': Hier erscheint der Black Pebble Haupthorizont bei Meter 5 in onkoid-, bioklast- und lithoklastreicher, wenig verfestigter, 40 Zentimeter mächtiger Packstone Fazies (vgl. Abb. 62). Der Horizont legt sich auf eine mit etwa 100 nach Nord bzw. Nordost verstellte Winkeldiskordanzfläche, welche zudem noch rinnenartige Vertiefungen aufweist (Abb. 84). Das direkt durch die Diskordanzfläche angeschnittene Gestein ist ein Loferit. Unterhalb der Diskordanzfläche finden sich hervorragend ausgebildete Dripstonezemente und vadoser Silt in mehreren Lagen. Über der obersten Loferitlage mit prägnanten Dripstonezementen erscheinen gerippte, quarzsiltreiche, feine Peloid Grainstones, welche teils erosiv entfernt wurden. Windgerippte Peloidsilte und Peloidsande treten rezent im Gezeitenbereich häufig auf (SHINN 1983a). Über den Rippeln sind jedoch zum Teil noch Reste von *Lithocodium*-Krusten erhalten, welche zusammen mit den Bohrmuscheln vom zeitweiligen submarinen Hartgrundcharakter der Diskordanzfläche

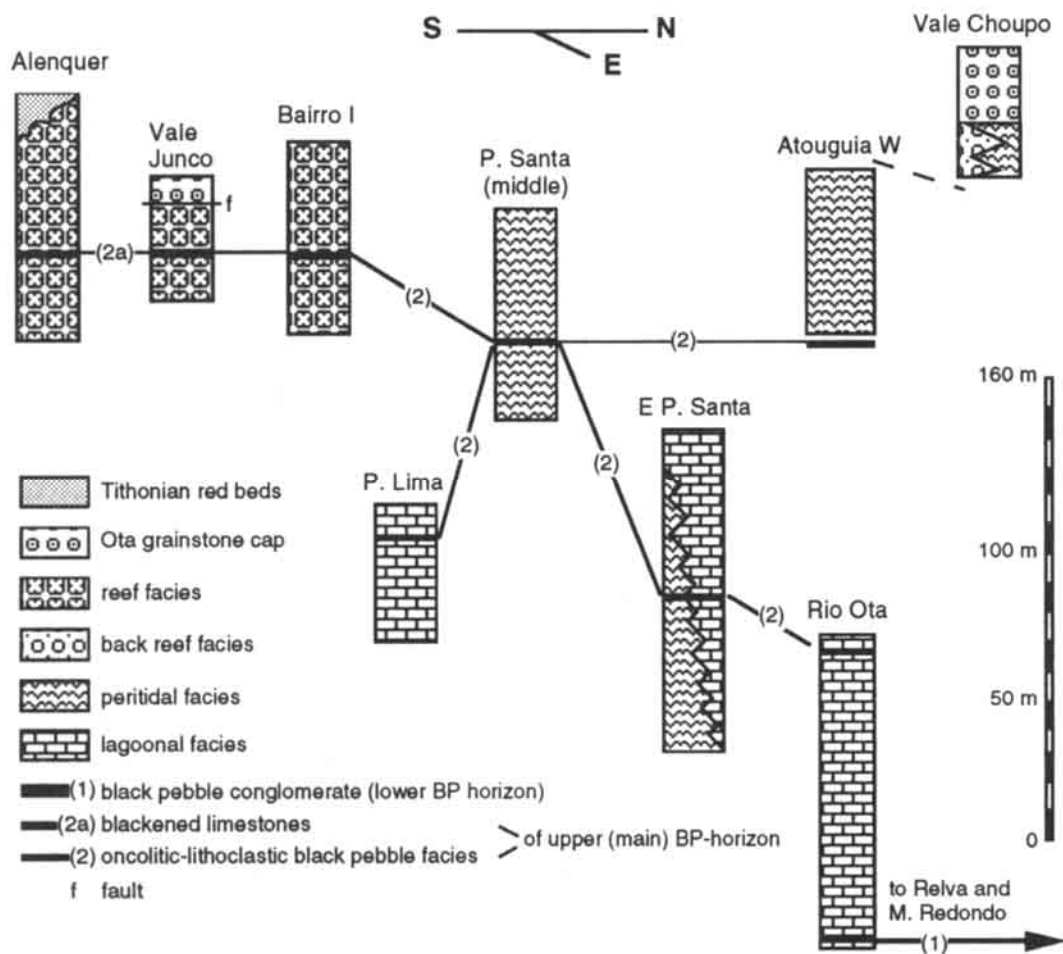


Abb. 93: Lithostratigraphische Korrelation der Hauptprofile der Ota-Plattform mit Hilfe eines oberen und unteren Black Pebble Horizonts ('Haupthorizont' und 'Konglomerathorizont'). Es ergibt sich eine Gesamtmächtigkeit von etwa 160 Metern für den aufgeschlossenen Teil des Otakalks. Lage der Profile s. Abb. 8.

Fig. 93: Lithostratigraphic correlation of the principal Ota profiles by means of an upper and lower black pebble horizon ('main horizon' and 'conglomerate horizon', resp.). The exposed part of the Ota Limestone exhibits a thickness of ca. 160 metres. See Fig. 8 for location of profiles

zeugen. Die darauf abgelagerte Black Pebble Fazies verfüllt auch die Bohrmuschelgänge (Abb. 85).

Im überlagernden Black Pebble Horizont liegen die bis zu zwei Zentimeter großen, meist kleineren, aber sehr häufigen Black Pebbles frei und als Onkoidkerne vor. Sie treten vor allem im tieferen Teil auf. Viele Onkoide und Nerineen stecken hochkant im ruditischen, undeutlich gradierten Sediment und machen den Sturmcharakter der Lage offenkundig (Abb. 84). Ein isolierter, ein Zentimeter großer detritischer Quarz fand sich ebenfalls. Vadoser Silt und Dripstone Zemente sind reichlich vorhanden und belegen das schnelle Auftauchen einer submarin geschütteten Sturmlage. Der submarine Charakter der Schüttung wird durch die Verfüllung der Bohrmuschelgänge wahrscheinlich. Ein zweiter, Black Pebble freier Sturmhorizont erscheint wenige Dezimeter höher.

Die Ausbildung des Black Pebble Haupthorizonts belegt auch in diesem Profil ein mehrfaches bathymetrisches Auf und Ab. Folgender Ablauf kann rekonstruiert werden: Ein supratidaler Loforit (1) fällt voll-

ständig und längerfristig trocken, so daß sich auf der verhärteten Oberfläche Windrippeln aus Siltmaterial bilden können, welche schnell zementiert werden (2). Sie werden jedoch zum Teil durch Verkarstung wieder entfernt. Dies führt zur teilweisen Relieferung der subaerischen Oberfläche (3). Der Horizont gelangt wieder unter den Wasserspiegel und wird als Hartgund von *Lithocodium* besiedelt sowie von Bohrmuscheln angebohrt (4). Darauf lagern sich Sturmsedimente (5), die ihrerseits bald danach wieder trockenfallen (6).

Profil Pedreiras de Santa-Mitte: Der Horizont ist hier einen Meter mächtig (vgl. Abb. 63). Er ist analog zum obigen Profil ausgebildet und ebenfalls als Sturmlage anzusprechen. Wiederum sind vadoser Silt und Dripstone-Zemente häufig. Die Basis und damit eine mögliche Diskordanz sind allerdings nicht aufgeschlossen.

Profil 'Östlich Pedreiras de Santa': Wiederum weist der Horizont in diesem Profil zumindest an der Basis

Sturmcharakteristika auf. Vadose Zemente sind ebenfalls vorhanden. Nach oben geht der etwa einen Meter mächtige Horizont in Onkoid Wacke/Packstones über. (vgl. Abb. 76). Black Pebbles sind allerdings nur untergeordnet vertreten. Dafür stimmt die Unterlage wieder genau mit der Situation des Profils 'Am Hauptweg' überein. Wieder ist ein Loferit von einer ca. 5-8° NE fallenden Winkel-diskordanz abgeschnitten. Die vados zementierte Diskordanzfläche ist ebenfalls als Hartgrund ausgebildet, der von Bohrmuscheln angebohrt ist (Abb. 88) und von kleinen cerioiden Korallenstöckchen sowie Austern bewachsen wurde. Direkt auf dem Horizont sowie in bis 10 Zentimeter großen Kavernenstrukturen unterhalb des Hartgrunds finden sich häufige, größere Bruchstücke von *Millericrinus* Stielen. Anscheinend siedelte der Crinoide ebenfalls auf dem Hartgrund. Das überlagernde Sturm-material findet sich in Bohrgängen sowie in den Kavernen unterhalb der Hartgrundfläche. Unterhalb des Hartgrunds sind Karsttaschen sowie fleckenhafte, in-situ Schwärzungen sehr häufig.

Profil Rio Ota: In diesem Profil ist die Korrelation etwas schwierig. Zur Korrelation kommen zwei Black Pebble Horizonte bei Meter 82 und 92 in Frage (vgl. Abb. 77). Beide weisen allerdings nur sehr wenige und kleine Black Pebbles innerhalb von Onkoid Wackestone Fazies auf. Auf der südlichwestlich gegenüberliegenden Talseite erscheint der Black Pebble Haupthorizont in charakteristischer Onkolith-Ausbildung mit häufigen und großen Black Pebbles sowie Matrixschwärzung. Dieser Horizont streicht genau in den Bereich zwischen Meter 82 und 92 des Rio Ota Profils und stützt die Einstufung eines der beiden Horizonte zum Haupthorizont. Da der Horizont bei Meter 82 etwas höhere Black Pebble Häufigkeiten aufweist, wird er zur Korrelation herangezogen.

Profil Atouguia-West: Der Haupthorizont ist an der Profilbasis in typischer onkolithisch lithoklastischer Ausbildung vorhanden und überlagert ein Erosionsrelief. Der sehr schlecht aufgeschlossene Horizont scheint jedoch lateral stark auszudünnen.

Abb. 93 zeigt die Korrelation der Hauptprofile des Otakalks, welche überwiegend mithilfe des Black Pebble Haupthorizonts durchgeführt wurde. Hieraus ergibt sich eine Gesamtmächtigkeit des aufgeschlossenen Teil des Otakalks von mindesten 160 Metern.

Der Einfluß des siliziklastischen Hinterlands

Der Otakalk bildete sich zeitgleich mit den siliziklastischen Abadia Schichten, die bereits 200 Meter westlich des Otakalks aufgeschlossen sind (s. Kap. 2.1.3, 3.3). Während des Kimmeridgium wurden südlich des Otakalks auch sehr grobe Siliziklastika von einem nur wenig entfernten östlichen Hinterland geschüttet (s. Kap. 3.2). Dennoch entwickelte sich der Otakalk aufgrund sehr gut ausgeprägter Abschirmungsmechanismen (s. Kap. 6.3) praktisch unbeeinflusst von den umgebenden Siliziklastika. In sehr seltenen Fällen macht sich jedoch die Nähe des siliziklastischen Hinterlands auch im Otakalk bemerkbar.

Äolische Einblasungen: In der lagunären Zone, also im Ostteil des Otakalk treten sehr selten dünne Lagen auf, die feinen, meist gerundeten, detritischen Quarzsilt und -feinsand in bis zu etwa 2 Vol.% Häufigkeit führen. Etwas häufiger sind derartige Lagen in den niederenergetischen Sedimenten des Monte Redondo Bereichs. Derartige Einträge von detritischem Quarz sind als sturmbedingte Einblasungen aus dem Hinterland anzusehen. Manchmal werden die quarzführenden Lagen dezimeterdick. Der Quarz ist dann im allgemeinen inhomogen verteilt. Dies deutet darauf hin, daß die dünnen, eingeblasenen Lagen durch grabende Organismen ins unterlagernde Sediment eingearbeitet wurden.

'Treibholz Gerölle' ('driftwood pebbles'): In allen Faziesbereichen können sehr selten isolierte, mehrere Millimeter bis zwei Zentimeter große, detritische Quarze gefunden werden. Die Quarze sind im allgemeinen angular bis sehr schlecht gerundet. Die isolierte Verteilung der einzelnen Gerölle erinnert an 'dropstones'. Dies sind Komponenten, welche in Treibeis eingefroren waren und beim Abtauen freigegeben wurden (FLINT 1971). Eine 'dropstone' Interpretation ist aber aus klimatischen Gründen vollkommen auszuschließen. Wegen fehlender Ätzstrukturen dürften sie auch keine Magensteine von Fischen oder Reptilien darstellen. Vielmehr müssen die in der Otaregion vorgefundenen Gerölle im Wurzelwerk von Treibholz eingewachsen gewesen und über der Plattform abgesunken sein.

Besonders häufig finden sich die isolierten Quarzgerölle im Zusammenhang mit Black Pebble Lagen (Abb. 91). Dies stützt das Treibholzmodell, denn es ist wahrscheinlich, daß Baumstämme an lokalen Inseln anstranden und vor allem dort ihr transportiertes Material absetzen. Absatz von Geröllen während des Treibens ist eher zufällig. Bei der Abtragung der lokalen Inseln wurden die am Strand abgesetzten Quarze in die entstehenden Black Pebble Lagen inkorporiert.

GEISTER (1975) beschrieb das Anstranden von mit terrigenem Material beladenen Treibhölzern an den Inseln und Untiefen des karibischen San Andres Riffkomplex. Dies ereignet sich jeweils nach heftigen Stürmen. Die Treibhölzer bringen in ihrem Wurzelwerk jeweils mehrere Zentner basaltischen Materials vom Festland mit.

Die dem Otakalk direkt auflagernden Sedimente führen zum Hangenden zunehmend Quarz. Dies zeigt die Inaktivierung der abschirmenden Mechanismen und die Anbindung des Region an ein gemischt karbonatisch-siliziklastisches Ablagerungssystem (s.u.).

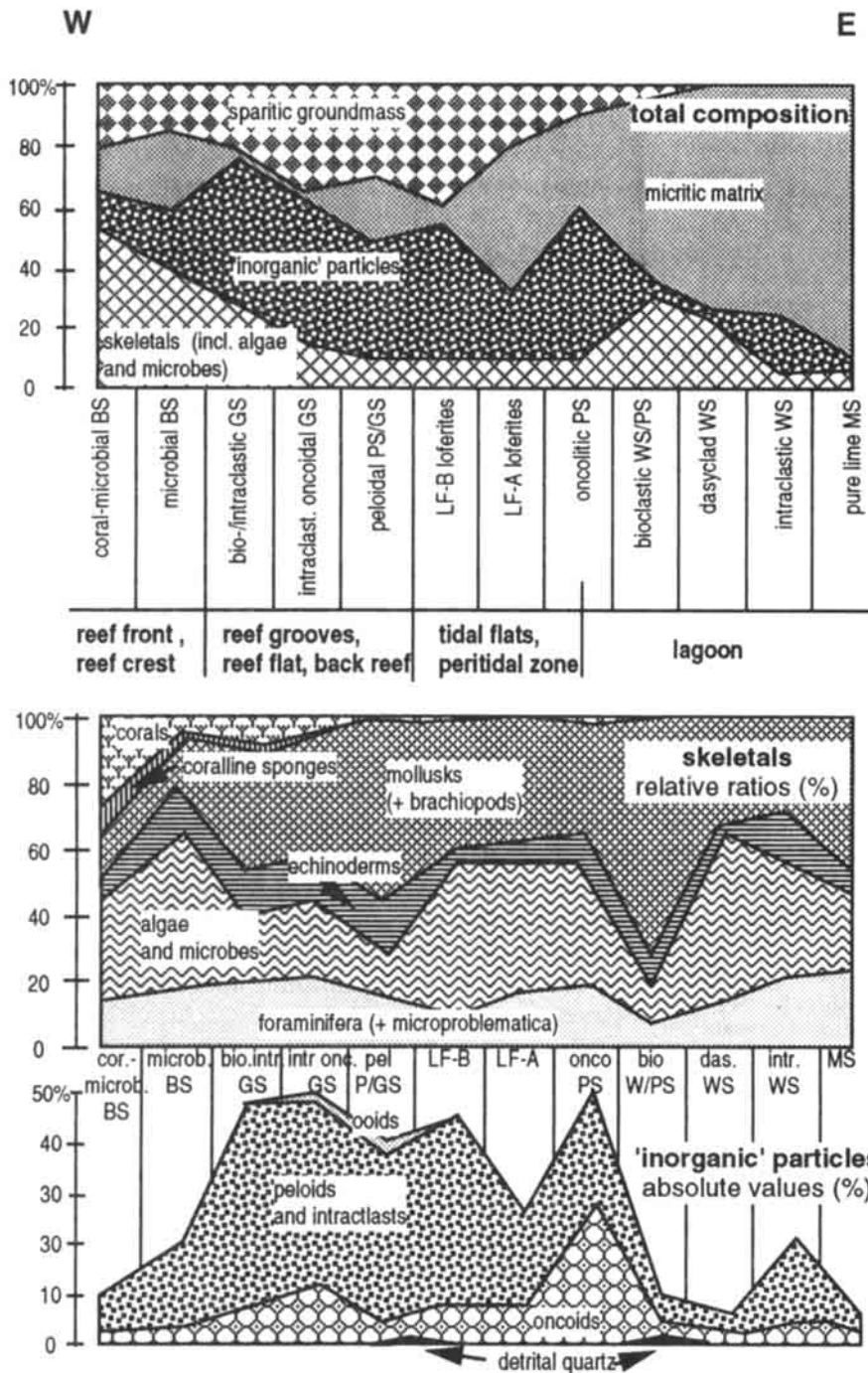


Abb. 94: Sediment- und Komponentenzusammensetzung in den Fazieszonen der Ota-Plattform. Beachte die Seltenheit von detritischen Quarzkörnern und Ooiden. Semiquantitative Analyse basierend auf der Auswertung von ca. 350 Dünnschliffen, Folienabzügen und Anschliffen durch point-counter und Schätzungen mit Hilfe von Schätzbildern.

Fig. 94: Composition of sediments and particles in the facies belts of the Ota-Platform. Note scarcity of detrital quartz grains and ooids.

Die Sediment- und Organismenverteilung auf der Ota-Plattform

Wesentliche Charakteristika von Karbonatplattformen lassen sich an der Veränderung der Organismen- und Sedimentzusammensetzung in Richtung auf die inneren Plattformbereiche ablesen. Viele auch kalkige Organismenreste sind allerdings kaum erhaltungsfähig, da sie sehr rasch zerfallen. Das gilt insbesondere für viele Codiaceen. Darüber-

hinaus ergeben sich bei fossilen Beispielen starke Verzerrungen durch den teilweise sehr ausgeprägten Faunenverlust im Zuge der Diagenese (DULLO 1983, 1986).

Auch der Otakalk ist durch die geschilderten, vielfältigen frühdiagenetischen Einflüsse von derartigen Verzerrungen eindeutig betroffen. Viele Biogene wurden dazu noch vor Verhärtung des Gesteins durch Mikritisierung unkenntlich gemacht.

Selbst die Lithofazies kann ein zum Ausgangsmaterial unterschiedliches Bild widerspiegeln.

So scheint in der Lagunenzone der Ota-Plattform Kalkschlamm vorzuherrschen. Des öfteren ist jedoch noch festzustellen, daß Kalk-Mudstone Bereiche durch die Kompaktion feinkörniger Peloid-sedimente entstanden sind. Peloidfazies dürfte viel weiter verbreitet gewesen sein, als es durch die überlieferten Gesteine den Anschein hat.

Andere Sedimente sind vielleicht wegen zu flacher bathymetrischer Position nicht überliefert. Auffällig ist die anscheinende Ooidarmut der Ota Plattform. Ooidfazies ist jedoch in Black Pebbles weit verbreitet, was darauf hindeutet, daß Ooidsedimente doch häufiger auftraten als es in der Überlieferung zum Ausdruck kommt. Wahrscheinlich wurden Ooide ebenfalls durch vollständige Cortoidisierung zum überwiegenden Teil unkenntlich gemacht und sind als Intraklasten überliefert. Ooiddünen sind an Stränden rezenter Karbonatplattformen verbreitet (McKEE & WARD 1983). Die extrem gute Sortierung der Ooidfazies innerhalb von Black Pebbles sowie die begleitenden vadosen Zemente deuten eventuell auf das ehemalige Vorhandensein äolischer Ooidsedimente hin. Diese wurden im Normalfall jedoch nicht erhalten.

Wegen dieser Komplikationen können anhand quantitativer oder semiquantitativer Bestimmungen der Modalzusammensetzung von Gesteinen bestenfalls qualitative Trends abgeleitet werden. Abb. 94 basiert auf einer Kombination quantitativer und semiquantitativer Bestimmungen anhand ausgewählter, als charakteristisch betrachteter Proben (ca. 350).

Die hohen Anteile sparitischer Sedimente in der Riffzone belegen deren flachen Charakter. Der auftretende Mikritanteil kann, wie in Kap. 2.2.1 geschildert, durch Infiltration von Kalkschlamm in das kavernöse Riffgerüst bedingt sein, aber auch durch, als solche nicht mehr erkennbare Mikrobenkrusten und Mikritzemente verursacht sein. Klar ersichtlich ist der Trend in der Abnahme der sparitischen Grundmasse in Richtung zur Lagune. Zu beachten sind auch die überwiegend niedrigen Anteile von Organismen in der lagunären Zone, welche jedoch zum Teil durch diagenetische Veränderungen vorgetäuscht sein dürfte.

Bei der Verteilung der Organismengruppen fallen die niedrigen Werte für Schwämme (inklusive Stromatoporen und Chaetetiden; keine Kieselschwämme) auf. Mikroben/Algen, Foraminiferen und Echinodermen sind über die ganze Plattform hin gleichmäßig an der Organismenzusammensetzung beteiligt. Bei der Zusammensetzung der 'anorganischen' Partikel (darunter sind nach der klassischen Definition auch Onkoide zu rechnen) fällt die Häufigkeit von Intraklasten und Peloiden auf. Der Anteil an

erkennbaren Ooiden und Quarz ist verschwindend gering.

Abb. 95 zeigt die Verteilung der wichtigsten Mikroorganismen nach ihrer (semiquantitativ bestimmten) Häufigkeit. Typisch ist die weite Verbreitung von *Bacinella* und *Lithocodium*. *Bacinella* scheint in noch extremere Bereiche als *Lithocodium* vorzudringen, da die Form auch in Loferiten in beachtlicher Häufigkeit auftreten kann (s.u.). *Tubiphytes*, *Thaumatoporella* und Solenoporen sind im wesentlichen auf den Riffbereich beschränkt; Solenoporen kommen auch primär im Rückriff vor, die beiden anderen Formen finden sich dort jedoch nur als Aufarbeitungen. Die in Oolithen und siliziklastisch beeinflussten Milieus andernorts so häufige *Marinella* (vgl. LEINFELDER & WERNER 1993) kommt im Otakalk nur sehr selten vor. *Campbelliella* erweist sich als klar lagunäre Alge, wohingegen andere Dasycladaceen (v.a. *Petrascula*, *Salpingoporella*) auch im Riff- und Rückriffbereich vorkamen. Bei den Foraminiferen waren *Nauti-loculina*, *Conicospirillina*, *Lageniden* und inkrustierende Formen ausschließlich bzw. überwiegend an den Riffbereich gebunden. *Lageniden* können jedoch in den 'hemipelagischen' Kalken am Monte Redondo häufig werden. Milioliden sind besonders im Rückriff und in der Gezeitenzone anzutreffen. *Labyrinthina* und 'textulariide' Foraminiferen sind weit verbreitete Ubiquisten stabilisierter Sedimentareale. Der in Abb. 95 angegebene Bereich mit weißen Oolithen bezieht sich auf die Auflagerung des Otakalks i.e.S. (s. Kap. 2.3.1).

Die Verteilung der Mikroorganismen im Otakalk stimmt überwiegend mit dem Verteilungsschema überein, welches FLÜGEL (1979) für oberjurassische Mikroorganismen aufgestellt hat. Einige wesentliche Unterschiede sind jedoch vorhanden. *Campbelliella* wird von FLÜGEL dem hochenergetischen Bereich zugeordnet, was nicht mit der Otaverteilung übereinstimmt. Das von FLÜGEL (1979, Taf. 3/Abb. 3) abgebildete Exemplar stellt möglicherweise ein Lithoskel dar und könnte aus dem niederenergetischen Bereich umgelagert worden sein. *Bacinella* und *Lithocodium* treten nach FLÜGEL in der Obertrias zwar im Riffbereich, im Oberjura jedoch nur in der offenen Plattformfazies hinter dem Riff auf. Die Ota-Vorkommen zeigen, daß das anscheinende Fehlen der Formen in Oberjura-Riffen nur vorgetäuscht ist und die Organismen analog der Triasverbreitung verteilt sind. Die Verteilung insbesondere der inkrustierenden Mikroorganismen auf der Ota-Plattform stellt eine wesentliche Grundlage zur Interpretation anderer oberjurassischer Riffvorkommen dar (cf. LEINFELDER et al. 1993b).

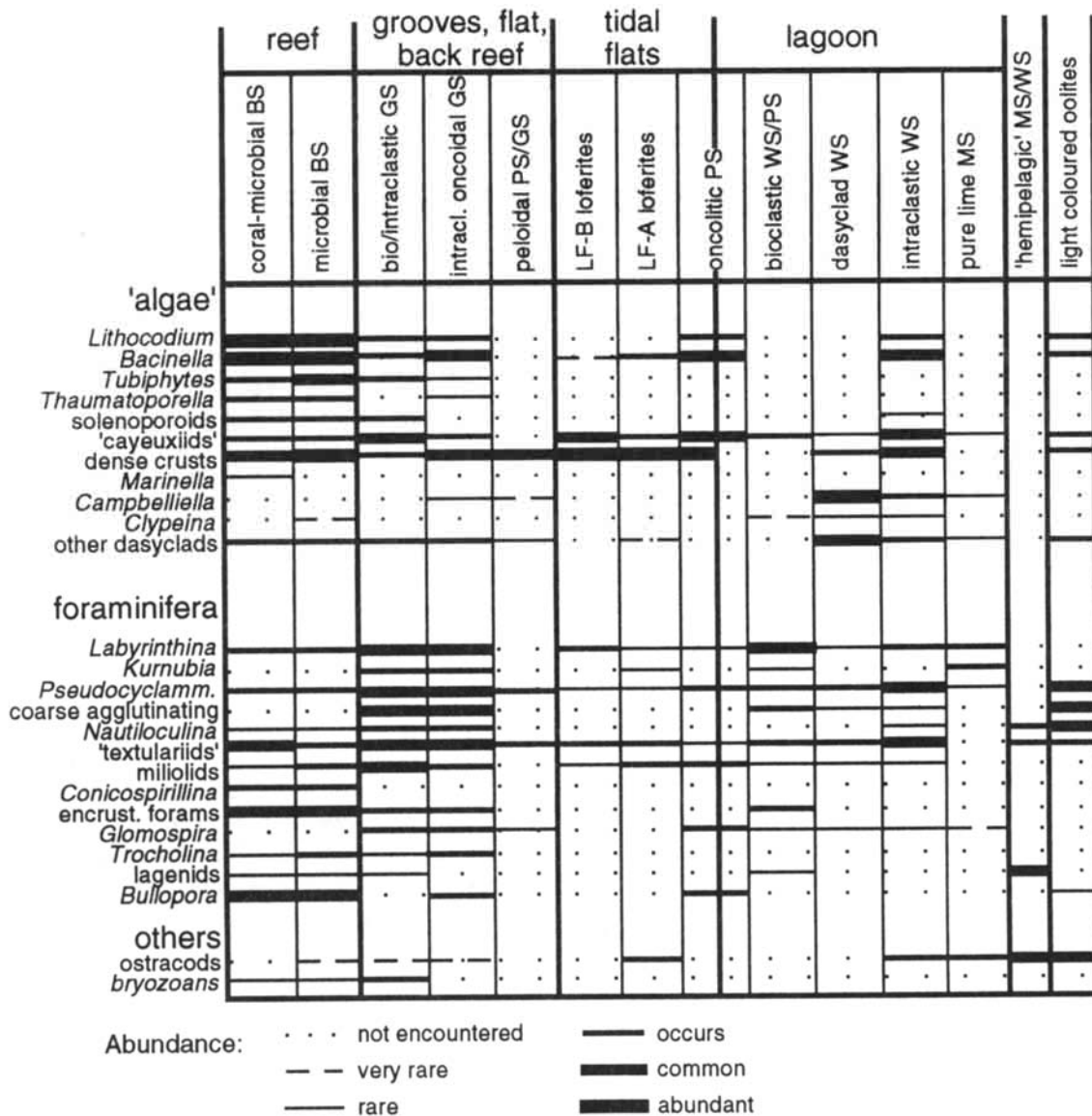


Abb. 95: Verteilung ausgewählter Mikroorganismen in den Fazieszonen des Otakalks (rechte Spalte bezieht sich auf die Grainstone Auflage des Otakalks). Nach LEINFELDER (1992), ergänzt.

Fig. 95: Distribution of selected microorganisms within the facies belts of the Ota Limestone (right column refers to grainstone cap of the Ota Limestone). From LEINFELDER (1992), with additional data.

Das Ablagerungsmodell der Ota-Plattform

Die architektonische Analyse weist den Otakalk als gut zonierten Rifffkomplex (sensu GEISTER 1983) aus. Abb. 96 zeigt ein vereinfachtes Ablagerungsmodell, gültig für den aufgeschlossenen Bereich des Otakalks.

Die Ursachen der Aggradation: Die Ota-Plattform stellt eine rein aggradative 'buildup' Struktur dar. Progradation ist in keinem Stadium der Otakalkentwicklung feststellbar. Häufig ist Aggradation kennzeichnend für 'keep up' Riffe, welche gerade noch mit der Absenkung des Beckens bzw.

dem Anstiegs des Meeresspiegels schritthalten können (LONGMAN 1981, SCHLAGER 1981, SHINN 1988).

Trotz seiner möglicherweise sehr geringen Breite war das Otariff war jedoch hochproduktiv. Dieser Schluß basiert auf mehreren Überlegungen:

(1) Das Riff weist zumindest im südlichen Teil eine hohe Organismendichte auf und wuchs bis zum Wasserspiegel empor.

(2) Rückriff-, Gezeiten- und sogar weite Teile des Lagunenbereichs sind mit Sediment vollgefüllt. Dieses Sediment stammt zum großen Teil vom Riffbereich.

(3) Der Gezeitengürtel liegt direkt hinter dem Riff-/Rückriffbereich, was ebenfalls auf hohen riffproduzierten Materialanfall hindeutet.

Im Fall des Otariffs lag die Ursache für die aggradative Entwicklung offensichtlich im Vorhandensein eines ausgeprägten, tektonisch bedingten Steilabfalls. Ein derartiges Escarpment verhindert ein Progradieren des Riffs auf seinem eigenen Schutt ('drop off margin', WILSON & JORDAN 1983, steiler 'by pass margin', JAMES & MOUNTJOY 1983, JAMES 1984b). Hangfußsedimente des tiefen Vorriffs sind allerdings nicht aufgeschlossen, da die Riffzone nach Westen tektonisch begrenzt wird. Das Vorhandensein eines Escarpments ist jedoch nicht nur wegen der aggradativen Plattformarchitektur anzunehmen; die Ausbildung von brandungsrinnenartigen Durchlässen (s. Kap. 2.2.1) wird durch eine steilabfallende Riff-Front ebenfalls begünstigt. Auch der spezielle Charakter der Riff-Boundstones läßt den Schluß auf einen Steilabfalls

zu (s.u.). Darüberhinaus gibt es aber auch direkte Hinweise für die Richtigkeit der Annahme. Zum einen finden sich die zeitgleichen siliziklastischen Beckensedimente der Abadia Schichten bereits in einer Entfernung von 200 Metern westlich der Riffzone. Zum anderen ist in seismischen Profilen die Lage des Otakalks auf einem Grundgebirgshochblock erkennbar (LEINFELDER & WILSON 1989; s.a. Abb. 119). Dieser Block wird von Störungen begrenzt, von denen die westliche eindeutig im Oberjura aktiv war (vgl. LEINFELDER & WILSON: Fig. 12). Sie entspricht der an der Oberfläche kartierbaren Randstörung der Ota-Riffzone. Chaotische seismische Reflexion am Süd- und Südwestrand der Ota-Plattform wurde von LEINFELDER & WILSON (1989) als proximale Fazies des südlich anschließenden Castanheira Fächersystems interpretiert (s. Kap. 3.2). Alternativ könnte das Reflexionsmuster auch teilweise durch grobkörnigen karbonatischen Talus am Fuß des Otariffs bedingt sein (LEINFELDER & WILSON in Vorb.).

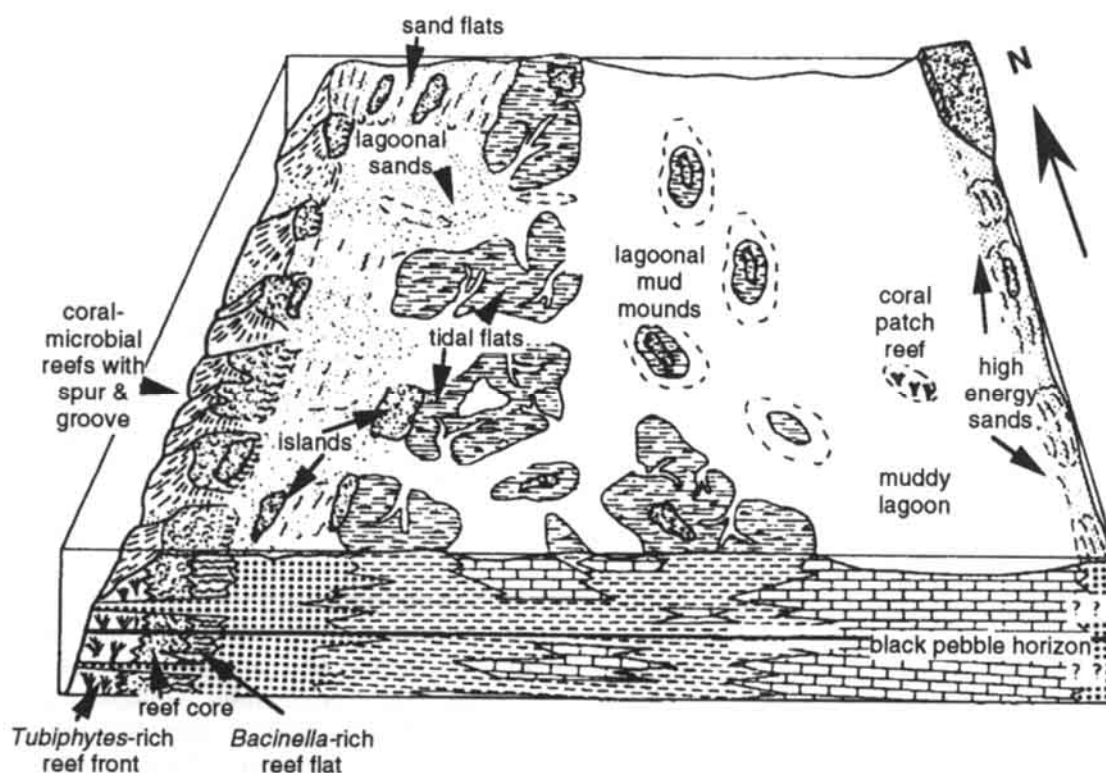


Abb. 96: Das Faziesmodell für den aufgeschlossenen Teil des Otakalks. Die gut zonierte, aggradative Ota-Flachwasserplattform wird von einem hochenergetischen schuttreichen Korallen-Mikrobenkrusten-Riff begrenzt. Nach Osten schließen sich Rückriff-, Gezeiten- und Lagunenzone an. Sandinseln, Gezeitenflächen und Schlammhügel verlagern sich autozyklisch und führen zu 'shallowing-up' Kleinsequenzen (vgl. Abb. 97). Am Ostrand sind aufgrund reliktscher Vorkommen eine Barrenzone sowie lokale, episodisch existierende Inseln anzunehmen (näheres siehe Text).

Fig. 96: The depositional model for the exposed part of the Ota Limestone. The aggradational shallow-water platform is rimmed by a high-energy coral-microbial-debris reef and exhibits well developed facies belts. In the inner platform autocyclic shifts of sediments led to small-scale shallowing up successions. (cf. Fig. 97). Sediment relics indicate that a grainstone shoal complex and local, ephemeral islands rimmed the inner platform margin. (see text for more details).

Selbstverstärkungseffekte der Morphologie von Karbonatplattformen im Zuge von Verkarstungsphasen wurden von PURDY (1974) als wichtiger Steuerungsmechanismus für die Erhaltung einer über längere Zeit konstanten Plattformkonfiguration gesehen. Danach kommt es durch Sammlung von Süßwasser und damit einhergehender verstärkter Verkarstung im Zentrum der Plattform zur weiteren Akzentuierung des ursprünglich vorhandenen Reliefs. Derartige Prozesse waren für die Entwicklung der Ota-Plattform sicher von untergeordneter Bedeutung. Zwar ist durch den Black Pebble Haupthorizont eine mehr oder weniger plattformweite Trockenfallphase dokumentiert, damit einher ging jedoch nur eine Mikroverkarstung des trockengefallenen Bereichs, so daß die aggradative Architektur nicht durch Verkarstungsphasen kontrolliert ist.

Der Ausnahmecharakter des Otariiffs: ein 'modernes' Riff im Oberjura: Eine ausführliche Diskussion der Ursachen des 'modernen' Charakters des Otariiffs findet sich bei LEINFELDER (1992). Die wesentlichen Punkte sind im nachfolgenden nochmals kurz aufgeführt und in den regionalen Zusammenhang gestellt.

Die Häufigkeit der Gerüstkalke: In Gerüstkalkefazies erhaltene triassische und jurassische Riffe bildeten sich häufig unterhalb der Zone hochbewegten Wassers (vgl. z.B. GWINNER 1971, CAR et al. 1981, SCHÄFER & SENOWBARI-DARYAN 1981, EHSES & LEINFELDER 1988). Ausnahmen stellen möglicherweise Bafflestone Strukturen von '*Thecosmilia clathrata*, Form A (ZANKL) (= *Retiophyllia clathrata*) dar, für die eine gewisse, wenn auch eingeschränkte Wellenresistenz angenommen wird (ZANKL 1969, FLÜGEL 1981). Oberjurassische in-situ Korallen-Bafflestones sind in der Regel geschützten Flachwasserbereichen zuzuordnen (LEINFELDER 1986, WERNER 1986, NOSE in Vorb.). Wachsen Riffe unter dem Einfluß der Wellen im flachsten Wasser, sind im allgemeinen nur sehr kleine, von ihrem eigenen Schutt ummantelte Boundstone Areale überliefert (JAMES 1983, s.u. und Kap. 7.3). Selbst in quartären Riffen beträgt der Boundstone Anteil im Schnitt nur 30%, in fossilen Beispielen kann er gegen Null gehen (vgl. LONGMAN 1981). Eine intensive Verkittung der Riffstrukturen durch inkrustierende, an höchstenergetisches Milieu angepaßte Corallinaceen (Melobesien) bedingt die bessere Erhaltung von Boundstone Bereichen in rezenten und tertiären Riffen. Während des Jura fehlen die echten Corallinaceen jedoch noch. Selbst die eng verwandte *Marinella* hatte keinerlei Bedeutung am Riffaufbau (s. LEINFELDER & WERNER 1993). Erst im Laufe der höheren Kreide entwickelten sich die Corallinaceen

zu dominanten Gerüstbildnern und verdrängten die anderen inkrustierenden Mikroben-/Algengruppen aus dem Riffbereich. Die Verdrängung erfolgte parallel mit der vermehrten Entwicklung herbivorer, abrasiver Organismen. Diese hielten die weniger gut geschützten Mikroben und Grünalgen kurz und führten bei den stark verkalkten, gut an Abweidung angepaßten Corallinaceen zu einer intensiven Radiation (vgl. STENECK 1985). Darin ist auch ein Grund der allgemein schlechteren in-situ Erhaltung mesozoischer hochenergetischer Riffe zu sehen.

CREVELLO & HARRIS (1984) ordneten die oberjurassischen Riffstrukturen drei Grundtypen zu. Sie beschreiben die überlieferten Relikte oberjurassischer, hochenergetischer Riffe als 'Bioklasthaufen' ('bioclastic piles') mit mehr oder weniger großen Einschaltungen von Boundstone Flecken. Die Strukturen zeichnen sich durch Fehlen bindender Organismen aus. Korallendominierte Schuttkalkriffe (Typ 2b,c von CREVELLO & HARRIS) kennzeichnen stark wellenbeeinflusste Plattformen; Stromatoporoiden-Korallen Schuttkalkriffe (Typ 3) sollen offenermeische steile Plattformränder charakterisieren. Mikrobenkrustenreiche Strukturen (Typ 1) entwickelten sich nach CREVELLO & HARRIS im tieferen Wasser. Diese Modellvorstellungen wurden von SCOTT (1988) unverändert übernommen.

Diese Ablagerungsmodelle lassen sich auf viele oberjurassische Riffe außerhalb und innerhalb des Lusitanischen Beckens anwenden (s. Kap. 7.2, 7.3). Das Otariiff stellt jedoch eine wichtige Ausnahme dar. Es wuchs eindeutig bis zum Wasserspiegel hoch und zeigt durch die häufigen Einschaltungen grober ausgewaschener Schuttsedimente seinen hochenergetischen Charakter (s.o.). Dennoch sind Mikroben-/Algenkrusten ein dominierendes Element im Riff und bedingen die häufige Erhaltung größerer Boundstone Areale (LEINFELDER 1992).

Die Organismenvergesellschaftungen: Die Faziestypen des Otariiffs gehen fließend ineinander über und lassen sich als Mischungsverhältnisse zwischen rein koralligenen Gefügen, diskreten Mikroben-/Algenkrusten und Schuttmaterial beschreiben. Scharfe Übergänge bestehen lediglich zu den rinnen- und linsenförmig auftretenden ausgewaschenen Arealen (s. auch LEINFELDER 1992: Fig. Pl. 6/5). Entsprechende fließende Übergänge bestehen auch zwischen den jeweiligen Organismenvergesellschaftungen. Dennoch können einige weiter verbreitete Grundtypen erkannt werden und diskreten Riffbereichen zugeordnet werden.

(a) *Calamophylliopsis-Tubiphytes* Bafflestones: Dieser Typ tritt untergeordnet auf. Die Größe der

Strukturen reicht von einem Dezimeter bis zu mehreren Metern. *Tubiphytes* wird hier besonders häufig, Mikrobenkrusten kommen jedoch ebenfalls als Inkrustierer vor. Die dünnstigen, in-situ erhaltenen Korallen, eine häufig mikritische Matrix sowie das überwiegende Fehlen von größerem Bioklastmaterial weisen auf geschützte Bereiche hin. Die Assoziation bildete sich überwiegend im tieferen Teil der steilen Rifffront unterhalb der Wellenbasis, konnte aber auch in durch Inseln lokal geschützten flachen Bereichen hinter dem Riffkamm vorkommen. Im letzten Fall sind die Bafflestone Strukturen kleiner und weisen sich durch große Mollusken aus.

(b) Höherdiverse Thamnasterioid-/Plocoid-korallen Assoziation: Die Korallen bilden hier häufiger Framestone Bereiche. Die einzelnen Stöcke bestehen aus massiven, irregulären, knolligen bis hemisphärischen Kolonien. Dominierend sind im allgemeinen die thamnasterioiden Korallen (v.a. *Microsolena*, *Fungiastrea*). Stylinide Formen (*Stylina*, *Pseudocoenia*, *Heliocoenia*) sowie *Ovalastrea* sind jedoch ebenfalls häufig. Fragmente ramoser Korallen (*Actinastrea*, 'Convexastrea') erscheinen in unterschiedlichen Häufigkeiten. Alle weiteren in Kap. 2.2.1 behandelten Korallen sowie die weitere Riffauna können hier auftreten. Bei den Gerüstbindern sind ebenfalls alle erwähnten Formen vertreten. *Thaumatoporella* ist ganz überwiegend auf diesen Bereich beschränkt; *Lithocodium* und *Bacinella* sind bereichsweise sehr häufig. Die Assoziation repräsentiert den Bereich der höchsten Organismendiversität auf der gesamten Ota-Plattform. Dies weist zusammen mit der Häufigkeit knolliger, gut verkitteter Korallenkolonien sowie den weiteren faziellen Charakteristika (häufige Anbohrungen der Mikroben-/Algenkrusten, Relief-erhaltung, Grainstone Taschen) auf den oberen, wellenbeeinflussten Teil der Rifffront als Geneseort hin.

(c) *Bacinella* Krusten: Linsenförmige, lateral auskeilende *Bacinella* Bindstones sind im Otariff weit verbreitet. Die Form konnte ins flachste Wasser vorstoßen, wie das häufige Auftreten in Gezeitenmatten (s. Kap. 2.2.3) aufzeigen. Neben *Bacinella* kommen nur vereinzelt Bioklasten in den bis dezimeterdicken Krusten vor. Anbohrungen durch Bohrmuscheln beweisen die ursprüngliche Härte der Krusten. Die *Bacinella* Krusten sind häufig durch Abrasion gekappt, wobei jedoch Kleinreliefs erhalten blieben. Es muß angenommen werden, daß *Bacinella* auch im hochenergetischen Wasser existierte und dort über andere Formen dominieren konnte. Wahrscheinlich konnte die fragliche Mikrobe bis in den Gezeitenbereich vordringen. Die *Bacinella* Bindstones des Otariffs sind somit rezenten Melobesienkrusten in gewisser Weise vergleichbar

und repräsentieren wahrscheinlich kleine Riffkambereiche.

(d) Die Molluskenvergesellschaftung der Schuttkalk-Bindstones: Die megalodontide Muschel cf. *Pachyrismella*, die riesenwüchsige Nerinee *Cryptoplocus* sowie weitere Nerineen kennzeichnen häufig die mikrobenkrustenstabilisierten Schuttkalkbereiche. Die hohe Gastropodenhäufigkeit ist durch die überreich vorhandenen Mikroben-/ Algenkrusten bedingt; die dickschalige *Pachyrismella* ging wie die rezente Mördermuschel *Tridacna* möglicherweise eine Symbiose mit Zooxanthellen ein. Die Zusammensetzung der Mikroorganismen ist hochdivers, da eine Fülle von Kleinnischen vorhanden war. Inkrustierende Foraminiferen sowie Serpuliden treten besonders häufig auf. Korallenreichere Schuttkalk-Bindstones kennzeichnen stärker aufgearbeitete Bereiche im höheren Rifffrontbereich bzw. zwischen diskreten Riffstotzen; die molluskendominierte Fazies ist eher hinter dem Riffkamm anzusiedeln und repräsentiert stabilisierte Subtidalbereiche einer kleinen Rifftafel.

(e) Mikroben-Peloid Krusten: Immer wieder sind in der Riffzone größere Bereiche ausschließlich durch Mikroben Peloidkrusten vertreten, welche kaum zusätzliche Elemente aufweisen. Diese können senkrechte Reliefs aufbauen und seitlich von lithophagen Muscheln angebohrt sein. Sie repräsentieren sehr steile Areale der Rifffront, an denen keine Anheftungsmöglichkeit für riffbildende Organismen bestand.

Obwohl die oben ausgeführte Organismenzonierung des Riffgürtels wahrscheinlich ist, kann sie nicht direkt durch auskartierbare Subfazieszonen belegt werden. Die Ursache liegt in der Steilheit und lateraler Zergliederung des schmalen Riffs durch brandungsrinnenartige Systeme. Obwohl die Riffzone insgesamt lagestabil war, müssen aufgrund der Steilheit doch ein Wechselspiel kleinräumiger Rückwärtserosion ('backstepping') und subsequenten Vorwachsens der Rifffront angenommen werden, wodurch sich in der vertikalen Entwicklung ein heterogenes Bild ergibt. Derartige Vorgänge erklären die ungerichteten, voneinander unterschiedlichen Entwicklungen der Einzelprofile und die mehrfachen Wechsel höherdiverser und niedrigdiverser Abschnitte. Das 'Reifegrad'-Konzept von JAMES (1983, 1984b) läßt sich auf das Otariff nicht anwenden, da die Sediment- und Organismen typen potentieller Stabilisations-, Kolonisations-, Diversifikations- und Dominanzstadien mehrfach miteinander abwechseln und nicht innerhalb der einzelnen Profile korrelierbar sind.

Die Ursachen des Ausnahmecharakters: die Sedimentbalance: Wie geschildert, erstickten oberjurassische, hochenergetische Flachwasserriffe normalerweise in ihrem eigenen Schutt. Dies gilt auf für größere, offenozeanische Barriereriffkomplexe, bei denen es aber durch Stromatoporen- und Hydrozoeninkrustationen zumindest lokal zu einer Sedimentbefestigung kam (vgl. TURNSEK et al. 1981). Die starke Anhäufung von bioklastischem Material hat zwei Ursachen. Zum einen waren die schnellwachsenden Korallen aus der Gruppe der Caryophylliden, zu denen etwa die rezente *Acropora* gehört, erst untergeordnet vorhanden (vgl. WELLS 1956). Das Korallenwachstum konnte somit häufig nicht dem Hochwachsen des anfallenden Schuttmaterials schritthalten. Zum zweiten konnten die vorhandenen inkrustierenden Formen das anfallende Schuttmaterial nicht schnell genug stabilisieren, um es gegenüber Welleneinflüssen unempfindlicher zu machen.

In rezenten Riffen besteht normalerweise ein Gleichgewicht zwischen der durch Bioklastschutt anfallenden Sedimentation, des Exports von Schuttmaterial in die Rückriff- und Vorriffbereiche, sowie der Bindung des verbleibenden Schutts durch bindende Organismen, insbesondere durch Coralinaceen (ausgeglichene Sedimentbilanz).

Möglicherweise erleichtert die Tätigkeit von korallenfressenden Papageiefischen die Erhaltung des Gleichgewichts. Papageiefische kommen seit dem Eozän vor (STENECK 1985). Die Fische nagen die Korallenstöcke ab und verschlucken meist größere Fragmente. Das kalkige Material wird als feiner Kalkschlamm wieder ausgeschieden. Die Kalkschlammproduktion durch Papageiefische ist enorm und soll bis zu einem Drittel des gesamten im Riff produzierten Kalkschlammes ausmachen (KÜHLMANN 1984). Dieses Material kann leicht aus dem Riffbereich ausgewaschen werden oder durch Einsickern in die offenen Porensysteme des Substrats 'unschädlich' gemacht werden.

Um mit den bezüglich der Sedimentbilanz unausgegleichenen Oberjuraverhältnissen vergleichen zu können, müssen rezente Riffe mit ähnlich unausgeglichener Bilanz herangezogen werden. Eine unausgeglichene Bilanz tritt in rezenten Riffen im allgemeinen nur dann auf, wenn dem Riffbereich aktiv Material zugeführt wird bzw. der teilweise Export des anfallenden Bioklastmaterial nicht gewährleistet ist. Ein gut untersuchtes Beispiel stellen die karibischen Schelfkantenriffe bei La Croix dar. Hier finden sich Riffe, die sich wegen zu hoher Sedimentzufuhr nur äußerst kümmerlich entwickeln, während sich direkt benachbarte, jedoch ausgeglichene Sedimentbilanz aufweisende Riffe üppig entfalten (HUBBARD 1986). Bei vorhandenem, aber eingeschränkten Export von Schuttmaterial wachsen die Riffe bevorzugt nach

außen und bilden häufig Überhänge, welche immer wieder abbrechen. Ein diesbezügliches Beispiel stellt das Riff auf der Westflanke des submarinen Salt River Canyons dar. Die relative Tiefenlage des Riffs (14-30 Meter) bedingt trotz gewisser Auswaschung durch die vorherrschende Strömung eine nur unvollständige Einstellung einer ausgeglichenen Schuttbilanz und damit die Verhinderung aggradativen Riffwachstums (HUBBARD et al. 1986; H. ZANKL, Vortrag Erlanger Rifftreffen, Juni 1988).

Im Unterschied zu anderen oberjurassischen Plattformrandriffen des flachen Wassers wies das Otarriff eine annähernd ausgeglichene Sedimentbilanz auf, obwohl die in rezenten Riffen wichtigen biogenen Kompensationsfaktoren 'schnelles Korallenwachstum' und 'effektive Inkrustation von Lockermaterial' im Oberjura noch nicht ausgeprägt waren. Dieses Manko mußte durch verstärkten Export kompensiert werden, um den Nettoverbleib von Sediment möglichst niedrig zu halten. Dies war insbesondere durch die tektonisch bedingte Steilheit der Rifffront im Zusammenhang mit hoher Wasserenergie möglich. Die Steilheit des Hangs bewirkte auch die geringe Breite der Riffzone.

Neben den Sedimentcharakteristika ergeben sich weitere Hinweise auf hohe Wasserenergie durch die Beckenkonstellation (s. Kap. 6.3.1). Die hohe Energie bedingte den für ausgeprägtes Riffwachstum notwendigen selektiven Streß, so daß die Rifforganismen günstige Umweltparameter zu ihrer Entfaltung vorfanden. Die starke Wellenbewegung führte darüber hinaus zur Ausbildung eines brandungsrinnenähnlichen Systems, welches zusätzlich den Export von Sedimentmaterial in interne Plattformbereiche ermöglichte (vgl. Kap. 2.2.1). Allerdings waren durch die wahrscheinlich geringere Rigidität der Riffstutzen im Oberjura derartige Brandungsrinnensysteme weniger stabil und verlagerten sich häufig. Die sedimentbindenden algenähnlichen Formen und Strukturen wie *Bacinella*, *Lithocodium*, Mikrobenkrusten sowie z.T. *Thaumatoporella* und *Tubiphytes* waren dem Anschein nach jedoch fähig, sehr harte und stabile Bereiche aufzubauen, sofern nicht zu viel biodetritisches Sedimentmaterial anfiel und die anscheinend langsam wachsenden Krustenorganismen genügend Zeit zur vollständigen Inkrustation hatten.

Die Steilheit der Riff-Front ermöglichte hohe Durchflußraten mariner Wässer auf breiter Ebene. Dies führte sicherlich zu einer frühdiagenetischen submarinen Zementation und damit zu einer zusätzlichen Stabilisierung der Riffsedimente. Für die auftretenden Mikrobenkrusten darf zum Teil wechselweise organisch/anorganische Zementation angenommen werden (s. Kap. 2.2.1).

Häufige Inselbildung im Riffbereich führte zusätzlich zur raschen, linsenförmigen vadosen Zementierung trockenengefallener, möglicherweise noch instabiler Sedimentareale und trug somit ebenfalls zur Stabilisierung des Riffbereichs bei.

Die Steilheit der Riff-Front und, damit verbunden, die ausgeglichene Sedimentbilanz bedingte wesentlich den modernen Aspekt des Otarriffs. Vergleichbar mit modernen hochenergetischen Korallenriffen des Flachwassers sind das gemein-

same Auftreten von in-situ Korallengerüsten, großen Mengen an biogenem Schutt und allgegenwärtigen algenartigen (mikrobiellen) Krusten. Zusätzliche Faktoren für die Ausbildung des Otarriffs waren optimale Milieuverhältnisse sowie frühe Zementation. Die Corallinaceen der heutigen Riffe wurden durch mehrere Formen inkrustierender Mikroproblematika sowie durch kryptokristalline und peloidale mikrobielle Krusten vertreten.

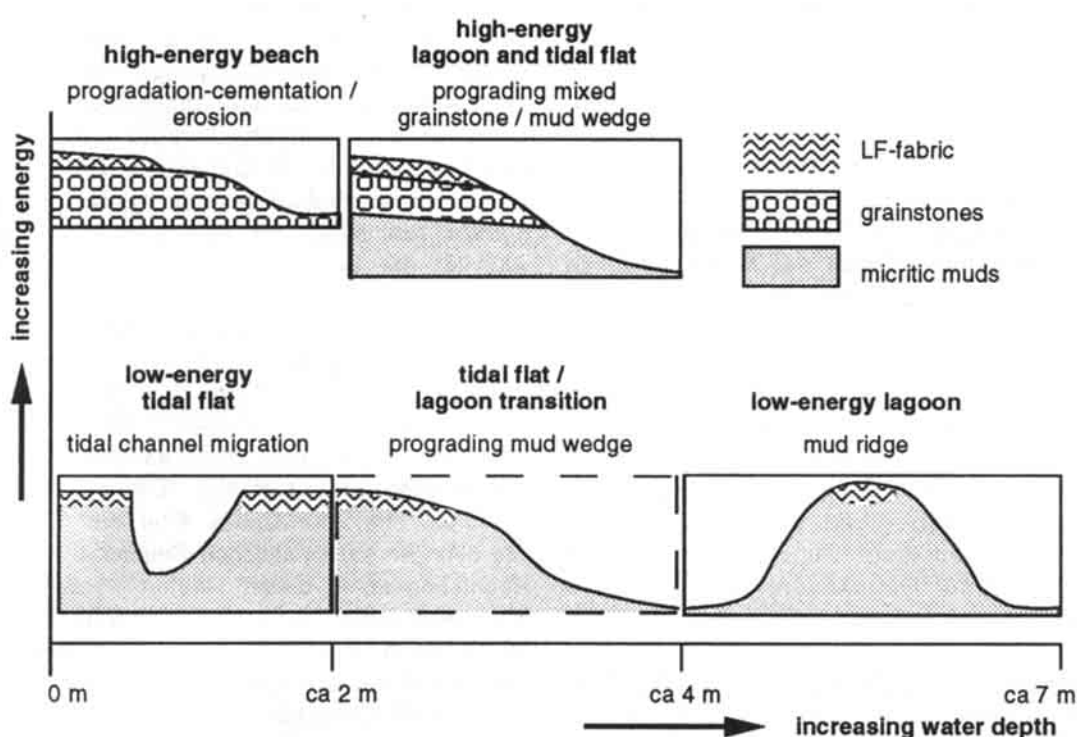


Abb. 97: Die autozyklischen 'shallowing up' Modelle der inneren Plattformbereiche des Otakalks und ihre Beziehung zur Wasserenergie und Wassertiefe (vgl. Abb. 66, 79). Die Wassertiefen beziehen sich auf die tiefsten Bereiche im jeweiligen System (Kanalboden, Beckenboden) und können anhand der Mächtigkeit der Einzelsequenzen abgeschätzt werden. Das Modell im gestrichelten Rahmen ist wegen ungenügender Fazieskriterien nicht direkt nachweisbar.

Fig. 97: The autocyclic shallowing-up models from the interior parts of the Ota Platform, and their relation to water energy and maximum water depth (cf. Figs. 66, 79). Frame with broken line shows an additional theoretic model which cannot be substantiated by field data due to insufficient facies criteria.

Die inneren Plattformbereiche: Im Südteil der Ota-Plattform weist der hinter dem Riff anschließende Rückriffbereich bereichsweise Züge einer höherenergetischen Lagune auf. Dementsprechend treten 'grapestone'-artige Faziesbereiche neben Barrenbereichen und 'spillover' Strukturen auf. Weiter im Norden war der Riffgürtel wahrscheinlich nur noch lückenhaft vorhanden. Das beeinflusste auch die Ausbildung der anschließenden inneren Plattformzonen. Dementsprechend ist die Rückriff- und insbesondere die Gezeitenzone höher energetisch ausgebildet als im

Südteil der Plattform. Dieser Bereich ist mit der Situation an der Lily Bank, Bahamas, vergleichbar (HINE 1977): Hinter isolierten Riffen bildet sich ein Gürtel hochenergetischer mobiler Kalksande die sich in lagunenwärtige Richtung zunehmend verflachen ('flood ramp') und in einer zum Meeresspiegel aufragenden flachen Schildzone ('shield') akkumulieren, bevor der bathymetrische Sprung in die eigentliche Lagune einsetzt. In der Lily Bank sind auch die Schildbereiche zum Teil instabil. Im Fall der Ota-Plattform deutet das Vorkommen mikritischer Sedimente auf etwas höhere

Abschirmung durch den diskontinuierlichen Riffgürtel, so daß der Schildbereich durch Mikroben-/Algenmatten stabilisiert werden konnte.

Das wesentliche Charakteristikum der inneren Plattformbereiche ist die Verteilung des anfallenden arenitischen und lutitischen Sediments in autozyklischen, 'shallowing up' Systemen. Welches der jeweiligen Systeme zur Ausbildung kam, ist bei gegebener Sedimentzufuhr von der generellen Tiefenlage des Bereichs und von der vorherrschenden Wasserenergie abhängig (Abb. 97). In den flachsten Bereichen bewirkte hohe Sedimentzufuhr bei höherer Wasserenergie die Entstehung von Progradationskeilen. War die Wasserenergie geringer, kam es zur Ausbildung niederenergetischer Gezeitenflächen, welche durch migrierende Gezeitenkanäle umgearbeitet wurden. Im einige Meter tiefen Wasser der Lagune kam es zur autozyklischen Bildung von Schlammhügelstrukturen.

Die 'hemipelagischen' Sedimente, welche im Osten in den tieferen Teilen der Monte Redondo Abfolge erscheinen, sind unter Umständen älter als der Rest der Plattform. Selbst bei Zeitgleichheit ist durch sie jedoch keine markante Eintiefung nachweisbar, da die 'Hemipelagite' nur Einschaltungen innerhalb einer onkoid-, algenknollen- und makrobenthosführenden, mikritischen Abfolge darstellen. Sie repräsentieren wahrscheinlich thixotrope, von benthischen Mikroben-/Algen und größeren Mollusken nicht besiedelbare Substrate. Benthische Foraminiferen und Ostrakoden konnten diese Bedingungen jedoch teilweise tolerieren.

Die ursprüngliche Ausdehnung der Ota-Plattform im höheren Kimmeridgium: Durch den Riffgürtel und die 200 Meter westwärts erscheinenden, zeitgleichen klastischen Beckensedimente, sowie durch den seismischen Nachweis einer paläoaktiven Störung ist die Westgrenze der Ota-Plattform klar definiert. Sie stimmt in etwa mit der heutigen Westgrenze des Otahorsts überein. Die Position der Ostgrenze des Otakalks kann nicht mit absoluter Sicherheit bestimmt werden. Eine Ausdehnung der Flachwasserplattform bis zum kontinentalen Festland ist jedoch wegen des auffälligen Fehlens siliziklastischer Einflüsse nicht anzunehmen. Eventuelle karbonatische Deckschichten des im Hinterland angehobenen Grundgebirges waren zur Zeit der Otakalksedimentation bereits abgetragen (s. Kap. 3.2).

Einige Befunde deuten darauf hin, daß die ehemalige Ostgrenze des Otakalks nicht weit von der heutigen Ostgrenze der Otakalkverbreitung entfernt war:

(1) Die faunenführenden Intraklast Grainstones im Osten des Otakalks (Bruch 'An der Nationalstraße N1') sowie die in einer Linie damit liegenden spartreichen Sedimente des nördlich an-

schließenden 'Entre Serras' Gebiets (s. Kap. 2.2.5) können auf die barrengesäumte Ostgrenze der Ota-Plattform hindeuten. Die Existenz dieser schmalen Zone ist allerdings im Unterschied zu den restlichen Fazieszonen nicht über die ganze Entwicklung des Otakalks nachvollziehbar.

(2) Der Konglomeratfächer des unteren Black Pebble Horizonts wurde aus nordöstlicher Richtung im Übergang vom tieferen zum höheren Kimmeridgium geschüttet. Die Geröllzusammensetzung zeigt, daß zu dieser Zeit zumindest kleine Späne von Mitteloxfordkalk subaerisch exponiert waren. Dies deutet auf das Vorhandensein eines ausgeprägten Störungssystems in diesem Bereich.

(3) Auch die Ostgrenze der seismisch nachweisbaren Grundgebirgshochzone stimmt in etwa mit der heutigen Ostgrenze des nördlichen Otakalks überein. Im Gegensatz zur Weststörung wurde diese Struktur jedoch im Tertiär nochmals stärker reaktiviert, so daß eine oberjurassische Aktivität der Störung im seismischen Profil nicht nachgewiesen werden kann.

GUERY (1984) und GUERY et al. (1986) nehmen eine Verbindung von Otakalk und der sieben Kilometer nordnordwestlich auftretenden Montejunto-Plattform an. Dies gilt zumindest nicht für den aufgeschlossenen Teil des Otakalks der dem höheren Kimmeridgium entspricht. Der Montejunktokalk weist ein oberoxfordisches Alter auf (s. Kap. 3.1). Die einzigen karbonatischen Sedimente des höheren Kimmeridgium in dieser Region werden durch die hier sehr dünne Amaral Formation repräsentiert. Diese ist aus den in Kap. 2.1.3 geschilderten Gründen in der Otaregion jünger als der Otakalk.

Etwa 12 Kilometer südlich der heutigen Otakalkverbreitung erscheinen wiederum Sedimente des Kimmeridgium. Sie werden durch die siliziklastischen Abadia Schichten repräsentiert, die hier Einschaltungen allochthoner Flachwasserkarbonate zeigen. Die resedimentierten Karbonatvorkommen waren vermutlich der Grund, warum GUERY (1984), GUERY et al. (1986) und QUESNE (1987) eine südwärtige Ausdehnung der Plattformkarbonate bis mindestens östlich dieses Bereichs vermuteten. Die vorgefundenen allochthonen Flachwasserkarbonate dieses Bereichs stammen jedoch von anderen Quellen (s. Kap. 3.2). Die seismisch nachweisbare schmale Grundgebirgshochzone bricht nur einige Kilometer südlich der heutigen Südgrenze der Otakalkverbreitung plötzlich ab (vgl. Abb. 119) und gibt damit ein gutes Kriterium für die ehemaligen Südausdehnung der Ota-Plattform.

Die ursprüngliche Plattformgröße war damit aller Wahrscheinlichkeit nach nur wenig größer als es der heutigen Ausdehnung des Otakalks entspricht. Etwas unklar ist lediglich die ehemalige Lage der Ostgrenze. Rezente Plattformen vergleichbarer Dimensionen finden sich zum Beispiel in der Straße

von Jubal am Eingang des Golfs von Suez (ROBERTS & MURRAY 1987). Fossile Intrabeckenplattformen mit teils nur ähnlich geringer Ausdehnung existieren unter den mitteltriadischen 'buildups' der Südalpen (BLENDINGER 1986).

Diese Interpretation gilt für den aufgeschlossenen Teil des Otakalks. Über eventuelle tieferliegende, nicht aufgeschlossene Abschnitte kann nur spekuliert werden. Unter Umständen begann die Entwicklung der Flachwasserkarbonate bereits während des oberen Oxfordium. Möglicherweise sind südlich des Vale Forno neben den mitteloxfordischen Cabaços Schichten auch oberoxfordische Kalke aufgeschlossen (s. Kap. 2.2.5).

Während des Oberoxfordium ist eine Verbindung von Ota- und Montejustobereich nicht auszuschließen. Das unterschiedliche Streichen des in beiden Fällen tektonisch bedingten Hangknicks (Ota N-S; Montejusto NW- SE) deutet jedoch eher auf die Eigenständigkeit beider 'buildup' Strukturen hin (vgl. Kap. 3.2).

2.3 Die postsedimentäre Geschichte der Ota-Plattform

Die Entwicklung von Karbonatplattformen kann insbesondere durch starke Absenkung sowie andererseits durch Trockenfallen beendet werden. Die Plattformentwicklung der in Kap. 3.4 und 4.1 geschilderten Beispiele wurde durch 'Ertrinken' ('drowning') abgebrochen; im Otakalk wurde die Sedimentation durch Trockenfallen der gesamten Plattform beendet. Der Auftauchvorgang verlief weder kontinuierlich langsam noch schlagartig, sondern war vielmehr durch ein Wechselspiel von Sedimentations- und Verkarstungsphasen charakterisiert.

2.3.1 Die parakonformen und diskonformen Auflagen des Otakalks i.e.S.

Die Lagestabilität der Faziesgürtel war ein besonderes Charakteristikum während der Entwicklung der Ota-Plattform. Am Top des Otakalks erscheinen jedoch an mehreren Stellen relikthaft erhaltene Intraklast Ooid Bioklast Grainstones. An den Rändern gehen die Otakalke ebenfalls bereichsweise in derartige sparitische Kalke über. Entsprechend ist ein Übergreifen der Rückriff-Grainstones auf den dahinter liegenden Gezeiten-gürtel bereichsweise erhalten (s. Abb. 8, 9, 99). In derartigen Bereichen ist eine kartiermäßige Abgrenzung zwischen Rückriffareniten und auflagernden Spariten nicht möglich.

Die auflagernden, ebenfalls reinweißen Sparite unterscheiden sich jedoch vom Otakalk im engeren Sinne durch relativ hohe, nach oben zunehmende Ooid- und Quarzgehalte sowie durch das vermehrte

Auftreten von Austernklasten und der Coral-linaceen-Verwandten *Marinella lugeoni*. Lokal finden sich Dezimeter große massive Korallenstöcke thamnasterioider Korallen sowie verkippte Büsche ästiger Korallen vom Typ *Calamophylliopsis*. Nerineen und Onkoide, teils mit *Lithocodium*, sowie die aus den Spariten des Otakalks bekannten Mikroorganismen sind ebenfalls häufig. An der Basis treten bis mehrere Zentimeter große Lithoklasten auf, die eindeutig aus der direkten Unterlage, also dem Otakalk stammen.

Darüberhinaus finden sich am Top des Otakalks im engeren Sinne unter der oolithisch intraklastischen Sparitaufgabe häufig größere Karstwaben, welche mit dem oolithischen Sediment verfüllt sind. Besonders gut ist dieses Phänomen am Top des Profils Pedreiras Lima zu beobachten. Im Bruch beim Casal da Vale de Junco sowie in der Vale Choupo Region nördlich des trigonometrischen Punkts Atouguia scheint nach dem optischen Eindruck eine flache, wenige Grad betragende Winkeldiskordanz zwischen Otakalk und den auflagernden oolithischen Spariten aufzutreten. Diese ist jedoch anhand der Fallwerte nicht nachvollziehbar, da die flach einfallenden, unregelmäßigen Schichtflächen schwer einmeßbar sind und somit der Betrag der eventuellen Winkeldiskordanz im Streubereich der Streich- und Fallwerte liegt.

Demnach sedimentierten die sparitischen Gesteine erst nach einer Trockenfallphase des Otakalks i.e.S., welche zu seiner vollständigen Verhärtung führte. Die Sparitkappe bildete sich wieder bei flacher Wasserbedeckung. Sie repräsentiert die in-situ Aufarbeitung der Otakalkplattform, die gleichsam von ihrem eigenen Schutt bedeckt wurde. Die hellen Grainstones werden hier noch zum Otakalk im weiteren Sinne (i.w.S.) gezählt.

In manchen Bereichen, etwa in den Profilen Casal da Vale de Junco, Pedreiras Lima und Vale Choupo (s.u.) werden die hellen Grainstones mehr oder weniger rasch und abrupt von braunen, nach oben stark sandigen Oolithen abgelöst. Im Profil Vale Choupo ist eine klare Erosionsdiskordanzfläche zwischen den beiden Grainstone Paketen ausgebildet. Die braunen Oolithe können ins Umland verfolgt und mit der 'Oólito'-Einheit, also dem höheren Teil der Amaral Formation (s. Kap. 3.3) korreliert werden.

Auch hier können noch vereinzelt Korallenstöckchen auftreten. Die sandführenden braunen Oolithe können wiederum von braunen, marinen Sandsteinen der Sobral Einheit sowie von roten, terrestrischen, allerdings stark reduzierten Abfolgen des Tithonium und der Unteren Kreide überlagert werden. Eine derartige Abfolge ist besonders gut im Profil Vale Choupo zu erkennen.

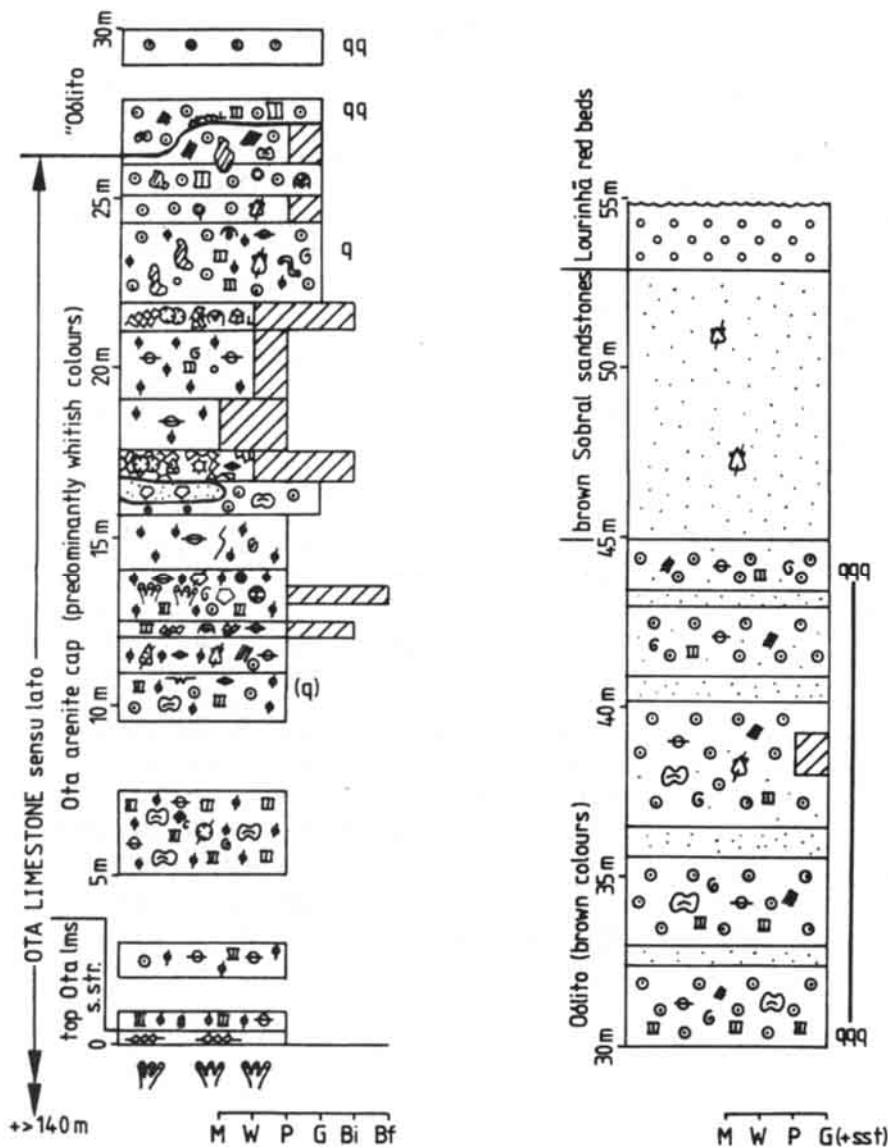


Abb. 98: Profil 'Vale Choupo' ('nördlicher Otabereich). Legende s. Abb. 174 (Appendix), Lage s. Abb. 8. Das Profil zeigt die erhaltene paraconforme Auflage der Ota-Plattform.

Fig. 98: Profile 'Vale Choupo' (northern part of Ota region). Profile shows successions paraconformably capping the Ota Platform.

Profil 'Vale Choupo' (Abb. 98): Im Bachgrund des Tals finden sich am westlichen Taleingang innerhalb von Intraklast Peloid Packstones vereinzelt kleine ästige Korallenstöcke. Weiter östlich sind an der direkten Profilmeterbasis LF-B Loferite aufgeschlossen. Wegen schlechter Aufschlußverhältnisse ist der Kontakt zur Auflage nicht ersichtlich. Sie dürfte jedoch erosiven Charakters sein, da sich direkt oberhalb bioklastreiche Intraklast Peloid Packstones mit mehreren Zentimeter großen, irregulären Aufarbeitungen der Unterlage finden (Profilmeter 0.5). Darüber folgen 10 Meter Intraklast Peloid Packstones, die reichlich, jedoch in unterschiedlicher Häufigkeit Ooide und bis drei Zentimeter große Onkoide führen. Die Onkoidecortices sind häufig braun gefärbt. Korallen kommen als Kerne vereinzelt vor. Bei Meter 10.5 treten die ersten detritischen Quarze in noch geringen Häufigkeiten auf. In diesem Niveau sind circumgranulare Lösungsporen und vadosem Silt häufig. Der Horizont wird von einer 50 Zentimeter mächtigen, vollkommen calichefizierten Bank überlagert. Darüber folgt ein 16 Meter mächtiger Ab-

schnitt in stark wechselnder Fazies. An der Basis und am Top dominieren Ooid Grainstones und Ooid Peloid Grainstones; der mittlere Bereich ist feinkörniger und wird von Peloid Bioklast Pack/Grainstones beherrscht. Faunenreiche Einschaltungen sind über den ganzen Abschnitt häufig. Bei Meter 13 erscheint ein Korallenrasen in Peloid Packstone Fazies; korallenführende *Bacinella/Lithocodium* Krusten finden sich bei Meter 12, 17 und 21. Detritischer Quarz ist in geringen Häufigkeiten fast überall vorhanden und wird bei Meter 10.5 und 23 häufiger. Lagen mit vadosem Silt bzw. vadosem Zement erscheinen bei Meter 17 und 23. Bei Meter 23 treten auch Karstpfeifen auf; bei Meter 15 ist ein weiterer calichefizierter Horizont erhalten. Bei Meter 16 findet sich eine Paläohöhle, welche mit Speläothemen, Echinodermenlösungsrückständen sowie lignitführendem Sandstein verfüllt ist.

Am Top dieses Abschnitts werden Lösungs- und Neomorphisierungserscheinungen häufig. Daneben erscheinen bis dezimetergroße angulare, unregelmäßige Lithoklasten und Lithoskele, welche randlich stark mit

Eisenhydroxidlösungen imprägniert sind. Dieser Teil der Abfolge wird von einem gut ausgeprägten Erosionsrelief mit Reliefunterschieden bis zu mindestens einem Meter abgeschlossen (Profilmeter 26/27).

Häufige Organismen im unteren Teil der Abfolge werden durch Nerineen, Austern und weiteren Bivalvenklasten, Echinodermenresten (u.a. *Millericrinus*) und Serpuliden gestellt. Typische Foraminiferen sind grob agglutinierende Lituoliden vom Typ '*Haplophragmium*', *Alveosepta jaccardi*, *Trocholina* ssp., *Glomospira*, sowie 'Textulariiden'. Unter den Algen und algenähnlichen Organismen sind *Lithocodium*, z.T. mit *Bacinella*; 'cayeuxiide' Algenknäuel, Dasycladaceenreste (u.a. *?Clypeina*, *Epimastoporella*) sowie Solenoporen und im Vergleich zum restlichen Teil des Otakalks häufigeren *Marinella lugeoni* zu nennen.

Darüber liegen 19 Meter von Ooid Grainstones, welche im Gegensatz zur unterlagernden hellen Folge nun markant ocker- und rostbraune Farben aufweisen und grundsätzlich stark quarzführend sind. Der Sandanteil steigt nach oben an. Im höheren Teil erscheinen zunehmend Sandsteineinschaltungen. Die Oolithe sind häufig gut sortiert. Treten Onkoide auf, ergibt sich eine bimodale Sortierung. Bioklasten, insbesondere Nerineen sind zahlreich vertreten. Die Organismenzusammensetzung ist der obigen ähnlich. Besonders häufig sind jetzt aber *Marinella lugeoni* sowie die Foraminifere *Nauticoloculina oolithica*. Als Ooidkerne fungieren zum Teil Bioklasten, mit ins Hangende zunehmender Tendenz aber insbesondere detritische Quarzkörner. Karstpfeifen und Karstwaben kommen mehrfach vor.

Die Profilabfolge wird ab Meter 45 von einer etwa acht Meter mächtigen Serie brauner, lignit- und glimmerreicher Sandsteine überlagert. Danach erscheinen rote Farben im Ackerboden. Bereichsweise sind hier noch dünne Horizonte terrestrischer Konglomerate aufgeschlossen.

Bei Profilmeter 0.5 liegt die Obergrenze der ungestörten Entwicklung der Otaabfolge (Otakalk i.e.S.), wie sie in den vorausgegangenen Kapiteln analysiert worden ist. Die hellen, oolithisch-intraklastischen Arenite zwischen Meter 0.5 und Meter 26/27 weisen mit ihren häufigen Trockenfallhorizonten auf die zunehmende in-situ Aufarbeitung der Plattform hin (Arenitkappe des Otakalks, s. Abb. 99). Danach ist die Entwicklung des Otakalks endgültig abgeschlossen. Die auf ein Erosionsrelief auflagernden braunen Oolithe (Meter 26/27 bis Meter 45) repräsentieren die Amaral Formation. Die überlagernden braunen Sandsteine gehören der Sobral Einheit an; die darauffolgende Rotserie repräsentiert die tithonische Lourinhã Formation sowie wahrscheinlich auch Teile der Unterkreide.

Zwischen den einzelnen dem Otakalk auflagernden Einheiten gab es jedoch zumindest im Innern der Ota-Plattform weitere Verkarstungs und Abtragsphasen, da häufig die braunen Oolithe, reichsweise auch die braunen Sandsteine oder die roten Konglomerate direkt dem Otakalk auflagern. Erhalten sind jeweils reliktsche Linsen (vgl. Abb. 8, 99). Im Süden, insbesondere im Alenquer Bruch lagern die tithonischen Rotklastika entlang eines extrem stark ausgeprägten Paläokarstrelief direkt auf dem Otakalk (s. Kap. 2.3.2). Sedimente tieferer Deckschichten sind auch in Karsttaschen nicht erhalten, so daß sie in diesem Bereich wahrscheinlich gar nicht zur Ablagerung kamen. Abb. 99

zeigt schematisch die postdepositionelle Geschichte der Ota-Plattform auf.

2.3.2 Paläokarst

Im Otakalk treten eine Fülle prä-tithonischer und späterer Verkarstungsphänomene auf, deren vollständige Beschreibung die Zielsetzung und den Umfang der vorliegenden Arbeit sprengen würde. Im nachfolgenden wird eine Übersicht über die vorhandenen Strukturen gegeben, soweit sie für die Entwicklungsgeschichte des Otakalks relevant sind (Abb. 100-104, s. auch LEINFELDER 1992: Pl. 7).

Oberflächenmikrokarst: Die Skulptierung sub-aerischer Expositionshorizonte wurde bereits in Kap. 2.2.1 und 2.2.6 beschrieben. Derartige Mikroverkarstung bildete sich auf Sedimentoberflächen, welche bereits vor dem Trockenfallen stark zementiert waren und somit keine Permeabilität mehr aufwiesen. Dementsprechend tritt das Phänomen gehäuft in den submarin bzw vados marin zementierten Sedimenten der Riff-, Rückriff- und Gezeitenzone auf.

Karstwaben und Karstpfeifen: Diese horizontgebundenen Lösungsstrukturen wurden wegen ihrer teilweisen Zugehörigkeit zu sedimentären Sequenzen ebenfalls bereits in früheren Kapiteln beschrieben (s. Kap. 2.2.2, 2.2.4). Sie sind im Unterschied zu den Mikrokarstphänomenen an unvollständig zementierte Sedimente gebunden, welche beim Auftauchen noch hohe Permeabilitäten aufwiesen. Die Strukturen finden sich deshalb häufig in den nicht submarin zementierten Areniten des Rückriffbereichs sowie in den Mikriten der Lagune.

Der frühe 'Echinodermen-Karst': Der 'Echinodermen-Karst' der Otaregion stellt ein nach Kenntnis des Autors bislang unbeschriebenes Paläokarstphänomen dar. Insbesondere in der Nähe des Tops des Otakalks, in der Riffzone aber auch in tieferen Bereichen finden sich 10 Zentimeter bis zu zwei Meter große Taschen und Linsen, die sich durch feinkörniges, laminiertes Sediment auszeichnen. Die Laminae zeichnen die Morphologie des häufig rinnenförmigen Taschenbodens nach, weisen aber auch Fließfalten und Setzungsrisse auf. Treten die Strukturen nicht direkt unterhalb des Tops des Otakalks auf, sind hell- bis mittelgraue Farben dominierend; die Linsen unterhalb der Oberkante des Otakalks weisen häufig ockerbraune Farben auf. Der Kontakt zur Unterlage sowie zum Dach ist in vielen Fällen sehr scharf.

Die dünnen Laminae bestehen aus feinem Kristallsilt. Immer wieder schalten sich jedoch gröbere Lagen ein. Diese Lagen werden aus Komponenten aufgebaut, die sehr irreguläre,

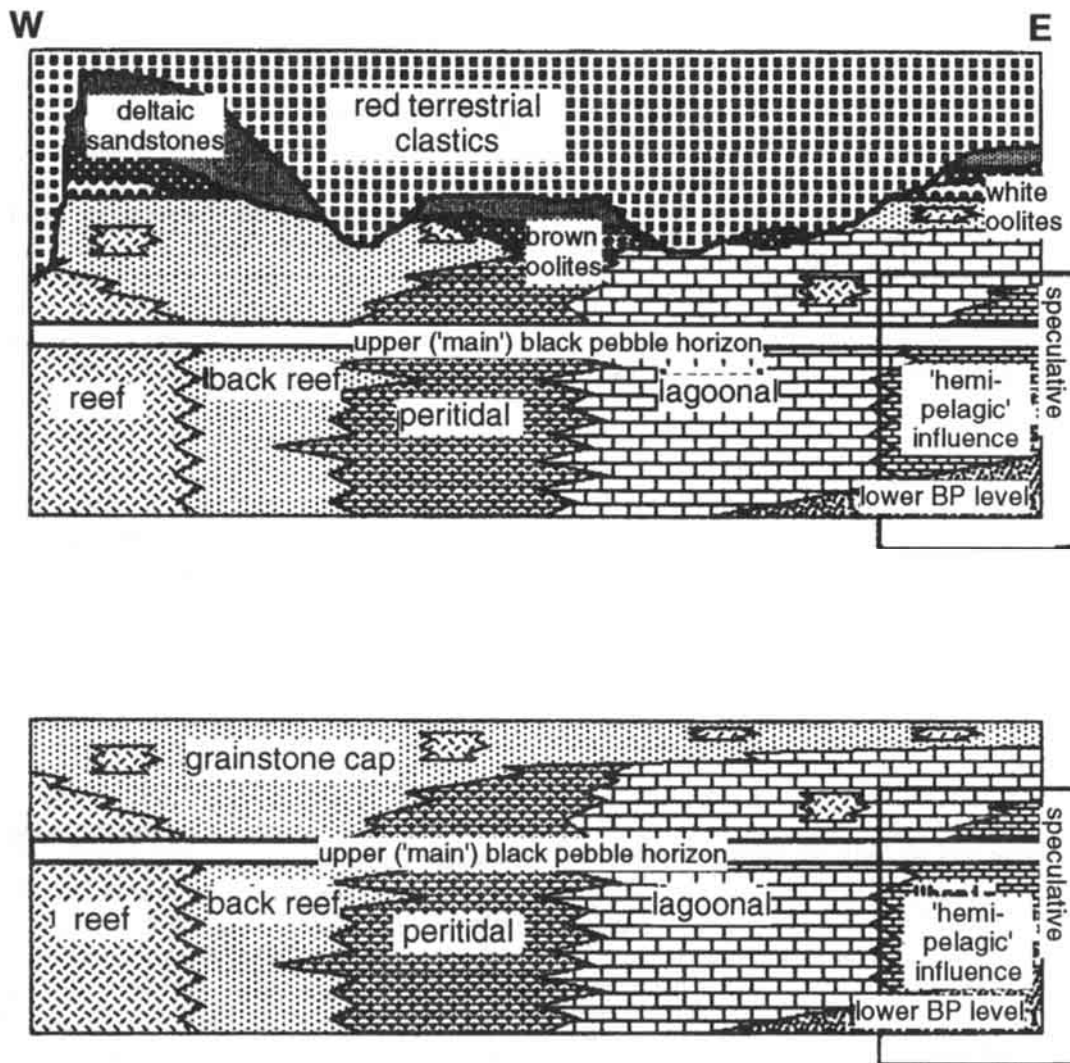


Abb. 99: Unten: Schema der Plattformarchitektur am Ende der Entwicklung des Otakalks (i.w.S, d.h. nach Entwicklung der arenitischen Kappe aus weißen Intraklast Ooid Grainstones). Eingerahmter Bereich basiert auf Funden hemipelagischer Fazies am Ostrand des tieferen Otakalks, ist jedoch überwiegend spekulativ. Oben: postdepositionelle Auflage des Otakalks. Die überlagernden Einheiten wurden während mehrerer Verkarstungsphasen zum großen Teil wieder abgeräumt. Die auflagernden Rotklastika sind heute ebenfalls überwiegend abgeräumt (nicht dargestellt, vgl. Abb. 8, 105; s. Text).

Fig. 99: Bottom: Sketch of platform architecture at the end of the development of the Ota Limestone (sensu lato, i.e. including the cap of white grainstones). Top: postdepositional units capping the Ota Limestone. Several karst phases led to the removal of major parts of the sediment caps. Red clastics are also mainly removed (not shown; cf. Fig. 8, 105, and text)

fransige Form aufweisen und extrem stark neomorphisiert sind. Die Form wird ganz offensichtlich durch starke Anlösung bedingt. Bei gekreuzten Polarisatoren wird ersichtlich, daß die Komponenten calcitische Einzelkristalle darstellen. Immer wieder sind reliktsch die Siebplattenstrukturen von Echinodermen erhalten. Ehemals größere Echinodermenfragmente, wie insbesondere *Millericrinus* Stiele können bereichsweise noch erkannt werden (s. LEINFELDER 1992: Pl.7/2).

Neben den sehr scharf begrenzten Linsen finden sich in der Riffzone unregelmäßig begrenzte Taschen, bei denen sich das laminierte Sediment graduell aus dem Nebengestein entwickelt. Dabei durchziehen zuerst vereinzelte, millimeterdünne laminierte Lagen das ursprüngliche Sediment, treten jedoch innerhalb weniger Zentimeter nach oben bzw. zur Seite gehäuft auf, um dann in die Laminitareale überzugehen. An derartigen Strukturen ist ersichtlich, daß sich die Echino-

dermenreste in einer wenige Zentimeter breiten Übergangszone durch selektive Lösung der anderen Komponenten stark anreicherten. Kleine Komponenten verschwanden zuerst, während größere Korallenfragmente zusammen mit dem angereicherten Echinodermenmaterial erhalten bleiben konnten (vgl. LEINFELDER 1992: Pl. 7/1-4).

Die so entstandenen Laminite stellen Höhlenfüllungen dar. Sie entwickelten sich, als das Nebensediment zwar schon überwiegend zementiert war (i.allg. scharfe Begrenzungen der Höhlenwände), die diagenetische Transformation magnesiumcalcitischer und aragonitischer Komponenten, Mikrobenkrusten und Zemente zu Calcit jedoch noch nicht vollzogen war. Das Füllmaterial der Höhlen stellt demnach ein frühes Residualsediment dar. Da der Otakalk nur kleinste Mengen terrigener Fraktion aufweist, konnten keine Residuallehme entstehen. Die im Vergleich zum Ausgangsgestein etwas dunklere Färbung ist auf Spuren terrigenen, durch Lösung angereicherten Materials zurückzuführen. Die Möglichkeiten einer selektiven Anreicherung von Echinodermenresten im Vergleich zu allen anderen Komponentenarten wurde von WALTER (1985) experimentell nachgewiesen. Sie wird durch die Einkristallstruktur der Echinodermen sowie durch die niedrigen Magnesiumgehalte im Gitter bedingt. Die selektive Anreicherung von Echinodermenresten scheint besonders leicht in der Mischwasserzone möglich. Mischwasserverkarstung darf auch für die Entstehung des 'Echinodermenkarsts' der Otazone verantwortlich gemacht werden. Wäre der Otakalk bereits vor der Verkarstung über längere Zeit subaerisch exponiert gewesen, wäre die Transformation zu Calcit bereits vollzogen gewesen und damit eine spätere differentielle Lösung unmöglich.

Die unvollständig entwickelten 'Echinodermenkarst'-Taschen der Riffzone bildeten sich unterhalb lokaler Inseln; die restlichen Strukturen hängen mit dem frühen Trockenfallen des Otakalks zusammen.

Weitere Typen von Höhlenverfüllungen: Viele der vorgefundenen Karststrukturen haben ein Höhlendach nicht mehr erhalten, da sie sich an der heutigen Oberfläche des Otaplateaus befinden. An etlichen Lokalitäten sind jedoch Höhlendächer noch ganz oder teilweise vorhanden (s. LEINFELDER 1989: Taf. 12/7). Es ist zu vermuten, daß die Mehrzahl der rinnenartigen Strukturen am Top des Otakalks ehemalige Höhlen darstellt. Im nachfolgenden wird kurz auf die Verfüllung der Karsthohlformen eingegangen.

Marine Sedimente: Manche kleinere Höhlenstrukturen sind vollständig mit Kotpillen des Typs *Favreina* verfüllt. Andere weisen als Verfüllung braune Oolithsedimente auf, die den Ablagerungen

der 'Oólito'- Einheit (Amaral Formation) entsprechen. Diese Verfüllungen weisen darauf hin, daß die Höhlen in der Mischwasserzone unterhalb des Wasserspiegels entstanden oder im Falle subaerischer Genese wieder unter den Wasserspiegel abgesunken sind. Möglicherweise wurden die peloidgefüllten Kavernen von garnelenartigen Crustaceen als Wohnhöhle verwendet.

Viele Höhlen und Karsttaschen sind von braunen, lignitischen Sandsteinen verfüllt, die Ähnlichkeiten zu den Sobral Sandsteinen zeigen und möglicherweise ebenfalls marine Sedimente darstellen.

Terrestrische Sedimente: Eindeutig terrestrische Verfüllungen werden zum einen durch rotgefärbte Grobsandsteine und Konglomerate, zum anderen durch rote und grüne Tone repräsentiert. In einem Fall bildet ein kaolinreiches, weißes Quarzkonglomerat die Verfüllung.

Kollapsbrekzien: Linsenförmig treten chaotisch sedimentierte Brekzien aus angularen, meist intensiv bunt verfärbten Klasten auf. Derartige Brekzienbildung ist an den Kollaps kleiner Höhlen gebunden (Abb. 101).

Speläotheme: Als Speläotheme, d.h. Karbonatpräzipitate in Höhlen kommen insbesondere 'flowstones' vor. Die Einzelkristalle derartiger Rasen von Palisadenkalzit erreichen im Otakalk bis zu 20 Zentimeter Länge. Früher teilweise als neomorphe Bildungen präexistenter Faserkristalle angesehen, können derartige Kristalle im Höhlenmilieu jedoch primär entstehen (KENDALL & BROUGHTON 1978).

Die extrem großen Kristalle der Ota-'flowstones' (Abb. 103) können sich nur bei vollkommener Abwesenheit von Magnesium-Ionen gebildet haben. Bei Anwesenheit von Magnesium ist mit zunehmender Kristallgröße ein zunehmend hoher Energieaufwand zum Einbau des Ions erforderlich, so daß anstelle weniger großer Kristalle viele kleine gebildet werden (TIETZ 1988). Diese Verhältnisse waren im praktisch magnesiumfreien Otakalk gegeben, sofern die Speläothembildung außerhalb des Meerwassereinflusses in der meteorischen Zone erfolgt ist.

Höhleneisenerz: Insbesondere am Nordende des Otakalks, nördlich des trigonometrischen Punkts Atouguia treten in dolinenartigen Vertiefungen mehrere meterdicke Flöze von Brauneisenerz auf. Nach Mitteilung der Bevölkerung wurden die Erze noch vor einigen Jahrzehnten abgebaut. Eisenerze finden sich in dünneren Lagen auch in vielen weiteren Höhlenstrukturen über den ganzen Otakalk verstreut. Häufig verursachen sie eine violette Färbung des Nebengesteins (Lokalität von Abb. 103)

.Abb./Figs. 100-104: Paläokarstphänomene aus dem Otakalk / Palaeokarst features from the Ota Limestone.

Abb. 100: Alenquer Bruch: Tithonische Rotklastika liegen dem Otakalk auf einem Karstrelief auf, welches bis zu 20 Meter Reliefunterschied aufweist. Die Verkarstung zieht entlang von Klüften noch weiter in den Otakalk (Pfeil). Diese Klüfte wurden nach der Entwicklung der Ota-Plattform, jedoch vor Sedimentation der tithonischen Sedimente gebildet.

Fig. 100: Alenquer quarry: The Ota Limestone is unconformably overlain by Tithonian red beds along a pronounced palaeokarst surface. Karstification also penetrated fissures (arrow). Fissure formation was posterior to the formation of the Ota-Platform, but prior to sedimentation of Tithonian clastics.

Abb. 101: Karstkollapsbrekzie: Die kollabierte Höhle war mehrphasig verfüllt. Links: Klast von Wirtsgestein, darauf brauner Oolith. Rechts: helle Grainstone Verfüllung. Dünne Plättchen meist Residualkalk. Pedogene Prozesse bedingten ein schlierige, intensive Violettfärbung. Schwarz: Eisenkrusten. Balkenlänge 1 cm (Anschliff).

Fig. 101: Karstic collapse breccia, showing clasts of various fill types. Clast to the left represents host rock. Other fill material are brown oolites, light grainstones and chips of residual brown limestone. Black are iron crusts. Pedogenic processes caused a mottled, intensive violet colouration. Length of bar is 1 cm.

Abb. 102: Teil einer 'flowstone'-Speläothemkruste. Das Wachstum der langen Palisadencalcit-Kristalle war nur bei absoluter Abwesenheit von Magnesium möglich. Kristallwachstum ist mehrfach durch Internsedimente unterbrochen. Skala in Zentimetern (Anschliff).

Fig. 102: Part of a flowstone spelaeothem crust. Note internal sediments interrupting crystal growth. Growth of palisade crystals of this size is only possible under absence of Mg-ions. Scale is in centimetres.

Abb. 103: Paläohöhle innerhalb *Calamophylliopsis-Tubiphytes* Baffle/Bindstone (oben links) (Bruch C. V. Junco). Pfeil: Leicht toniger, laminiertes Residualkalk, darüber Speläothemkruste, rechts Höhleneisenerz. Durch paläopedogene Prozesse treten violette Verfärbungen im Bereich der Paläohöhle auf. Hammerlänge 28 cm.

Fig. 103: Palaeocave within coral-algal baffle/bindstone (upper left). Arrow: slightly clayey residual limestone, overgrown by spelaeothem crust. Right: cave iron ore. Palaeopedogenesis caused violet colouration around cave. Hammer length is 28 cm.

Abb. 104: Polyphase Paläokarstfüllung. Links: Wirtsgestein (Fensterkalk); rechts: heller Grainstone (erste Verfüllung), mehrfach aufgerissen und mit *Favreina*-Peloid- bzw. ooidreichem Sediment verheilt (braun). Mehrfache Lösungsvorgänge. Am Top eisenreicher Calcitrassen, von dünner Bauxithaut überzogen. Balkenlänge 1 cm.

Fig. 104: Polyphase karstic fill. Light are intraclastic grainstones (first infill generation) brown are oolites and *Favreina* pellets. Note bauxite lining on top of calcite crust. Left: host rock. Length of bar is 1 cm.

(Weitere, intraformationelle Paläokarstphänomene der Ota-Plattform sind in LEINFELDER 1992: Pl. 7 abgebildet. / Additional, intraformational palaeokarst features of the Ota Platform are figured in LEINFELDER 1992: Pl. 7).

Die Erze verwachsen intensiv mit Calcit oder überziehen die Kristalle. TIETZ (1988) erwähnt vergleichbare Bildungen aus den Höhlen der Fränkischen Alb.

Verkieselungen: Selektive Verkieselung von Organismen ist häufig am Top des Otakalks zu beobachten. Die Kieselsäureimprägnation führte zur Zerstörung der Feinstrukturen, so daß verkieselte Fauna im allgemeinen nicht bestimmt werden kann. Aragonitische (z.B. Korallen und Nerineen) und calcitische Fauna (Echinodermen) können gleichermaßen verkieselt sein. Sofern nicht abgetragen, finden sich Paläokarststrukturen praktisch oberhalb aller verkieselten Bereiche. Damit war die Verkieselung eindeutig an Bodenbildungsprozesse gebunden. Pedogene Verkieselungen unter feuchtwarmem bis semiariden Klima sind ein häufiges Phänomen (z.B. CORRENS 1968, WUNDERLICH 1968). Die Herkunft der Kieselsubstanz ist allerdings im vorliegenden Fall etwas unklar. Kieselschwämme scheinen im Otakalk nicht bzw. nur äußerst untergeordnet vertreten gewesen zu sein. Die minimalen

Mengen terrigener Fraktion des Otakalks dürften auch bei Konzentration durch Bodenbildungsprozesse nicht ausreichend gewesen sein. Wahrscheinlich ist die Kieselsäureimprägnation an die subaerische Phase am Top des Otakalks (i.w.S.) gebunden, da in den darüberliegenden Sedimenten keine Verkieselungen auftreten. Quarzsilt dürfte vom nahen Hinterland sowie von dem in Richtung Otakalk vorrückenden Quarzoolith/Deltakomplex (s. Kap. 3.3) äolisch zugeführt worden sein. Der hohe Quarzgehalt der auf den Expositionshorizont auflagernden, braunen Oolithe scheint diese Vorstellung zu bestätigen.

Höhlenform und strukturelle Kontrolle der Verkarstung: Die meisten der vorgefundenen Paläohöhlen oder ihrer Relikte weisen eine scharf begrenzte, flach schüsselförmige Unterseite auf (s. LEINFELDER 1989: Taf. 12). Die horizontale Ausdehnung beträgt ein Vielfaches der vertikalen Ausdehnung. Die größten Strukturen sind etwa sechs Meter breit. Die Einzelstrukturen können sich aber zu lateralen, verbundenen Großsystemen



zusammenschließen. Besonders gut ist dies westlich des trigonometrischen Punkts Atouguia zu sehen, wo sich ein Niveau mehr oder weniger zusammenhängender Karststrukturen mehrere hundert Meter bis zum Westrand des Otakalks erstreckt. Die Form und teilweise Horizontbeständigkeit der Strukturen zeigt die Bildung in der oberen phreatischen Zone, im Bereich des Grundwasserspiegels an (vgl. CHOQUETTE & JAMES 1987, CRAIG 1987).

Häufig bildeten sich die Höhlen entlang von Klüften. Mehrere Merkmale dieser Klüfte belegen deren oberjurassische Entstehung im Zusammenhang mit der tektonisch bedingten Heraushebung des Otakalks:

(1) Die Klüfte klaffen bis zu einer Breite von zwei Metern. Bei ihrer Genese war also kein festes Widerlager vorhanden. Dies fügt sich gut in das Bild einer isolierten Heraushebung des Otablocks am Ende des Kimmeridgium.

(2) Im Alenquer Bruch sind zahlreiche parallele Klüfte vorhanden, welche sich bis zum Top des Otakalks, jedoch nicht in die auflagernden Tithonklastika hinein verfolgen lassen. Im oberen Teil sind sie mit den Klastika verfüllt (Abb. 100).

(3) Die Klüfte selbst sind teilweise lösungserweitert und von Speläothemen und Sedimenten der oben geschilderten Typen (insb. Echinodermenresidualkalk, Sandsteinen, Konglomeraten) sowie Eisenkrusten verfüllt. Dabei lagerten sich die Sedimente horizontal ab. Das lokale Auftreten von *Favreina*-Verfüllungen belegt, daß zumindest manche Klüfte submarin offen waren ('neptunian dykes').

Das intensive Karstrelief im Steinbruch von Alenquer (Abb. 100) richtet sich überwiegend nach diesen Klüften. Entlang der Klüfte bildeten sich bis zu 20 Meter tiefreichende Karstschlotten. Im tieferen Bereich können von den Klüften ausgehend horizontal ausgelängte Höhlenstrukturen auftreten. In Verbindung mit den Klüften bildeten sich subvertikale Höhlen im vadosen Bereich; bei Erreichen des generellen oder lokalen Grundwasserspiegels wurden subhorizontale Formen geschaffen (s.o.).

Komplexe Höhlenfüllungen: Die meisten der Otahöhlen sind durch unterschiedliche Verfüllungstypen charakterisiert. Lösungsereignisse zwischen den Verfüllungsphasen können die Interpretation des zeitlichen Ablaufs noch erschweren. Häufig geht Echinodermenresidualkalk nach oben in Sandsteine über oder wird von 'flowstones' und Eisenkrusten überlagert. Im Vale Junco Bruch treten in einer Höhle über Residualkalk mehrere Lagen von 'flowstones' und sandigem Füllsediment sowie kleine Eisenflöze auf (Abb. 103). Die Höhle

ist noch teilweise offen und weist einen mehrere Meter hohen Tropfstein als letzte Verfüllung auf. Die Höhle bildete sich in Verbindung zur westlichen Randstörung des Otakalks in diesem Bereich und wurde dem Anschein nach mehrfach reaktiviert. Der Tropfstein mag quartär, jedoch nicht rezent entstanden sein, da sich die Höhle direkt unterhalb eines Hügels am Top der heutigen Oberkante des Otakalks befindet und somit kein Einzugsgebiet für die Karstwässer vorhanden war. Abb. 103, 104 zeigen zwei Beispiele polyphaser Höhlenverfüllungen. Eine generalisierte Sukzession der Verfüllungsereignisse ist in Abb. 105 dargestellt.

2.3.3 Der zeitliche Ablauf der Relativbewegungen in der prä-, syn- und postsedimentären Geschichte der Ota-Plattform

Abb. 105 veranschaulicht die repetitiven, tektonisch bedingten Expositions- und Absenkungsphasen der Otakalkentwicklung, wie sie aus der Analyse der seismischen Profile, Black Pebble Horizonte, intra- und postformationellen Diskordanzen sowie der Karststrukturen rekonstruierbar sind.

Phase 1: Gleichmäßiges Sedimentationsniveau zur Zeit der Cabaços Schichten (Mitteloxfordium).

Phase 2: Die Anhebung des Grundgebirgsblocks (Oberes Oxfordium oder tieferes Kimmeridgium?) führt zum Entstehen der Ota-Plattform.

Phase 3: Sukzessive Hebung im Osten der Plattform führt zu Schwarzverfärbungen und, nach weiterer ruckartiger Hebung zur Ausbildung eines subaerischen Konglomeratfächers (unterer Black Pebble Horizont; Grenzbereich tieferes/höheres Kimmeridgium).

Phase 4: Bildung des tieferen Teils der Oberkimmeridgium Plattform; keine Hebung.

Phase 5: Trockenfallen des gesamten Plattformbereichs: Schwarzfärbungen, Oberflächen-Mikrokarst und Karstwaben, Erosions- und Winkel-diskordanzen. Bei darauffolgender Überflutung Schaffung des Black Pebble Haupthorizonts (Intra-Oberkimmeridgium). Diese Phase ist aus mehreren Flutungs- und Trockenfallphasen höherer Ordnung zusammengesetzt (s. Kap. 2.2.6).

Phase 6: Bildung des höheren Teils der Ota-Plattform (höheres Kimmeridgium)

Phase 7: Trockenfallen der Plattform und damit Beendigung der zonierten Plattformentwicklung (Otakalk i.e.S.). In semi-lithifiziertem Sediment Bildung von Karstwaben; Erste Anlage der Klufsysteme, erste Phase der 'Echinodermenkarst' Bildung in der Mischwasserzone (höheres Kimmeridgium p.p.). Diese Trockenfallphase war bedeutend kürzer als Phase 9.

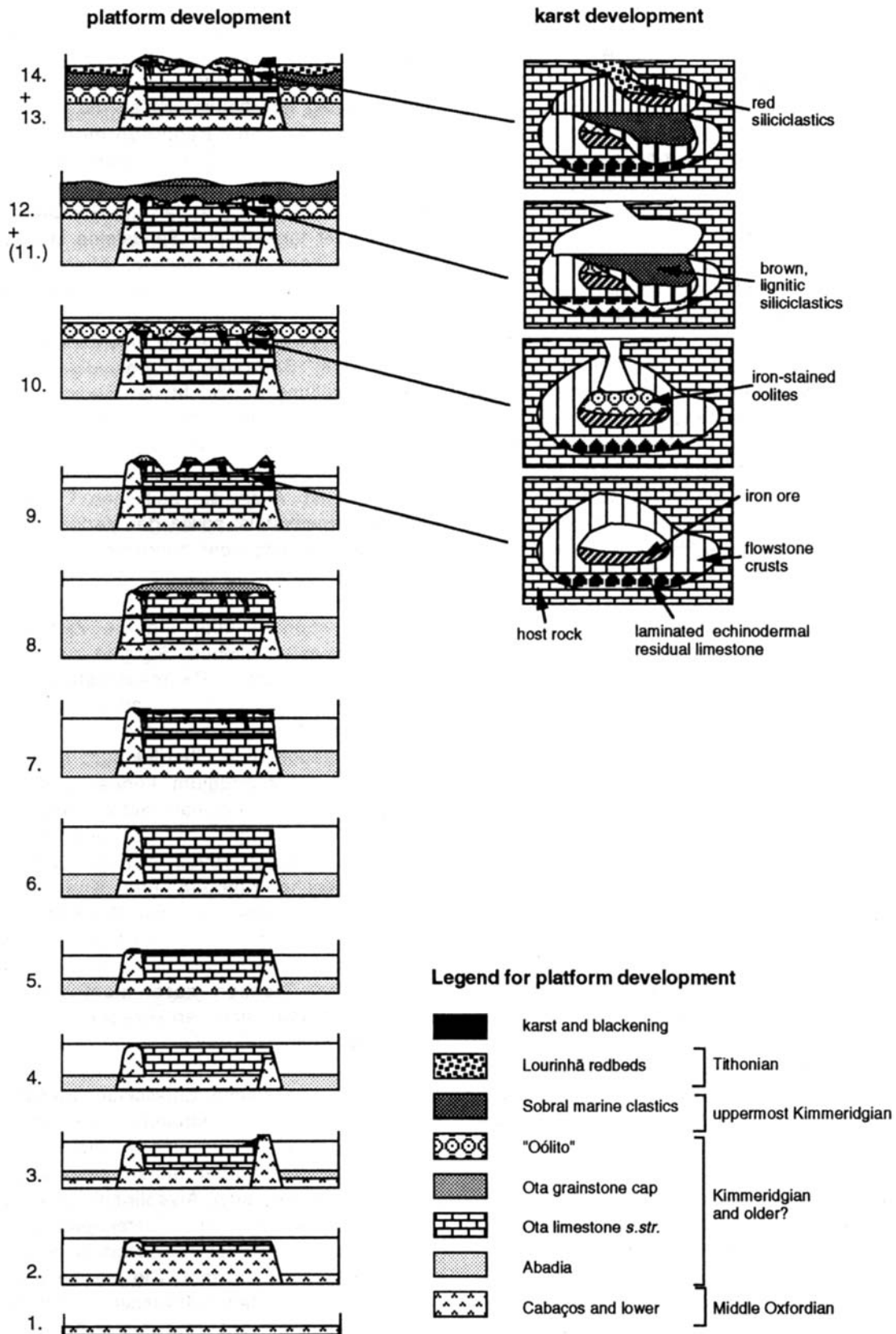


Abb. 105: Die Aufbau- und Verkarstungsphasen der Ota-Region. Nähere Erläuterung siehe Text.
 Fig. 105: Buildup and karstification phases of the Ota region. For further explanation see text.

Phase 8: Flache Überflutung, *Favreina*-Verfüllungen offener Hohlräume; Aufarbeitung des semi-lithifizierten Untergrunds; Bildung der hellen oolithischen Grainstones. Mehrere weitere Auftauchphasen mit Calichefizierung von Sedimenten (höheres Kimmeridgium p.p.)

Phase 9: Zunehmende relative Heraushebung. Hauptphase der 'Echinodermenkarst'-Entwicklung beim Durchlaufen des Mischwasserstadiums: Reaktivierung existenter und Neuanlage weiterer Höhlen; Reaktivierung der Kluftsysteme. Bei weiterer Heraushebung Übergang zu meteorischen Verhältnissen. Verkieselungen. Anlage subvertikaler Höhlen sowie bei Erreichung von Sättigungsverhältnissen Abscheidung von 'flowstone'-Krusten, u.U. im mehrfachen Wechsel mit Eisenerz. Dadurch häufig Schließung von Höhleneingängen und offenen Klüften. Weitgehender Abtrag der hellen Oolithe. Verbleibende Oolithe mit Karstwaben (höheres Kimmeridgium p.p.).

Phase 10: Flache Überflutung und Übergreifen der Amaral Formation (braune Oolithe). Infiltration von Ooiden in noch offene Höhlensysteme (höheres Kimmeridgium, evtl. eudoxus-Zone; s. LEINFELDER 1993b).

Phase 11: Trockenfallen; Reaktivierung der Klüfte; neue Lösung entlang der Klüfte sowie in den Höhlensystemen. Weitgehender Abtrag der braunen Oolithe (höchstes Kimmeridgium).

Phase 12: Flache Überflutung und Übergreifen deltatischer Sandsteine (Sobral Einheit). Infiltration in offene Höhlen (höchstes Kimmeridgium, evtl. bis basales Tithonium).

Phase 13: Starke relative Anhebung. Reaktivierung der Klüfte, erneute Anlösungen und Öffnung von Klüften und Höhlen; Bildung weiterer 'flowstones' und Eisenkrusten. Weitgehender Abtrag der braunen Oolithe. Starke Reliefbildung am Top des Otakalks. Durch starke Heraushebung über die Sedimentationsbasis wird der Otakalk zum Lieferant für Calciumkarbonatwässer (tieferes Tithonium). Entlang seiner Westgrenze kommt es zur Bildung von Süßwasserolonolithen (LEINFELDER 1985). Vergleichbare Bildungen finden sich auch rezent an Karstwasseraustritten (HARTKOPF-FRÖDER et al. 1989).

Phase 14: Durch Auffüllung der den Otakalk umrahmenden Bereiche mit terrestrischen Siliziklastika kommt es zum Übergreifen von Rotserien auf den Otakalk (höheres? Tithonium).

Die oben gegebene Phasenfolge stellt ein etwas abstrahiertes Entwicklungsschema dar. Insbesondere die in Abb. 105 generalisierte Höhlensedimentabfolge ist nie in dieser Vollständigkeit ausgebildet. Dies kann durch komplette Verfüllung von Höhlen bereits während der ersten Phasen, sowie durch Überspringen von Sedimentations-

phasen aufgrund zeitweise verschlossener Höhleneingänge bedingt sein. Gerade die 'Echinodermenkarst'-Höhlen entwickelten sich ja innerhalb semi-permeabler Sedimente und hatten häufig keine offene Verbindung zur Oberfläche. Aus diesem Grund finden sich häufig Höhlen mit wechselweisen Verfüllungen von Echinodermenresidualkalk, Speläothemen und Eisenkrusten (s.o.). Manche Echinodermenkarsthöhlen bekamen in einer späteren Phase einen Eingang, so daß auf Residualkalk direkt marine oder terrestrische Sandsteine in den Höhlen zu liegen kam. Eine weitere, öfters auftretende Kombination sind Verfüllungen aus *Favreina*-Peloiden und braunen Oolithen. Die generelle Zeitabfolge *Favreina* Füllung -> braune Oolithfüllung -> marine Sandsteinfüllung -> terrestrische Sandsteinfüllung entspricht der Sedimentabfolge in der Umrahmung des Otakalks. Speläothemkrusten und Eisenerze bildeten sich zu verschiedenen Zeiten, wie aus den erhaltenen Abfolgen klar ersichtlich ist. Allein der zeitlichen Einstufung des 'Echinodermenkarsts' sowie der Verkieselung liegen genetische Überlegungen zugrunde (s.o.).

Es ist jedoch möglich, daß Teile der Ota-Plattform nicht alle Überflutungsphasen mitmachten, sondern über längere Zeiträume sub-aerisch exponiert blieben. So sind zum Beispiel in den ausgeprägten Paläokarststrukturen des Alenquerbruchs keine Ooide und marine Sandsteine als Höhlenverfüllungen zu finden.

Die Auftauch- und Überflutungsphasen der Ota Region im Kimmeridgium können zum Teil mit eustatischen bzw. regional nachweisbaren Meeresspiegelschwankungen in Verbindung gebracht werden (LEINFELDER 1993b, s. Kap. 6.3.3, 7.5). Die oberjurassische Kippung und Kluftbildung des Otakalks zeigt dabei, daß die Ota-Plattform selbst mehrfach ruckartig angehoben wurde und daß tektonische Ereignisse oft mit sequenzstratigraphischen Grenzen zusammenfallen. Überflutungsereignisse sind entsprechend mit transgressiven Phasen korrelierbar.

Die postjurassische Entwicklungsgeschichte ist nicht vollständig rekonstruierbar. Die kaolinitische Quarzkonglomeratfüllung einer Höhle könnte Unterkreide- oder Tertiäralter haben. In direkter Nachbarschaft fanden sich Alveolinen- und Rudistenführende Kalke der höheren Unterkreide (s. Abb. 8). Die Verbreitung mariner Kreide bis in dieses Gebiet war bislang nicht bekannt. Die marine Kreide liegt direkt dem erwähnten Süßwasserolonolith, also dem basalen Tithonium auf. Das deutet darauf hin, daß die gesamte Region zumindest zur Zeit der tieferen Kreide ein Hoch- und Abtragungsgebiet war. Alttertiäre, vielleicht auch oberkretazische Sedimente dürften den Otakalk jedoch bedeckt haben (s. Kap. 1.3). Wäre der Otakalk seit der tieferen Kreide

ein unbedecktes, isoliert herausragendes Hochgebiet geblieben, wäre die Verkarstung und Abtragung viel weiter fortgeschritten. Sicherlich wären dann die spätoberrjurassischen Relikte am Top des Otakalks bereits vollständig abgetragen worden. Eine als Folge der miozänen Inversion erneute Anhebung des Otahorst führte zur heutigen Horststruktur; die Region wurde aber zumindest teilweise von jungtertiären Klastika überlagert (Monte Redondo - Entre Serras Region). Offene Höhlen finden sich insbesondere entlang des tief eingeschnittenen Rio Ota und bildeten sich möglicherweise ab dem Jungtertiär.

2.4 Chapter summary: The Ota-Platform - a modern type reef complex from the Upper Jurassic

About 160 metres of the Ota Limestone, of late early to late Kimmeridgian age, are exposed in a narrow horst structure at the eastern margin of the Arruda Subbasin, which represents the easternmost Late Jurassic subbasin of the Lusitanian Basin. Due to subhorizontal bedding together with deep exposures by natural valleys and quarries, the perfect facies zonation and aggradational structure of the platform is well visible. Two major black pebble horizons, the upper of which crosses the entire platform, enable good lithostratigraphic correlation of sedimentary profiles.

The coral reef belt, at the western margin of the buildup, contains a high-diversity coral fauna as well as abundant microbial and algal crusts. Grainstones and sparitic rudstones, attributable to reef spurs, the general high amount of reef debris, and the character of back reef sediments are diagnostic of the high-energy character of the reef belt. Internal platform belts are composed of small-scale shallowing-up sequences. Their lateral incorrelatability suggests autocyclic formation. The back reef belt exhibits grainstone cycles with cyclic vadose cementation and partial erosion, comparable with the autocyclic progradation-cementation-erosion model of STRASSER & DAVAUD (1986). The peritidal belt, adjacent to the east, shows non-persistent subtidal to inter-/supratidal cycles, including micritic sediments, partly with huge microbial oncoids, peloidal-intraclastic-oncoid grainstones, and laminoid, micritic to sparitic fenestral limestones. Formation of some of these cycles is compatible with the tidal channel migration model of SHINN et al. (1969), resulting in bifold muddy sequences. Others support a threefold peritidal progradation wedge model containing a grainstone interval in the middle part. Further east, the lagoonal belt is dominated by lime mud containing micritic intraclasts and oncoids. These sediments display intercalations or patches of

dasycladacean and foraminifera-rich deposits, oncolites and small coral bafflestone patch reefs. Isolated shallowing-up cycles occur, which are composed of a basal oncolitic lag overlain by mottled mud/wackestones, and capped by laterally non-persistent mud cracks. Additionally, the intensity of early diagenetic meteoric features increases towards the top of these sequences. They are interpreted to represent mud ridge autocycles comparable to those of modern Florida Bay.

Saccocomids, ophiuroids, and lagenid foraminifera show a partial deepening of the lagoonal belt towards the north (Monte Redondo), but these sediments may represent an earlier stage of platform development. Towards the northeast of the Ota horst, relics of a grainstone belt are preserved, probably representing the eastern margin of the platform. Further north, in the Vale Forno area, middle Oxfordian sediments (Cabaços formation) crop out in a narrow chip, a situation which similarly must have had existed already during the mid Kimmeridgian, as reworked clasts of these sediments were incorporated in a small alluvial black pebble fan at the eastern margin of the platform.

Both during, as well as posterior to, their formation, the platform underwent frequent sub-aerial exposure and partial karstification, caused by tectonic uplift and sea level falls (see Chap. 6.4). This is obvious by intraformational black pebble horizons, early karst features, and relics of younger sediments superimposing karstic unconformities. 14 phases of platform formation and decay can be recognised by these features.

The Ota Platform developed over a basement horst as can be seen in seismic sections. The aggradational architecture of the structure persisted over its entire history which spans several third-order sea-level cycles. High productivity kept the entire platform very close to sea-level but progradation nevertheless had not occurred. This must be explained by the existence of a steep, tectonically induced by-pass margin preventing reef progradation. Moreover, the by-pass zone facilitated winnowing of the reef and gravitational export of reef debris, which resulted in a reduced net accumulation of debris within the reef zone. This gave rise to the enormous development of microbial crusts, vulnerable to elevated sedimentation rates, in a high-energy, shallow-water setting. These microbial crusts anticipated the stabilising role of coralline red algae in Cenozoic and modern high-energy reefs and hence caused a 'modern-type' character of the coral-'algal'-debris Ota Reef unknown from most other Upper Jurassic reefs.

Deposition of the pure Ota limestones was coeval with the fine siliciclastic Abadia formation

and the coarse Castanheira arkosic deposits directly to the west and south. (see Chap. 6.4).

Several studies in english language include aspects of the Ota Platform. Age discussion and a general overview of the facies development is given by LEINFELDER et al. (1988), Ota black pebbles are described by LEINFELDER (1987b), the reef zone is characterised by LEINFELDER (1992) and parts of the microbial crusts analysed by LEINFELDER et al. (1993b) are from the Ota Reef. The structural setting of the Ota Platform is discussed in LEINFELDER & WILSON (1989).

3 WEITERE KORALLENRIFFE UND PLATTFORMEN IM OSTTEIL DES LUSITANISCHEN BECKENS

3.1 Die Montejunto-Plattform - ein Ota-Analogon?

Der Bereich des Montejunto-Bergrückens ist eine der klassischen Ammonitenlokalitäten Portugals (zur Lage s. Abb. 5,6). Seit längerem bekannt ist auch der Übergang der oberoxfordischen Ammonitenfazies in die südlich anschließende Flachwasserfazies (s. RUGET-PERROT 1961). Die Flachwasserfazies weist Ähnlichkeiten zum Faziespektrum des Otakalks auf, weshalb CHAUMEAU (1962) auch ein Oberoxfordalter des Otakalks am Monte Redondo, also in Richtung zum Montejunto Rücken nicht ausschließen mochte (s. Kap. 2.1.1). GUERY (1984) kombinierte in der umgekehrten Richtung. Da nach Meinung des Autors in Anlehnung an unveröffentlichte Berichte von CHOFFAT (s. Kap. 2.1.1) ein Kimmeridgealter für den Otakalk offenkundig war, nahm er wegen der faziellen Ähnlichkeiten zwischen den Ota- und Montejuntoflachwasserkalken an, letztere repräsentierten neben dem Oberoxfordium auch das Kimmeridgium. Beide Regionen wären demnach Teil einer zusammenhängenden großen Plattform (GUERY 1984, GUERY et al. 1986).

Vor einigen Jahren wurde die Struktur und die generelle Faziesentwicklung des Montejunto-bereichs durch englische Kollegen untersucht. Dazu kamen zusätzliche eigene Beobachtungen. Die bisherigen Teilergebnisse sind in ELLIS et al. (1990) publiziert. Im nachfolgenden wird ein kurzer Abriss über die Entwicklung des Montejunto-bereichs gegeben, in welchem insbesondere neue Ergebnisse zu Fazies und Organismenführung einfließen. Die neuen Daten bedingen auch eine Modifikation des bisherigen Modells.

3.1.1 Die geologische Struktur des Montejunto-bereichs

Die Flachwasserkarbonate der Montejunto Schichten werden im Osten durch eine NNE-SSW verlaufende Störung begrenzt (s. Abb. 107). Im Westen grenzt der Bereich an die NW-SE verlaufende Pragança Störung, welche nordwärts in eine Flexur übergeht. Durch den Übergang in die Antiklinalstruktur des Montejunto ist der Südrand der Flachwasserkarbonate deformiert. Im Nordteil verschwinden die Karbonate unter spätoberjurassischen und unterkretazischen Rotklastika. Die Montejuntostruktur liegt auf einem wichtigen Strukturliniensystem des Lusitanischen Beckens (s. Abb. 5). Von Süd nach Nord setzt sich das Störungssystem aus der N-S streichenden Runa-Störung und der NE-SW verlaufenden Montejunto-antiklinale zusammen. Beide zusammen begrenzen das Arruda Subbecken nach Westen. Die Störungszone läßt sich weiter nach Norden in den Bereich der Serra dos Candieiros verfolgen (s. Abb. 5). Diese - mit Unterbrechung - bis über 100 km verfolgbare tektonische Linie entspricht einer alten Grundgebirgsstruktur, welche in der eingangs geschilderten zweiten Beckenriffphase (s. Kap. 1.3) reaktiviert wurde und entlang derer Salzkissen aufdrangen (Runa, Montejunto sowie Porto de Mós in der Serra dos Candieiros).

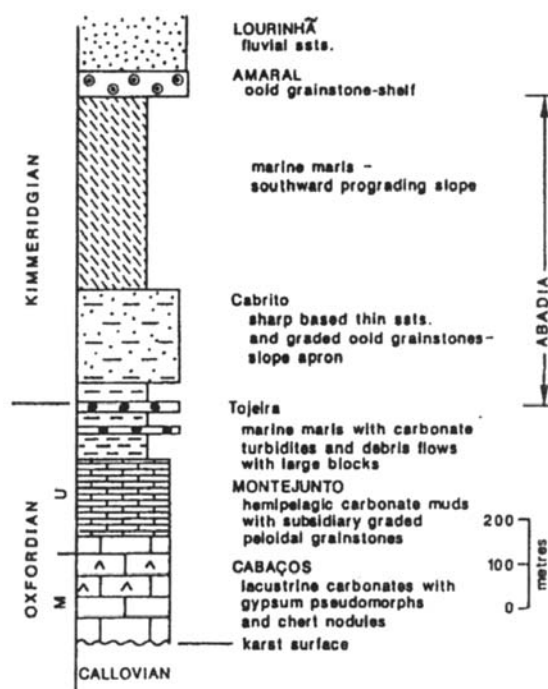


Abb. 106: Schematisches Profil der Oberjura Abfolge südlich des Montejunto (aus LEINFELDER & WILSON 1989, leicht verändert)

Fig. 106: Summary section of the Upper Jurassic succession to the south of the Montejunto (from LEINFELDER & WILSON 1989, slightly modified).

3.1.2 Das Alter der Montejunto-Flachwasserkalke

Die Montejunto Karbonate werden von den lakustrisch bis marinen Cabaços Schichten unterlagert, welche mit Hilfe der diagnostischen Dasycladacee *Heteroporella lusitanica* sowie lokal mit Ammonitenfunden ins mittlere Oxfordium einzustufen sind (RIBEIRO et al. 1979, RAMALHO 1981).

Während die Tiefwasserfazies der Montejunto Schichten aufgrund der Ammonitenfunde eindeutig in die bifurcatus und planula Zonen des Oberoxfordium einzugliedern ist (MOUTERDE et al. 1971), bestanden bezüglich der Zeiteinstufung der Montejunto-Flachwasserfazies die oben geschilderten unterschiedlichen Auffassungen. Aus den Flachwasserkalken sind nach Wissen des Autors keinerlei Ammonitenfunde bekannt. Eine direkte laterale Verzahnung mit den Karbonaten der Tiefwasserfazies ist jedoch durch die Einschüttung allochthoner Flachwasserpartikel in die tiefere Fazies offensichtlich (s.u.).

Das siliziklastische Tojeira Formationsglied der basalen Abadia Formation überlagert die Ammonitenkalke, jedoch nicht die Flachwasserfazies. In dieser tonig-mergeligen Einheit wurden Ammoniten des obersten Oberoxfordium gefunden (ATROPS & MARQUES 1986, 1988a). Die Schichten enthalten allochthone Kalkblöcke in Flachwasserfazies (Abb. 106), welche zum Teil intensive Verkarstungsstrukturen zeigen. Dementsprechend lag der Plattformrand des Flachwasserbereichs zur Zeit der Ablagerung der Tojeira Schichten trocken. Das Auftreten allochthoner Ooid Grainstones im überlagernden Cabrito Formationsglied (Abadia Formation) könnte als Hinweis für das Fortbestehen der Flachwassersedimentation ins Kimmeridgium hinein angesehen werden. Diese Sedimente treten jedoch weit von der Montejuntostruktur entfernt auf und gehören einem anderen Ablagerungssystem an (s. Kap. 3.3).

Nach GUERY (1984) treten westlich der Pragança Störung auch im höheren Teil der Abadia Schichten allochthone Kalkblöcke auf, welche von der Montejunto Plattform zu beziehen sind. Nach eigenen Beobachtungen muß jedoch eher angenommen werden, daß der Verstoß subrezent stattgefunden hat und die Blöcke dementsprechend nur auf Abadia Schichten zu ruhen kamen. Da die Blöcke wiederum verkarstet sind, könnten sie auch im Fall ihres primären Vorkommens in den höheren Abadia Schichten nur vom bereits subaerisch exponierten Rand der Plattform stammen und beweisen keinesfalls eine eventuelle Zeitgleichheit der karbonatischen Plattformsedimentation und der Ablagerung der siliziklastischen Abadia Schichten.

In inneren Plattformbereichen ging die Sedimentation jedoch möglicherweise bis ins frühe Kimmeridgium weiter, wenn auch mit häufigen Unter-

brechungen (s. u.). Hinweise, jedoch keine Beweise ergeben sich durch das Vorkommen des Rudisten-vorläufers *Epidiceras* im höchsten Teil der inneren Plattformverfüllung. Diese Form ist bislang frühestens aus dem Unterkimmeridgium bekannt (P. SKELTON, Milton Keynes, mündl. Mitt.). Allerdings ergab die intensive, zuerst unabhängig voneinander durchgeführte Untersuchung der Plattform-sedimente durch die englischen Kollegen einerseits sowie durch den Verfasser und betreute Studenten andererseits keinerlei Hinweise auf eventuelles Vorhandensein von mittlerem bis höheren Kimmeridgium: Trotz geeigneter Faziestypen wurden im Unterschied zum Otakalk keine diagnostischen Organismen, wie die Dasycladaceen *Clypeina jurassica* und *Campbelliella striata* entdeckt (cf. SCHERER 1991). Insbesondere *C. striata* wäre bereits mit bloßem Auge gut erkennbar.

Als die spätoberjurassischen und unterkretazischen Rotklastika auf den Flachwasserkalken zur Ablagerung kamen, waren diese bereits intensiv verkarstet. Es gibt jedoch keinerlei Kriterien, um die Verkarstung zeitlich an die Grenze Kimmeridgium/Tithonium einzuordnen, wie dies von GUERY (1984) postuliert wurde.

Somit wurden die Flachwasserkalke der Montejunto Schichten mit sehr großer Wahrscheinlichkeit überwiegend während des Oberen Oxfordium abgelagert. Der Plattformrand fiel etwa an der Grenze Oxfordium/Kimmeridgium trocken, wohingegen in inneren Plattformbereichen die Sedimentation mit häufigen Unterbrechungen noch etwas länger anhielt, jedoch noch während des unteren Kimmeridgium endgültig zum Erliegen kam. Die Montejunto-Plattform bildete sich damit zwar ähnlich wie die Ota-Plattform auf einer Intra-becken-Hochzone, jedoch im Unterschied zu letzterer zu einer Zeit, in der auch die Umrahmung der Plattform noch karbonatdominiert war. Um Unterschiede und Gemeinsamkeiten dieser beiden in unterschiedlichen Ablagerungsregimes wachsenden Karbonatplattformen aufzuzeigen, wurde die Montejunto-Plattform mit in die Analyse der Fallbeispiele aufgenommen.

3.1.3 Faziestypen und Fazieszonierung

Die Montejunto-Plattform ist wie auch der Otakalk faziell stark differenziert und kann in Fazieszonen untergliedert werden (Abb. 107). Allerdings fallen die Übergänge zwischen den Fazieszonen im Unterschied zur Ota zum Teil mit Störungen zusammen. Mit Ausnahme der Brüche bei Rochaforte sind keine künstlichen Aufschlüsse vorhanden; gute natürliche Aufschlußverhältnisse in Verbindung mit der beachtlichen Geländemorphologie erlauben dennoch einen hinreichenden Einblick in die Geometrie der Faziesverteilung. Das Fehlen längerer Profile sowie die im Vergleich zum

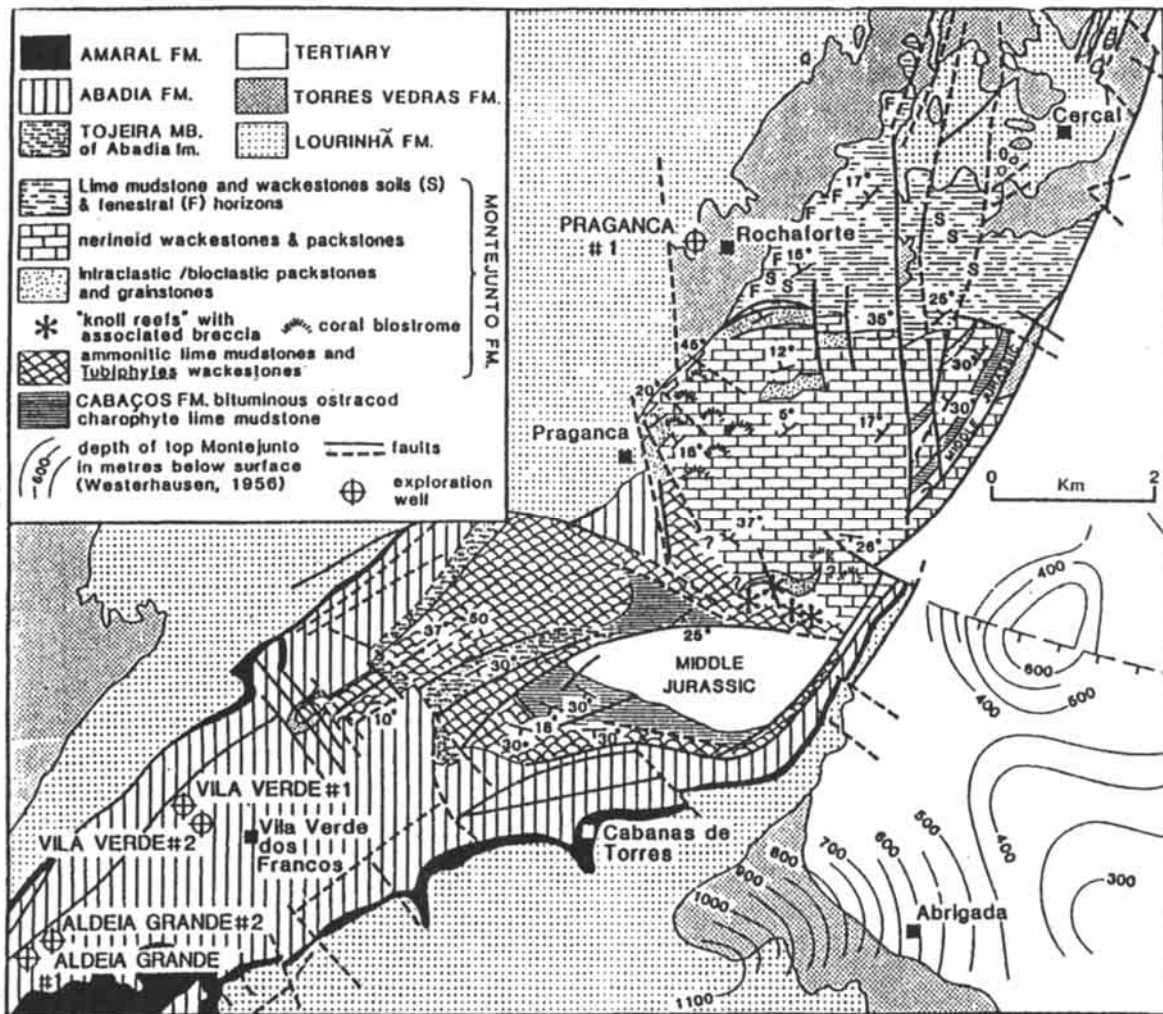


Abb. 107: Fazieskarte der Montejunto Region (nach ELLIS et al. 1990, verändert)
 Fig. 107: Facies map of the Montejunto region (modified from ELLIS et al. 1990)

Otakalk stärkere tektonische Zerstückelung des Montejunktokalks in Verbindung mit größeren Versatzbeträgen (z.B. auf Gezeitenkarbonate aufgeschobene Grainstones im Rochafortebruch) erschweren jedoch die Interpretation.

Beckenfazies: Im Westen und Südwesten der Serra de Montejunto treten ca. 200 m mächtige, dünn- bis mittelbankige, ammonitenführende mikritische Kalke auf (cf. RUGET-PERROT 1961). Eingeschaltet in diese Kalk-Mudstones finden sich turbiditische Packstones und Wackestones, dünne Horizonte mit Rutschungsgefügen, sowie Spurenfossilien (u.a. *Zoophycos*). Im südwestlichen Verbreitungsbereich treten im höheren Teil dünne Lagen allochthoner, oolithischer und intra-klastischer Pack- und Grainstones auf (Abb. 110).

Gelegentlich finden sich Lagen mit Kieselschwamm-spiculæ und dünnchaligen Bivalven-'Filamenten'.

In der überlagernden, überwiegend aus Ton-schiefern und Mergeln aufgebauten Tojeira Einheit kommen Kalkbrekzien sowie im höheren Teil bis zu mehrere Kubikmeter große allochthone, oftmals paläoverkarstete Kalkblöcke vor.

Höhere Hangfazies: Nach Norden gehen die ammonitenführenden Beckenkarbonate in eine 300-400 m mächtige, ebenfalls gut gebankte Abfolge aus bioklastischen Wackestones, häufig mit *Tubiphytes* Fragmenten über. Ihr Auftreten zwischen Becken-fazies und weiter nördlich folgender Flach-wasserfazies erlaubt, sie als Hangablagerungen einzustufen. Koralligene, mikrit- und mikrobenkrustenreiche *Tubiphytes* Bind/Floatstones und

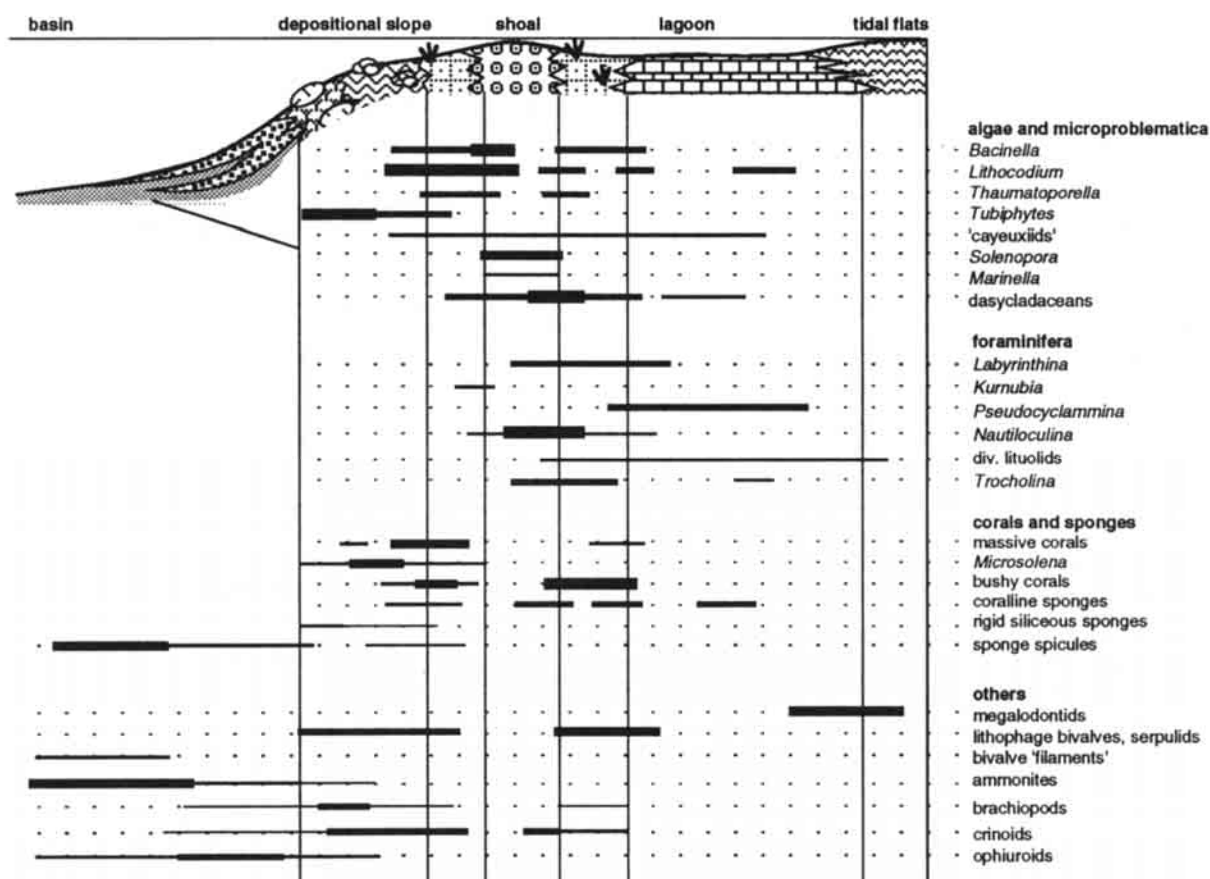


Abb. 108: Verteilung ausgewählter Organismen der Montejunto-Plattform (überwiegend nach SCHERER 1991). Der Plattformschnitt ist vereinfacht dargestellt (vgl. Abb. 116).

Fig. 108: Distribution of selected organisms from the Montejunto-Platform (after SCHERER 1991, modified). Section across platform is simplified (cf. Fig. 116).

Packstones kommen mehrfach in metergroßen Linsen vor. Die Korallen werden durch thamnasterioiden Typen, insb. *Microsolena* sowie durch die phaceloide *Calamophylliopsis* dominiert. Coralline Schwämme (*Neuropora*, *Thalamopora*, *Corynella*; diverse Stromatoporen und Chaetetiden), selten auch lychniskide Kieselschwämme kommen ebenfalls vor. Feinästige Korallen sind häufig von Stromatoporen umwachsen. Die begleitenden mikrobiellen Strukturen bestehen aus dichten bis peloidalen Krusten, an deren Aufbau *Tubiphytes*, seltener auch *Bacinella*, *Lithocodium* und *Thaumtoporella* beteiligt sind. Die Krustenbereiche nehmen lokal große Bereiche ein, *Tubiphytes* allein kann mit bis zu 40% am Gesteinsaufbau beteiligt sein (Abb. 108; cf. SCHERER 1991). Die Riffstrukturen sind als

unter der normalen Schönwetterwellenbasis entstandene Knollenriffe zu interpretieren. Riffe mit *Tubiphytes*-dominierten Krusten sind von solchen mit *Bacinella/Lithocodium*-dominierten Krusten unterscheidbar. Erstere finden sich etwas häufiger und repräsentieren bathymetrisch tiefere Bereiche als letztere (LEINFELDER et al. 1993b). Die Knollenriffe weisen teils unscharfe Begrenzungen auf. Sie werden von onkoidführenden, bioklastischen Wacke/Packstones, welche teilweise reich an Kieselschwammnadeln sind, sowie von feinen pel-sparitischen Sedimenten umgeben. Mikrobielle Krusten erscheinen in diesen umrahmenden Sedimenten ebenfalls, jedoch untergeordnet. Bioklastisch-intraklastische Grainstones sowie brekziöse Lagen kommen als Einschaltungen vor und

Abb./Figs. 109-114: Faziesbeispiele und Black Pebbles aus der Montejunto-Plattform (Die Black Pebble Fazies stammt aus dem Rochaforte Bruch, s. Abb. 107) / Facies examples and black pebbles from the Montejunto-Platform (Black Pebble facies is from Rochaforte quarry).

Abb. 109: Intraklast Bioklast Grainstone des Plattformrand-Barren, mit großer, grob agglutinierter Lituolide (Pfeil). Rechts darüber *Labyrinthina mirabilis*. Balkenlänge 1 mm.

Fig. 109: Intraclast bioclast grainstone from platform margin shoal. Arrow: coarse agglutinating lituolid foraminifer, above *Labyrinthina mirabilis*. Length of bar is 1 mm.

Abb. 110: Resedimentierter, allochthoner Intraklast Echinodermen Grainstone innerhalb den Beckenkarbonaten der Montejunto Schichten. Balkenlänge 1 mm.

Fig. 110: Resedimented, allochthonous intraclast echinodermal grainstone within basinal limestones of Montejunto beds. Length of bar is 1 mm.

Abb. 111: In-situ Erhaltung eines durch organische Substanzen sekundär schwarz verfärbten, später wieder angelösten Horizonts. Hammerlänge 28 cm.

Fig. 111: In-situ preservation of horizon which was secondarily blackened by organic matter and subsequently leached. Length of hammer is 28 cm.

Abb. 112: 22 Zentimeter großer, sehr bituminöser Black Pebble (starker Geruch).

Fig. 112: Large black pebble measuring 22 cm. Pebble had strong bituminous smell.

Abb. 113: Pedogener Black Pebble Horizont, überlagert von dünner Calichekruste. Darüber randmariner Kalk mit kleinen Black Pebbles, abgeschlossen von Erosionsrelief und dicker Calichekruste. Sichtbarer Zollstockteil 14 cm.

Fig. 113: Pedogenic black pebble horizon, overlain by thin calcrete crust, marginal marine limestone with small black pebbles, and thick calcrete crust. Note erosional relief below upper calcrete. Visible part of yard stick is 14 cm.

Abb. 114: Pedogene Brekzie auf Karstrelief. Komponenten werden durch Black Pebbles und Calicheklasten gestellt. Die Matrix ist ebenfalls schwarz gefärbt. Die Brekziierung war möglicherweise sturmbedingt aufgrund Zerreißen eines Bodenprofils durch die Wurzeln umfallender Bäume. Zollstocklänge 22 cm.

Fig. 114: Pedogenic black pebble - calcrete breccia with blackened matrix. Brecciation was possibly created by uprooting during storm. Length of yard stick is 22 cm.

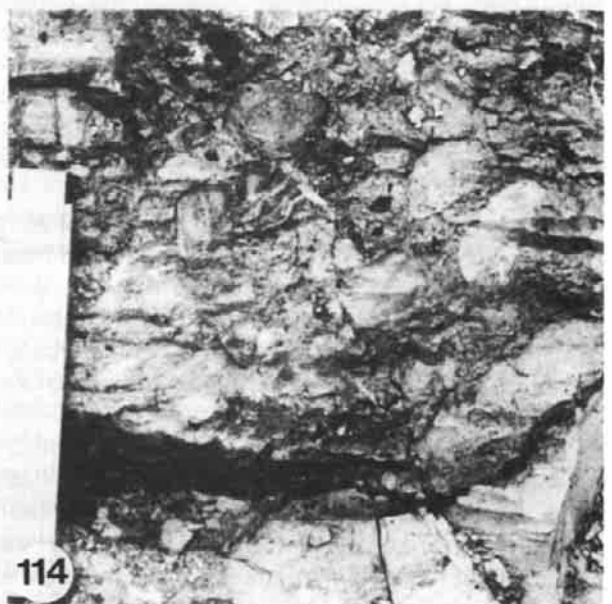
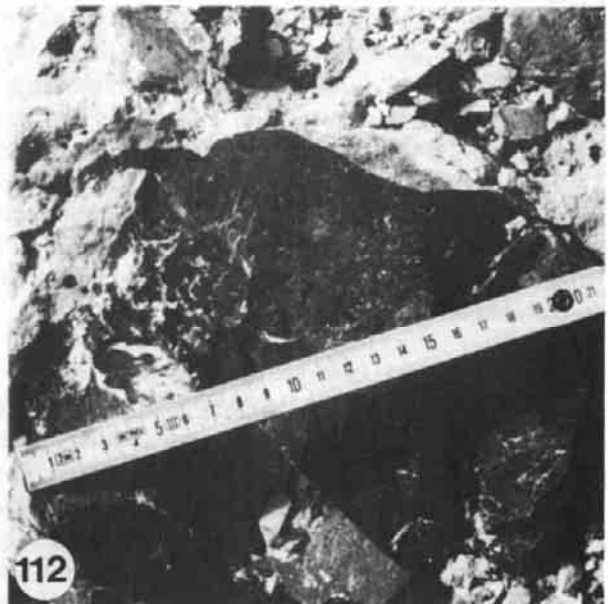
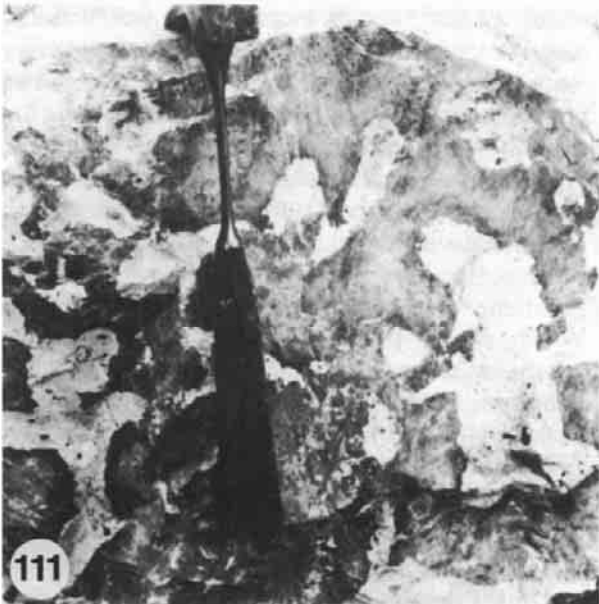
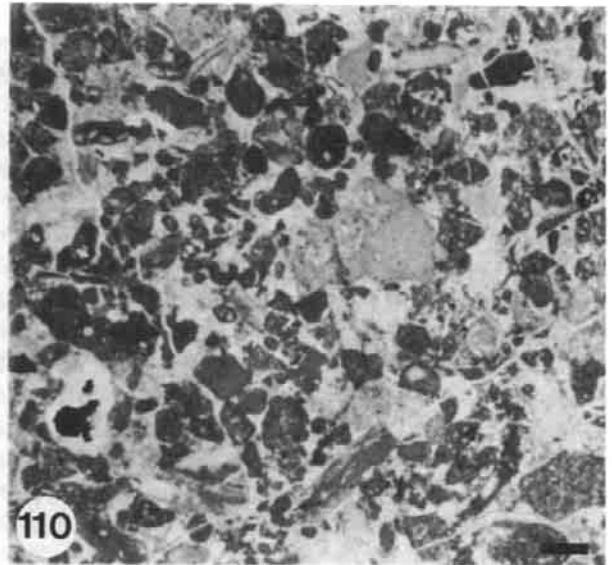
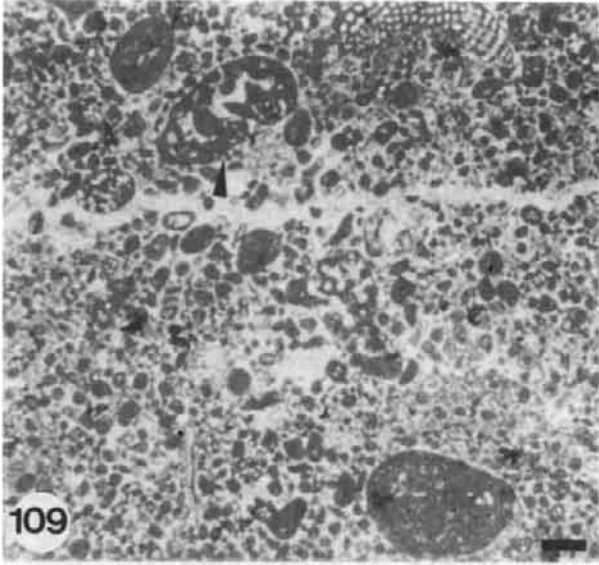
stellen Sturmereignisse sowie allochthone, gravitative Schüttungen aus höheren Plattformbereichen dar.

Übergangsfazies: Im höchsten, anscheinend extrem flach geneigten Hangbereich (s.u.) finden sich nerineen- und bivalvenreiche peloidale Onkoid-Bioklast Wackestones und Packstones, in die oolithisch-intraklastische Lagen zwischengeschaltet sind. Cortoide, Dasycladaceen, Milioliden, Lituoliden sowie die benthische Molluskenfauna (Nerineen, megalodontide Bivalven, *Trichites*) weisen auf sehr flache Bereiche hin. Durchgehende Abfolgen von gut sortierten, oolithischen, intraklastischen und bioklastischen Grainstones und Packstones finden sich in einem schmalen Streifen am Übergang zwischen dieser Fazies und dem inneren Plattformbereich. Position und Sedimenttyp weisen auf autochthone Kalksandbarren. Innerhalb dieser Barrenzone nimmt nach Norden der Fossilinhalt zu. Häufig finden sich Fragmente des corallinen Schwamms *Neuropora lusitanica*, die Rotalge *Solenopora*, die Foraminiferen *Labyrinthina mirabilis*, *Nautiloculina oolithica* sowie Milioliden (Abb. 108, 109). Die fossilreichen Abschnitte stellen Kalksandbarren- und 'spillover'-Bereiche dar, die zumindest zeitweise durch Mikrobefilme

oder andere Floren stabilisiert waren und sich in etlichen Fällen zu koralligen Fleckenriffen entwickelten. Im Unterschied zu den distaleren Knollenriffen treten hier microsolenide Korallen zurück. Es finden sich überwiegend ästige Korallen, Stromatoporen (*Cladocoropsis mirabilis*, *Dehornella*, *Neuropora*) sowie z.T. Chaetetiden. Die Stromatopore *Cladocoropsis mirabilis* stellt ein besonders häufiges und charakteristisches Element dar. Die mikrobiellen Krusten der Fleckenriffe weisen nur eine geringere Beteiligung an *Tubiphytes* auf; *Bacinella* und *Lithocodium* sind hier dominant. Dasycladaceenreste können häufig werden.

Innere Plattformfazies: Die Mächtigkeit der in der nördlichen Serra de Montejunto verbreiteten inneren Plattformbereiche ist wegen des Fehlens durchgehender Profile schwer zu bestimmen. Sie dürfte etwa 150 bis 250 Meter betragen. Die mehr oder weniger gut gebankten, mikritischen Sedimente (Mudstones und Wackestones) sind nur teilweise reich an Fossilien. Dabei dominieren die Nerineen (v.a. *Ptygmatis*, daneben *Nerinea* u.a.). Nerineenhorizonte können auch Diceraten führen.

Nach Norden werden die Sedimente zunehmend fossilärmer. Kalk-Mudstones und Wackestones



führen häufig angebohrte, imprägierte, mikritische Intraklasten sowie kleine Onkoide. Sie sind dem entsprechenden Typ des Otakalks vergleichbar. Dasycladaceenreste (bestimmbar: *Salpingoporella*) und insbesondere lituolide Foraminiferen sind bereichsweise in großen Häufigkeiten vorhanden (Abb. 108).

Weiter nach Norden und insbesondere zum Hangenden hin gehen diese Sedimente in Gezeitenabfolgen über. Die Peritidalsedimente bestehen aus Kalk-Mudstones, Wackestones und laminierten Fensterkalken (Loferiten). Die Kalkmudstones und Wackestones führen imprägnierte mikritische Rindenintraklasten, kleine Onkoide sowie untergeordnet Bivalven- und Gastropodenklasten und lituolide Foraminiferen. Lagenweise treten megalodontide Muscheln (cf. *Pachyrismella*) in Lebendstellung auf.

Sparitverheilte irreguläre Risse und Fenster sind wie bei den entsprechenden Faziestypen des Otakalks häufig. Die laminierten Fensterkalken entsprechen im wesentlichen dem niederenergetischen, schlammreichen Typ LF-A. Onkoide kommen vor, treten jedoch nicht zu geschlossenen Gefügen zusammen. Bereichsweise erscheinen mikrobielle Laminite. Sie sind vergleichbar mit Laminiten, welche durch FÜRSICH & SCHMIDT-KITTLER (1980) aus dem Tithonium des Cabo Espichel beschrieben wurden.

Die Montejunto Black Pebbles - Ein Beitrag zur Black Pebble Genese : Ein besonderes Merkmal der inneren Plattformfazies ist das Vorkommen von Trockenrissen, Calichekrusten und Black-Pebble Lagen. Besonders häufig sind sie im tiefsten Teil des unteren Rochaforte-Bruchs. Dieser Teil der Abfolge wird von einer Vielzahl erosiver Horizonte durchzogen, die durch Bodenbildungen und Konglomerate mit bis zu 20 cm großen Black Pebbles überlagert werden (Abb. 111-115). Laminierte Calichekrusten sind teils durchgängig erhalten, teils aufgearbeitet. Der gesamte Profilabschnitt weist darüberhinaus auf Klüften Bitumenimprägnationen auf.

Die Sedimente unterhalb der erosiven Horizonte zeigen keine gerichteten Verflachungstendenzen (etwa Zunahme der Birdseyes nach oben). Black Pebble Lagen können oberhalb von mikrobiellen Laminiten und laminierten Fensterkalken auftreten, finden sich jedoch weit häufiger innerhalb von Wackestones.

Die Black Pebble Fazies des Rochaforte Bruchs weist eine herausragende Besonderheit auf. Im Jahr 1986 lag im Bruchtieftesten ein vollständig schwarz verfärbter Horizont mit einer Mächtigkeit von einem Meter und einer aufgeschlossenen lateralen Erstreckung von drei Metern frei. Er zeigte tiefe,

scharf begrenzte Lösungstaschen, die mit jüngerem, unverfärbtem Sediment verfüllt waren (Abb. 111). Lateral und nach oben erfuhr der Horizont eine zunehmende in-situ Brekziierung, woraus sich z.T. ein Black Pebble Konglomerat, bestehend aus eckigen, unsortierten, bis 20 cm großen, häufig stark nach Bitumen riechenden Komponenten entwickelte. Eine 15 cm mächtige Calichekruste überlagerte die Struktur. Dieser Teil des Horizonts ist zwischenzeitlich durch den Steinbruchbetrieb verschwunden.

Nach dem 'klassischen' Modell der Black Pebble Genese werden verfestigte und unverfestigte Karbonate im Sumpf- und Bodenbereich durch ins Sediment migrierende organische Lösungen imprägniert und dadurch gleichzeitig selektiv verfestigt (vgl. WARD et al. 1970, BARTHEL 1974, STRASSER & DAVAUD 1983, LEINFELDER 1987b; s. Kap. 2.2.6). Durch SHINN & LIDZT (1988) wurde Kritik an diesen Vorstellungen geäußert. Diese stützte sich insbesondere auf das allgemeine Fehlen von erhaltenen schwarzverfärbten Gesteinslagen. SHINN & LIDZT nehmen insbesondere Schwärzungen im Zusammenhang mit fossilen Waldbränden an. VERA & JIMÉNEZ DE CISNEROS (1993) betonen ebenfalls die Bedeutung von Waldbränden für die meisten Black Pebble Bildungen. Der Grund für die fehlende Erhaltung von schwarzverfärbten Horizonten liegt jedoch an der primär fleckenhaften Verteilung der Imprägnationen und einer damit einhergehenden primären Rhizobrekziierung (vgl. FRANCIS 1986, LEINFELDER 1987b). Das Rochaforte Vorkommen beweist aber erstmals, daß auch ganze schwarzverfärbte Horizonte tatsächlich vorhanden waren und überliefert sein können.

Drei Erhaltungsarten der im Zuge sumpfiger Bodenbildung schwarz verfärbten Sedimente werden im Rochaforte Bruch angetroffen (Abb. 111-115).

(a) Bereichsweise in-situ Erhaltung eines schwarzverfärbten Horizonts. Diese werden nach oben zunehmend durch Wurzeln brekziiert. Die Bank wurde in einem späteren Stadium der Bodenbildung wieder angelöst. Der Bodenhorizont wird durch eine durchgehende Calichekruste abgeschlossen.

(b) Black-Pebble Brekzien entstanden durch vollständige Rhizobrekziierung bzw. Verwitterung dünner schwarzverfärbter Horizonte. Transport der Komponenten kann untergeordnet vorhanden gewesen sein. Die Matrix war wiederum Schwärzungsprozessen unterworfen. Die Entwicklung wird erneut durch eine durchgängige Calichekruste abgeschlossen.

(c) Konglomerate, welche sowohl Black Pebbles als auch aufgearbeitete Calicheklasten führen, kennzeichnen eine zweite Klastbildungsphase, die

sich an die unter (b) geschilderten Prozesse anschließt (erneute Rhizobrekzierung, Verwitterung, Bodenfließen oder sturmbedingt). Der Abschluß der Entwicklung erfolgt wiederum durch eine durchgängige Calichekruste.

Die Matrix aller Brekzientypen sowie die Verfüllung der Lösungstaschen des schwarzen Horizonts weisen die für Bodenbildungen diagnostischen Strukturen, wie Alveolarstrukturen, vadosen Silt oder verhärtete Wurzeltaschen auf. Vergleichbare Strukturen wurden von WRIGHT & WILSON (1987) aus der Matrix von mitteloxfordischen Kalkkonglomeraten der Serra da Arrábida beschrieben.

SHINN & LIDZT (1988) bezweifeln das Vorhandensein wandernder organischer Lösungen und sehen Waldbrände als Ursache für die Black Pebble Bildung. Auch VERA & JIMENÉZ DE CISNEROS (1993) betonen die wichtige Rolle von Waldbränden für schlagartige Schwärzungen. Schwarzfärbung von Karbonaten,

verbunden mit hitzebedingter gleichzeitiger Brekzierung durch Waldbrände ist sicherlich zumindest randlich möglich. Hinweise darauf finden sich bereits bei BARTHEL (1974), STRASSER & DAVAUD (1983) und LEINFELDER (1987b), wobei in den beiden letztgenannten Arbeiten auch inkohltes organisches Material neben Mikroben-/ Algenmaterial mittels DTA-Analysen wahrscheinlich gemacht werden konnte. Im Unterschied zu SHINN & LIDZT (1988) wird von diesen Autoren jedoch angenommen, daß nicht die Hitzeentwicklung, sondern das bei Waldbränden anfallende und später in Lösung übergehende organische Material für die Schwärzungen verantwortlich ist. Der Nachweis von schwarzverfärbten Internsedimenten in Karstlösungshohlräumen des Otakalks (s. Kap. 2.2.6) sowie von schwarzverfärbten in-situ Horizonten in der Montejunto Region beweisen eindeutig das Vorhandensein migrierender, schwarzer organischer Substanzen und damit die Gültigkeit des 'klassischen' Modells der Black Pebble Genese.

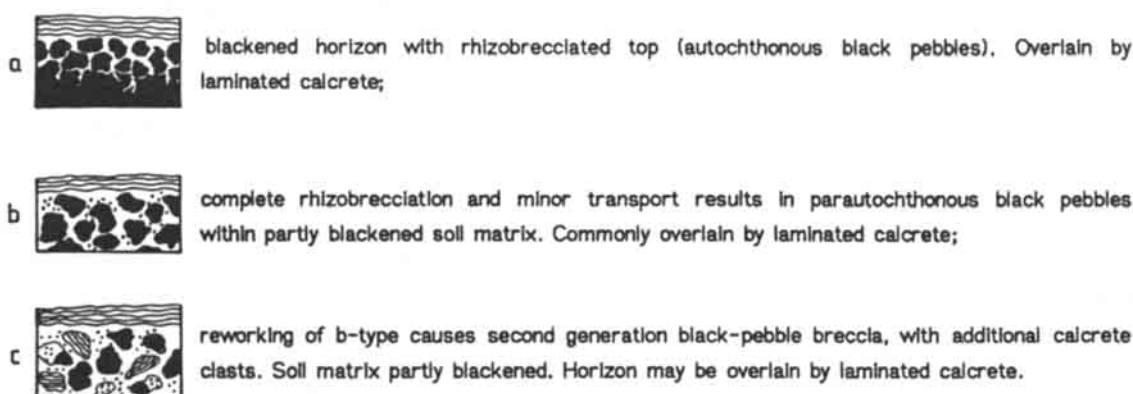


Abb. 115: Die Genese der drei Grundtypen von Black Pebble Horizonten im Rochforte Bruch (Montejunto Kalk).

Fig. 115: Origin of three types of black-pebble horizons, as seen in the Rochaforte quarry, Montejunto Limestone.

3.1.4 Das Montejunto Modell: Von Rampe zu barregesäumtem Schelf

Ganz offensichtlich besitzt der Montejuntoschelf erhebliche Ähnlichkeiten zum Otaschelf. Beide Bereiche zeigen eine ausgeprägte Fazieszonierung und weisen z.T. die gleichen Faziestypen auf. Auch die Organismenverteilung ist über große Bereiche vergleichbar (Abb. 108, vgl. Abb. 94, 95). Daneben bestehen aber auch bedeutende Unterschiede. Statt eines von einem Riffgürtel gesäumten Schelf wie im Fall des Otaschelfs (rimmed shelf sensu READ 1985) ist die Montejunto-Plattform während weiterer Abschnitte ihrer Bildung als verstellte Rampe anzusehen (Abb. 116). Im höheren Bereich der mittleren Rampe (sensu BURCHETTE & WRIGHT 1992) bildeten sich an einer strukturell bedingten Hangversteilung

isolierte, krustenreiche koralligene Knollenriffe, die im Unterschied zu den Otariffen auch Kiesel-schwämme führen (cf. LEINFELDER et al. 1993a). Im Übergangsbereich von mittlerer zu innerer Rampe (also im Bereich der Schönwetterwellenbasis) sowie im tieferen Teil der inneren Rampe kamen nerineenreiche Flachwassersedimente zur Ablagerung. Isolierte Fleckenriffe finden sich auch in der Nachbarschaft eines schmalen Karbonatsandbarrens-systems der inneren Rampe, welche die dahinter liegenden restrikt lagunären und peritidalen Plattformbereiche schützte. Wegen der wenig effektiven Abschnürung bildete sich der Gezeitengürtel im Unterschied zur Ota-Plattform nicht direkt hinter den Riffen des Hangknicks, sondern erst im innersten Plattformbereich aus.

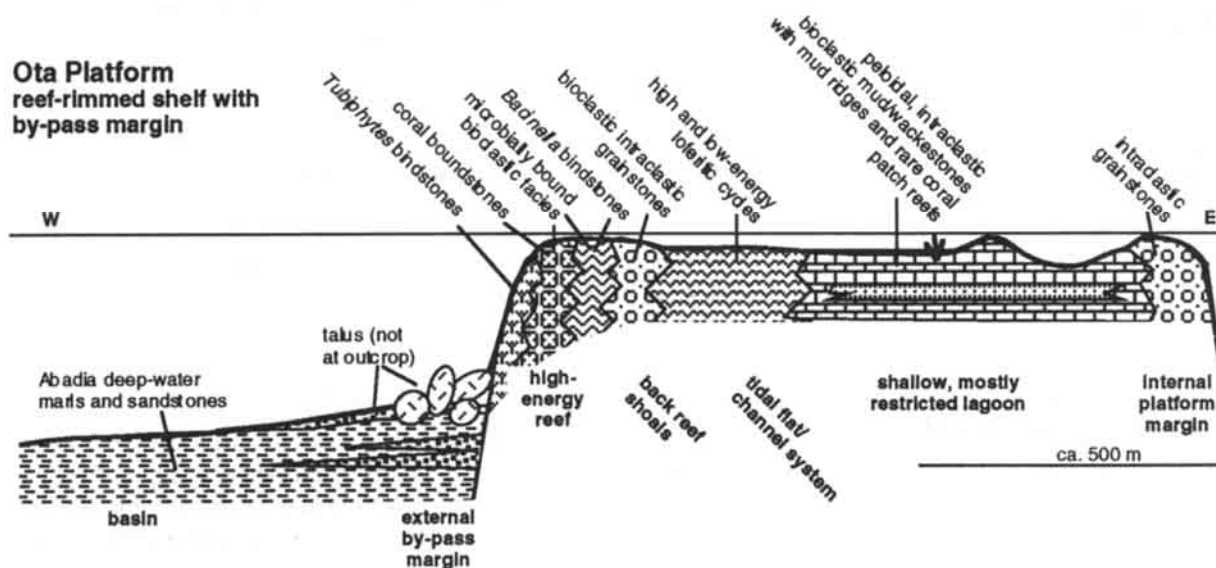
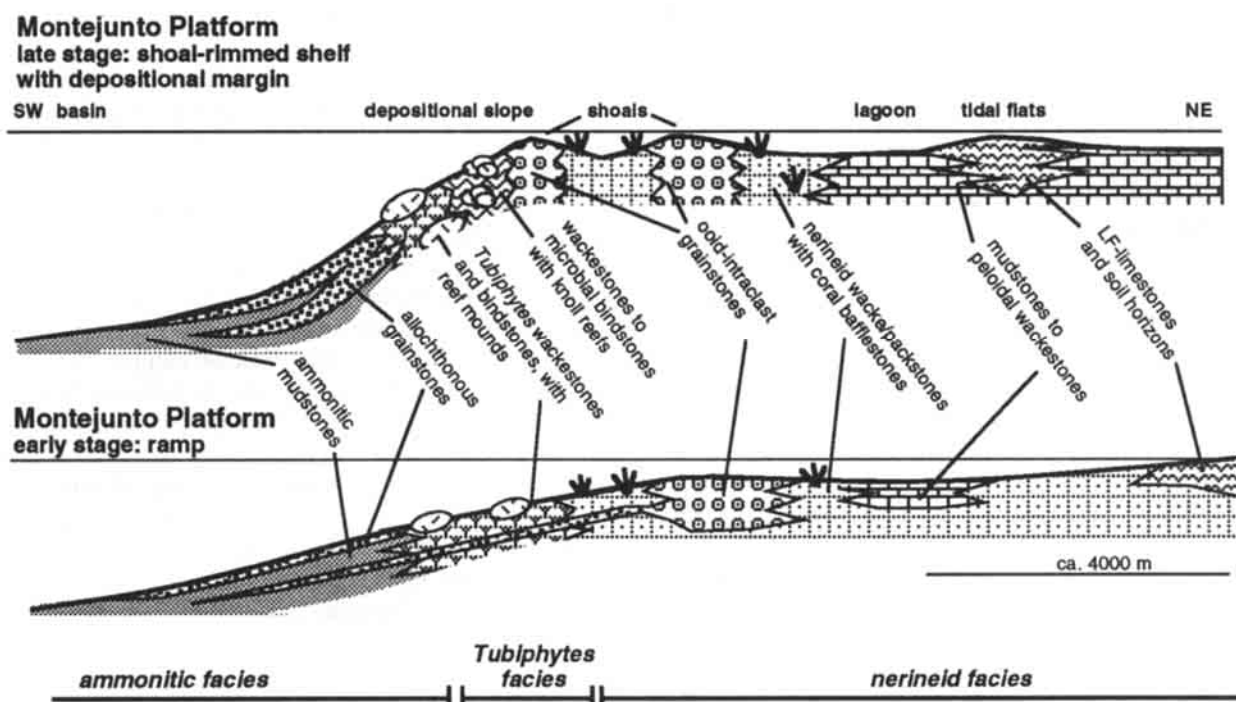


Abb. 116: Idealierte Zeitschnitte durch die Montejunto-Plattform und Vergleich mit der Ota-Plattform. Die Montejunto-Plattform repräsentierte überwiegend eine medial verstellte Rampe. Zum Ende der Entwicklung entwickelte sich wahrscheinlich ein barregesäumter Schelf. Bedingt durch das Vorhandensein eines depositionellen Hanges zeigt die Montejunto-Plattform im Unterschied zur streng aggradativen Ota-Plattform eine leichte Progradation im Hangbereich (Montejunto teilweise nach ELLIS et al. 1990 und SCHERER 1991).

Fig. 116: Idealised time-slice sections across the Montejunto-Plattform and comparison with the Ota-Plattform. The Montejunto-Plattform mostly exhibited a medially steepened ramp geometry, but probably transformed into a shoal-rimmed shelf at the end of its development. The existence of a depositional slope allowed slight progradation of the slope, which contrasts the Ota example (Montejunto partly from ELLIS et al. 1990 and SCHERER 1991).

Die postulierte Hangversteilung der Montejuntoplattform verläuft NW-SE (in der Ota etwa N-S) und entspricht damit einer der bei der tektonischen Entwicklung des Beckens wichtigen Richtungen. Der Übergang ins Becken erfolgte beim Montejuntoschelf entlang einer flexurartigen Zone, dem sich ein depositioneller Hangbereich anschloß. Dieser Übergang lag während der gesamten Entwicklung der Plattform in einer relativ stabilen Lage. Insgesamt ergab sich eine aggradative bis leicht progradierende Architektur: Die Plattformfazies progradierte im Laufe der Entwicklung nur unwesentlich über die Beckenfazies, während die Hangfazies etwas stärker über die Beckenfazies vorgriff. Dasselbe gilt für die Gezeitenfazies, welche im Laufe der Entwicklung auf Kosten der lagunären Fazies etwas nach Süden vorrückte. Diese Tendenzen, zusammen mit dem ins Hangende zunehmenden Auftreten von Barrensanden und koralligen Strukturen entlang des Plattformrands deuten auf zunehmende Akzentuierung der Hangversteilung. Offensichtlich veränderte sich die Plattform zum Schluß ihrer Entwicklung von einer versteilten Rampe (mit bathymetrisch relativ flach liegender Flexur) zu einem schwellengesäumten ('rimmed') Schelf, wobei letzterem ein sedimentärer Hang vorgelagert war. Erst im allerobersten Teil der Plattform deutet das Auftreten von Brekzien in den Tojeira Schichten auf die Ausbildung eines kleinen Escarpments. Die mit der Akzentuierung des Schelfrandes verbundene zunehmende Abschnürung der inneren Plattformteile verursachte eine beschleunigte Verfüllung der lagunären Bereiche und damit auch eine Vergrößerung des Gezeitenbereichs.

Die Montejuntoplattform war in jedem Fall größer als es ihrer heutigen Verbreitung an der Oberfläche entspricht. Die Bohrung Pragança befindet sich etwas außerhalb des aufgeschlossenen Bereichs und zeigt eine Zunahme der Mächtigkeit der Flachwasserkarbonate auf 500 m. Trotz der im Vergleich zum Otaschelf geringeren Abschnürung vom Becken ist die Intraplattformfazies des Montejuntos nicht reicher an Organismen als vergleichbare Otasedimente. Dies kann wieder, wie im Fall der Otasedimente auf thixotrope Substrate oder auf das Fehlen von Wasserströmungen und einem damit verbundenen Nahrungsmangel hinweisen. Nahrungsmangeleffekte können bei unvollständiger Abschnürung nur bei größeren Plattformen auftreten.

Die ursprüngliche Ausdehnung der Montejuntoplattform ist allerdings nicht eindeutig zu rekonstruieren. Im Südwesten ist die primäre Plattformgrenze aufgeschlossen. Tatsächlich treten weiter südlich, z.B. im Bereich Tores Vedras die Montejuntoschichten nur in der Tiefwasserfazies auf. Im Nordwesten wurden bei Bohrungen weitere zeit-

gleiche Flachwasserkarbonate angetroffen. Durch seismische Untersuchungen kann jedoch nachgewiesen werden, daß es sich dabei um eine eigenständige Buildup-Struktur handelt (s. Kap. 4.1). Entsprechend dürften die weiter nordnordwestlich und nördlich auftretenden Oberoxfordium-Flachwasserkarbonate ebenfalls getrennte Bildungen darstellen, die durch eine Zone tieferen Wassers von der Montejuntoplattform getrennt waren (s. Kap. 4.1). Im Nordosten wurden bei Cercal unter den tertiären Deckschichten mitteljurassische Flachwasserkarbonate erbohrt, auf welchen geringmächtige Oberjurakarbonate auftreten (BERTHOUE, Paris, mündl. Mitt.). Dabei ist es jedoch unklar, ob diese die mitteloxfordischen Cabaços oder die oberoxfordischen Montejuntoschichten repräsentieren. Auch im letzteren Fall kann eine direkte Verbindung zum Montejuntobereich nicht nachgewiesen werden.

Keinesfalls können die am Montejuntoschelf und weiter im Südosten in der Otaregion aufgeschlossenen Schelfkarbonate trotz ihrer faziellen Gemeinsamkeiten zu einer Plattform verbunden werden, wie dies von GUERY (1984) und GUERY et al. (1986) angenommen wurde. Der aufgeschlossene Teil der Otakalke wurde im mittleren und höheren Kimmeridgium abgelagert, zu einer Zeit also, bei der der Montejuntoschelf bereits trockengefallen war. Es ist allerdings möglich, jedoch nicht zu beweisen, daß zur Zeit des Oberoxfordium die Montejuntoplattform bis in die Otaregion reichte. Die entsprechenden Sedimente wären im Otagebiet im Untergrund anzunehmen. Dennoch muß es irgendwann in der Zeit zwischen Mitteloxfordium und höherem Kimmeridgium zumindest in Teilen der Otaregion bereichsweise zum Trockenfallen gekommen sein, wie Gerölle aus Mitteloxfordkalk innerhalb von Sedimenten des höheren Kimmeridgium beweisen (s. Kap. 2.2.6).

3.2 Das Castanheira - Monte Gordo Fächer-/Riffsystem

Den Bereich westlich einer Linie Vila Franca de Xira - Castanheira do Ribatejo weist das offizielle geologische Kartenblatt (ZBYSZEWSKI & ASSUNÇÃO 1965) als Abadia Schichten (Kimmeridgium) aus. Ihr Ausstrich reicht nach Westen bis fast nach Sobral do Monte Agraço und zeichnet somit das Talsystem von Arruda dos Vinhos nach (s. Abb. 6). In der Gegend von Sobral und Arruda sind die Abadia Schichten relativ einförmig ausgebildet und bestehen überwiegend aus ammonitenführenden, tonigen Mergeln und Silten mit untergeordneten Einschaltungen von Sandsteinen (s. Kap. 3.3). Östlich von Cardosas (2 km östl. Arruda) wird die Einheit jedoch grobkörniger, differenziert sich in unterschiedliche Faziesbereiche und zeigt häufig

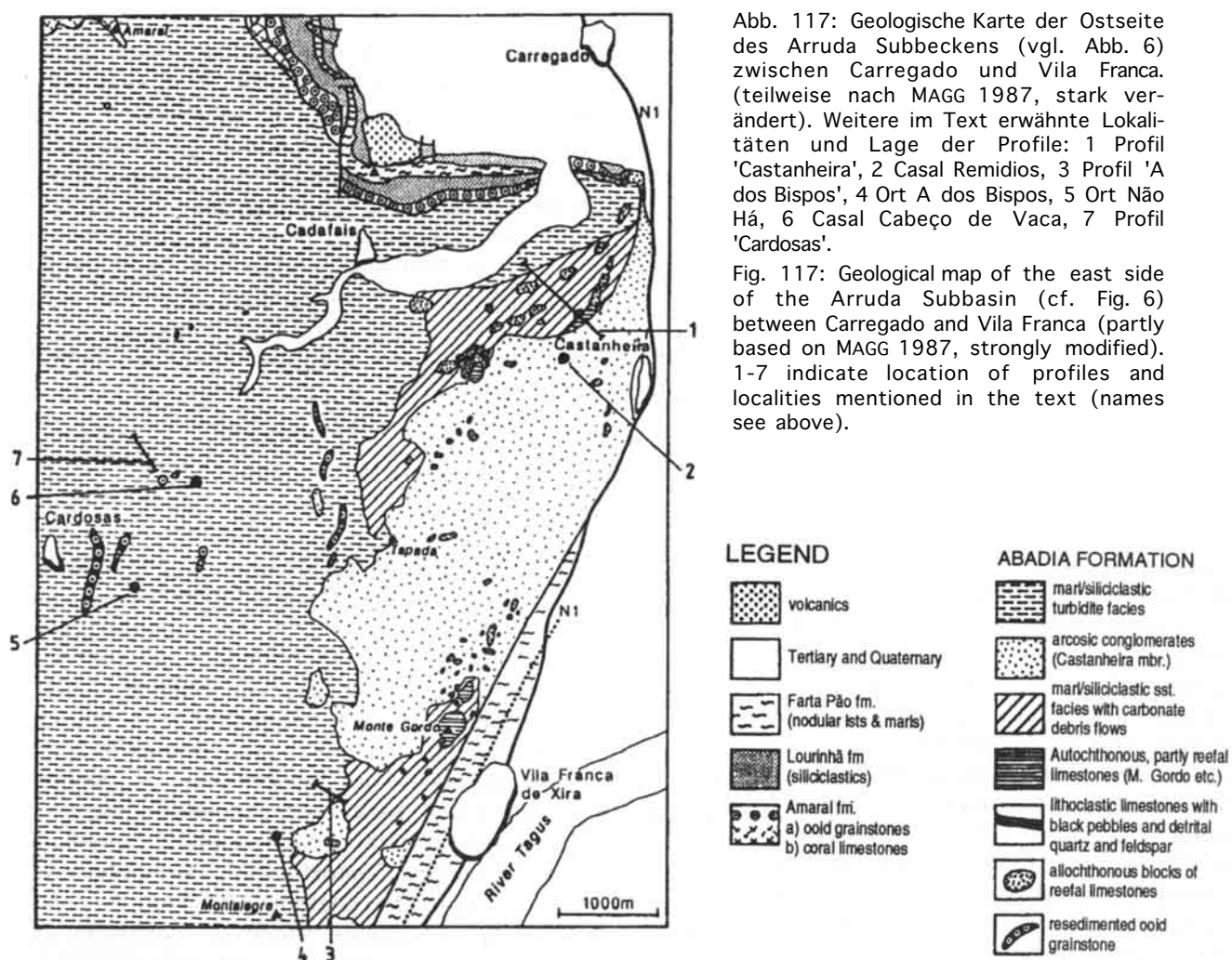


Abb. 117: Geologische Karte der Ostseite des Arruda Subbeckens (vgl. Abb. 6) zwischen Carregado und Vila Franca. (teilweise nach MAGG 1987, stark verändert). Weitere im Text erwähnte Lokalitäten und Lage der Profile: 1 Profil 'Castanheira', 2 Casal Remidios, 3 Profil 'A dos Bispos', 4 Ort A dos Bispos, 5 Ort Não Há, 6 Casal Cabeço de Vaca, 7 Profil 'Cardosas'.

Fig. 117: Geological map of the east side of the Arruda Subbasin (cf. Fig. 6) between Carregado and Vila Franca (partly based on MAGG 1987, strongly modified). 1-7 indicate location of profiles and localities mentioned in the text (names see above).

Karbonateinschlüssen. Der grobkörnigere Teil der Abadia Schichten östlich von Cardosas (s. Abb. 117, 118) wird im nachfolgenden als Castanheira Formationsglied bezeichnet. Eine formale Definition der Einheit nach den Normen der ISSC (HEDBERG 1982) steht noch aus. Die fazielle Differenzierung des hier als Castanheira Einheit bezeichneten Abschnitts wurde bereits früh erkannt (ANDRADE 1934), eine fazielle Beschreibung und Interpretation fehlte jedoch bislang. Von der Erdölindustrie wurden in den letzten Jahren seismische Daten freigegeben. Die Veröffentlichung und Auswertung dieser Daten, zusammen mit einer ersten Interpretation der Oberflächendaten erfolgte durch LEINFELDER & WILSON (1989). Im nachfolgenden werden eine vollständige Beschreibung und Interpretation der Oberflächendaten gegeben sowie ein detailliertes Ablagerungsmodell vorgestellt.

3.2.1 Die räumliche Verbreitung: Oberflächen- und Untergrundgeologie

Profilaufnahmen sind in den dominant siliziklastischen, i.allg. nur schlecht bis mäßig aufgeschlossenen Sedimenten nur eingeschränkt, jedoch nie über einen längeren Abschnitt möglich. Zudem ist die Region stark besiedelt. Die Geländearbeiten wurden überwiegend in den Jahren 1987-1990 durchgeführt. Eine Begehung im Jahre 1993 zeigte, daß sich durch zunehmende Bebauung die Aufschlußsituation und Zugänglichkeit inzwischen sehr verschlechtert hat. Als Grundlage der faziellen Interpretation wurde eine Fazieskartierung durchgeführt (Kartierung durch einen fortgeschrittenen, vom Verfasser betreuten Studenten, MAGG 1987), sowie durch Verfasser). Abb. 117 zeigt eine vereinfachte Kartenskizze. Im Westen erscheint eine breite Zone von Sedimenten, welche der Normalabfolge der Abadia Schichten um Arruda noch ähnlich ist (s. Kap. 3.3). Innerhalb der

feinklastischen Serie finden sich jedoch sehr viel häufigere und mächtigere Einschaltungen von Sandsteinen als weiter im Westen (Faziesbereich 1). Mächtigere Lagen von eingeschalteten Oolithen wurden in Abb. 117 gesondert ausgehalten. Nach Osten geht diese Zone sehr rasch in ein breites Band sehr grober arkotischer Konglomerate über, welche mit mindestens 350 Metern Mächtigkeit aufgeschlossen sind (Faziesbereich 2). Der Konglomeratzug hebt sich morphologisch ab und bildet den Höhenzug zwischen den Ortschaften Carregado und Vila Franca mit den Haupterhebungen Castanheira und Tapada (trigonometrische Punkte). Die Konglomerate keilen sowohl nach Norden als auch nach Süden über eine sehr kurze Distanz zugunsten der Ton/Sandstein-Fazies aus. Nach Süden lassen sich einzelne, geringmächtige Konglomeratbänder aber lokal noch weiter verfolgen.

Zwischen dem Konglomeratzug und dem tonig-sandigen Faziesbereich weiter im Westen schaltet sich ein diskontinuierliches Band eines weiteren Faziesbereichs ein. Dieser weist eine Abfolge aus Tonen, Mergeln und Sandsteinen auf, die durch häufige, meist dünnbankige Einschaltungen arenitischer bis ruditischer, häufig brekziöser Karbonate charakterisiert ist (Faziesbereich 3). Dünne Konglomeratbänder kommen untergeordnet vor und lassen sich teilweise in den Faziesbereich 1 weiterverfolgen.

Insbesondere im Konglomeratgürtel, untergeordnet aber auch in den beiden anderen Faziesbereichen erscheinen isolierte, meist mehrere Kubikmeter große Blöcke und Blockfelder korallenreicher, kompakter Riffkalke. Die größten Blockfelder finden sich im Norden, entlang der Grenze zwischen Fazieszone 2 und 3 sowie nördlich des Monte Gordo. Der Monte Gordo stellt einen isolierten Bereich autochthoner, korallenreicher Kalke dar (s.u.). Reste weiterer autochthoner Kalke finden sich am trigonometrischen Punkt Castanheira.

Wegen der mäßigen Aufschlußverhältnisse sowie des verbreiteten Fehlens von Bankfugen innerhalb der kompakten Konglomerate ist die Erkennung der Lagerungsverhältnisse und insbesondere der Tektonik nicht immer einfach. Klar ersichtlich ist jedoch das generelle leichte Westfallen im östlichen Bereich, welches sich nach Westen jedoch zunehmend verflacht und meist in söhliche Lagerung übergeht. Damit werden nach dem Geländebefund die Konglomerate im Norden jeweils von Fazieszone 1 bzw. 3 überlagert. Weiter südlich finden sich jedoch Konglomeratbereiche inmitten der tonreichen Faziesbereiche 1 bzw. 3, wobei eine tektonische Begrenzung auszuschließen ist. Laterale Verzahnung wird daneben deutlich durch das schnelle Verschwinden der Konglomerate nach Süd und West sowie durch das Aushalten von Konglomeratbänder

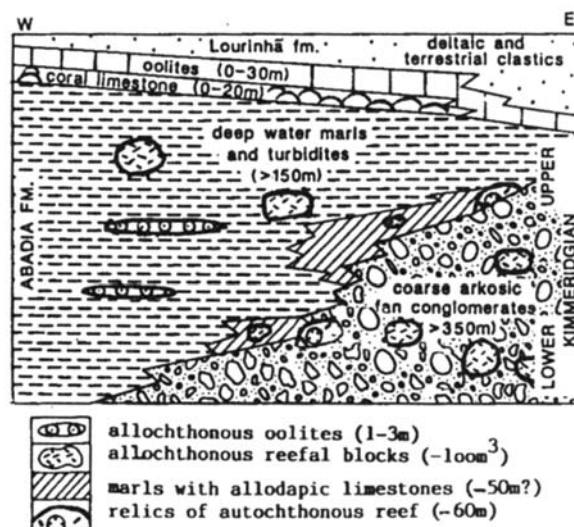


Abb. 118: Faziesrelation innerhalb der Abadia und Amaral Formationen im Castanheira Bereich am Ostrand des Arruda Subbeckens (schematischer Schnitt).

Fig. 118: Sketch of facies relationship within the Abadia and Amaral formations along the eastern margin of the Arruda Subbbasin (Castanheira region).

innerhalb der Faziesbereiche 1 und 3. Im Bereich zwischen Vila Franca und Castanheira treten die allochthonen Karbonate in zwei Niveaus auf. Zum tieferen gehören die Kalke bei Monte Gordo; das höhere befindet sich am Top der Konglomerate und beinhaltet u.a. die Kalke beim trigonometrischen Punkt Castanheira. (Abb. 118). Nördlich von Castanheira liegen jedoch die hier siliziklastreichen Oolithe der Amaral Formation z.T. direkt auf den Konglomeraten, was wiederum den diachronen Charakter der Verzahnung der Faziesbereiche aufzeigt.

Nach Osten werden die Abadia Schichten durch das bis in die Neuzeit aktive (ZBYSZEWSKI & ASSUNÇÃO 1965) Störungssystem von Vila Franca de Xira zum tertiären und quartären Tejotal hin abgeschnitten. Diese Störungen sind leicht kartierbar, zumal bereichsweise ein breiter Streifen mit Störungsbrekzien auftritt. Innerhalb der Abadia Schichten sind Störungen schwer zu fassen. In den Arkosen finden sich zum Teil Klüfte, welche intensiv mit Bitumen imprägniert sind. Diese Klüfte streichen bevorzugt NW-SE. Klufmessungen am Monte Gordo ergaben zwei Maxima, NW/NNW-SE/SSE und NNE-SSW. Vom Steilabfall ins Tejotal abgesehen, verläuft das Drainagemuster ebenfalls dominant nach NNW. Diese Richtungen entsprechen wichtigen, im Becken verwirklichten Hauptrichtungen, sie sind jedoch wohl erst im Zuge miozäner Tektonik entstanden (WILSON et al. 1989). Einige Oolithzüge weisen kleine, tektonisch bedingte Versätze auf. Der südlichste Bereich wird durch flaches Nord-

ostfallen gekennzeichnet. Dies ist möglicherweise durch eine ungefähr NW-SE streichende Störung südlich von Vila Franca bedingt. Der irreguläre Verlauf der Kartiergrenzen zwischen den einzelnen Faziesbereichen schließt tektonische Kontakte ganz eindeutig aus. Entlang der Straße Castanheira - Cadafais sind die Konglomerate des Faziesbereichs 2 über eine Entfernung von fast einem Kilometer aufgeschlossen. Auch hier konnten, trotz der Nähe zum Vila Franca Störungssystem keine größeren tektonischen Versätze beobachtet werden.

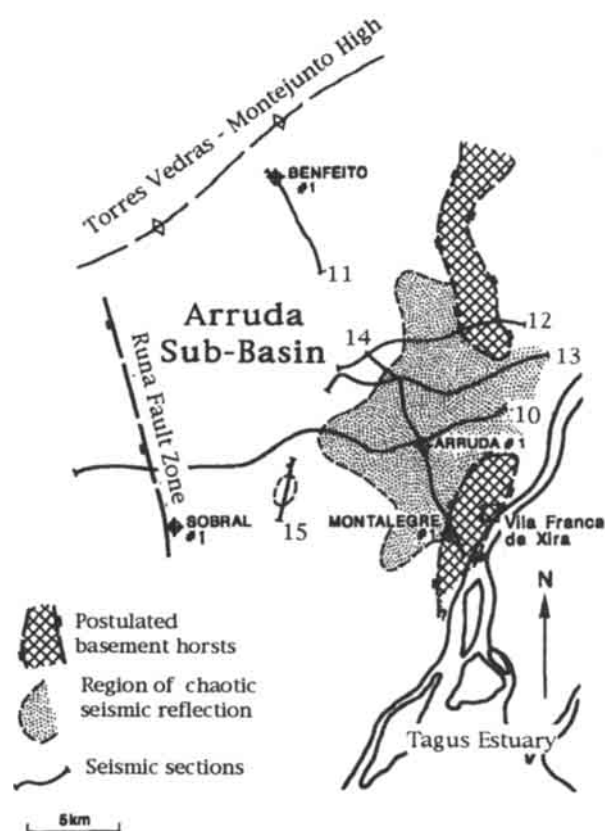


Abb. 119: Seismische Karte des Arruda Subbeckens, sowie Lage von Bohrungen und ausgewählten seismischen Linien. Beachte Grundgebirgshochzonen sowie die fächerförmige Verbreitung chaotischer Reflexion. Auf der nördlichen Horststruktur bildete sich die Ota-Plattform; die Zone chaotischer Reflexion entspricht in etwa der Untergrundverbreitung der proximalen Konglomeratfazies des Castanheira Fächers (aus LEINFELDER & WILSON 1989, leicht verändert). 10-15 beziehen sich auf in LEINFELDER & WILSON (1989) unter diesen Abb.-Nummern abgebildeten seismischen Schnitte.

Fig. 119: Seismic map of the Arruda Subbasin (from LEINFELDER & WILSON 1989). The Ota-Platform is situated above the northern basement horst. The distribution of the proximal conglomeratic facies of the Castanheira fan is approximately outlined by the area with a chaotic reflection pattern. 10-15 refer to figures of seismic lines given in LEINFELDER & WILSON (1989).

Aus dem Arruda Subbecken stehen sechs Vibroseis Profile neueren Datums zur Verfügung, welche nach Osten meist bis zur Vila Franca Linie laufen. Die Interpretation der seismischen Profile erfolgte durch LEINFELDER & WILSON (1989). Daneben wurden vier Bohrungen abgeteuft, von denen die östlichen drei ebenfalls kurz durch o.a. Autoren beschrieben wurden. Die hohe Zahl der vorhandenen seismischen Profile erlaubte die Erstellung einer seismischen Fazieskarte (Abb. 119). Der Untergrund der Konglomeratzone wird durch chaotische seismische Reflexion charakterisiert, die durch die Grobkörnigkeit und statistische Isotropie der mächtigen Grobklastika verursacht wird. Diese verzahnt nach Westen mit einer Zone, welche relativ kontinuierliche Reflexionen mit moderater bis hoher Amplitude aufweist und der distaleren, feinkörnigeren Fazies des Fächers entspricht. Diese Zone reicht im Untergrund viel weiter nach Westen als es dem Ausstrich der Konglomerate an der Oberfläche entspricht. Tatsächlich wurden die Konglomerate und Grobsandsteine des Castanheira Formationsglieds in der Bohrung Arruda #1 in einer Mächtigkeit von 2130 Metern erbohrt, ohne daß ihre Untergrenze erreicht wurde. Ursache dieser enormen Mächtigkeit ist ein syndementärer, grabenartiger Einbruch im Zentrum des Subbeckens (op. cit.).

In Nähe der Vila Franca Störungszone wurden durch die seismischen Untersuchungen zwei schmale, N-S laufende Grundgebirgshochzonen erkannt. Das Grundgebirge des südlichen Horsts wurde in der Bohrung Montalegre #1 in einer Teufe von 1714.5 m erreicht, wobei die Flanke des Horsts getroffen wurde (die Bohrung aus dem Jahr 1951 wurde vor den seismischen Untersuchungen aus den 80er Jahren durchgeführt). Das Grundgebirge im Kern des Horsts liegt damit möglicherweise noch flacher (vgl. LEINFELDER & WILSON 1989: Fig. 14c). Die Verbreitung der chaotischen seismischen Reflexion reicht durch die Lücke zwischen den Grundgebirgshorsten. Dies bedeutet, daß die groben Klastika des Castanheira Formationsglieds durch diesen Quergraben ins Becken geführt wurden und sich dann fächerartig nach Westen ausbreiteten. Konsistent mit einer Fächerinterpretation sind drei lobenartige Verlängerungen an der Westgrenze der chaotischen seismischen Fazies sowie den Loben vorgelagerte Hügelstrukturen, die als 'mouth bars' zu interpretieren sind (op. cit.: Fig. 9).

3.2.2 Das Alter

In der Umgebung von Arruda dos Vinhos wurden innerhalb der Abadia Schichten viele Ammoniten des Grenzbereichs Unter-/Oberkimmeridgium gefunden (s. Kap. 3.3). Die Fundhorizonte liegen ca. 30-100 m unterhalb der Obergrenze der Einheit. In der Verbreitung des Castanheira Formationsglied

wurden ebenfalls etliche Reste von Ammoniten gefunden. Die zur Gruppe der Perisphincten (speziell Orthosphincten) und Ataxioceratiden gehörenden Formen sind jedoch in den grobklastischen Ablagerungen nur schlecht erhalten. Die Ataxioceratiden weisen auf einen mittleren Bereich im Kimmeridgium hin. Nordöstlich des Casal do Cabeço de Vaca (Lage s. Abb. 117) fand sich in sandiger Fazies ein 25 Zentimeter großes Bruchstück des perisphincten Ammoniten *Ardesia pseudolictor* (Fund A. MAGG; Abb. 125). Diese Form ist diagnostisch für den mittleren Teil des Unterkimmeridgium (mittlerer Teil der hypselocyclum zone).

Die vertikale Ausdehnung der Castanheira Konglomerate lokal bis zur Basis der Amaral Formation (mittleres Oberkimmeridgium, s.u.) sowie die enorme Mächtigkeit des Formationsglieds deuten darauf hin, daß große Teile des Kimmeridgium in den Abadia Schichten bei Castanheira und Vila Franca vertreten sind. Eine von ATROPS & MARQUES (1988a) postulierte Ausdehnung der Abadia Schichten bis ins Tithonium hinein kann jedoch nicht nachvollzogen werden. Diese Interpretation basiert nach Angaben der Autoren auf neuen, ungenannten Ammonitenfunden bei Vila Franca de Xira. Die eigene Neukartierung konnte jedoch in diesem Bereich bislang unbekannte tektonische Schollen der jüngeren Sobral und Arranhó Einheiten nachweisen (Abb. 117). Beide Einheiten sind hier sehr mergelreich und weisen somit gewisse fazielle Ähnlichkeiten zu den Abadia Schichten auf. Es ist wahrscheinlich, daß der fragliche Ammonitenfund aus diesen jüngeren Einheiten herzuleiten ist. Bei der Annahme eines gleichzeitigen Erstauftretens von Siliziklastika im Arruda Subbecken könnte die Basis des Castanheira Formationsglieds auch bis ins oberste Oberoxfordium zurückreichen und somit gleichalt mit der Basis des Tojeira Formationsglieds im Montejustobereich sein.

3.2.3 Die siliziklastischen Faziestypen

Mergel, Tone und Silte: Derartige Gesteine treten in den Faziesbereichen 1 und 3 auf. Im Konglomeratgürtel finden sie sich nur in Form von allochthonen Schollen (s.u.). Die Mächtigkeit der einzelnen Horizonte reicht vom Zentimeter- bis in den Meterbereich. Reine Mergel finden sich nur selten, die teils knetbaren, teils schiefrigen Gesteine sind im allgemeinen sehr tonreich. Die Farbe schwankt im frischen Zustand von grau bis schwarz. Horizontweise sind sie sehr bitumenreich, wie am Geruch leicht festzustellen ist. Meist sind die Mergel gut geschichtet und im Millimeterbereich laminiert. Die Feinlamination wird durch eingeschaltete Siltlagen, durch Lignit- oder Glimmeranreicherungen auf den Schichtflächen oder durch Farbunterschiede verursacht. Siltsteine

können auch bis zu 10 Zentimeter mächtige Lagen bilden. Bioturbation war nur in manchen Horizonten intensiv und zerstörte dort die laminare Schichtung. In den tondominierten Bereichen der Abadia Schichten sind eiförmige, bis 10 cm große Toneisensteinkonglomerate lagenweise häufig. Eisenoxidkrusten kommen ebenfalls vor. Vereinzelt wurden Belemniten und Ammonitenfragmente gefunden.

Sandsteine: Innerhalb der tondominierten Abschnitte schalten sich, meist zwei bis sieben Zentimeter, selten bis zu 40 Zentimeter mächtige, fein- bis mittelkörnige Sandsteinlagen ein. In den sanddominierten Bereichen sind die Bänke meist 50 bis 100 Zentimeter dick und stapeln sich stellenweise zu bis zu 15 Meter mächtigen Mittel- bis Grobsandsteinkomplexen. Die im frischen Zustand grauen Sandsteine verwittern ocker- bis rotbraun.

Die karbonatisch gebundenen Komponenten bestehen zum überwiegenden Teil aus angerundetem Quarz. Weiße und fleischfarbene, überwiegend frische, detritische Feldspäte kommen häufig vor. Ihre Gehalte liegen meist unter 5 Vol%, können jedoch horizontweise, insbesondere in den grobkörnigen Varietäten stark ansteigen. Hell- und Dunkelglimmer sowie Lignithäcksel sind häufig auf den Schichtflächen angereichert. Karbonatkomponenten kommen insbesondere als eckige, brekziöse Gerölle mit Durchmessern bis zu 10 Zentimetern untergeordnet vor (Abb. 123). Daneben finden sich auch einzelne Ooide oder dünne, ooidische Umkrustungen um kleinere Quarzkörner. Die Übergänge zu echten Oolithen (s.u.) sind fließend. Als weiteres finden sich Tongerölle und aufgearbeitete Toneisensteinkonglomerate. Alle Gerölltypen können teilweise oder vollständig aus dem Gestein herausgelöst sein, so daß sich ein löchriger Habitus mit Lochdurchmessern bis zu sieben Zentimetern ergibt.

Organismenreste sind schlecht erhalten und kommen im wesentlichen in Form von Austern- und Echinodermenklasten sowie sandschaligen Foraminiferen vor. Abdrücke perisphinctider Ammoniten (cf. *Orthosphinctes* sp.) wurden wiederholt gefunden. Bioturbation in Form von *Skolithos*, *Thalassinoides* und irregulären Gängen tritt nur horizontweise auf, ist in diesen Fällen jedoch intensiv. Manche Bankunterseiten sind vollständig mit Grabgangverfüllungen überzogen. An weiteren Sohlmarken kommen auch Belastungs- und Strömungsmarken vor. Gut erhaltene Marken fanden sich jedoch nur auf losen, aus dem Untergrund hochgepflügten Blöcken, so daß ein Einmessen der Strömungsrichtung unmöglich war.

Die Gesteine sind oftmals texturlos. In einigen Fällen ist jedoch eine undeutliche Schrägschichtung vorhanden. Etwas häufiger sind normale Gra

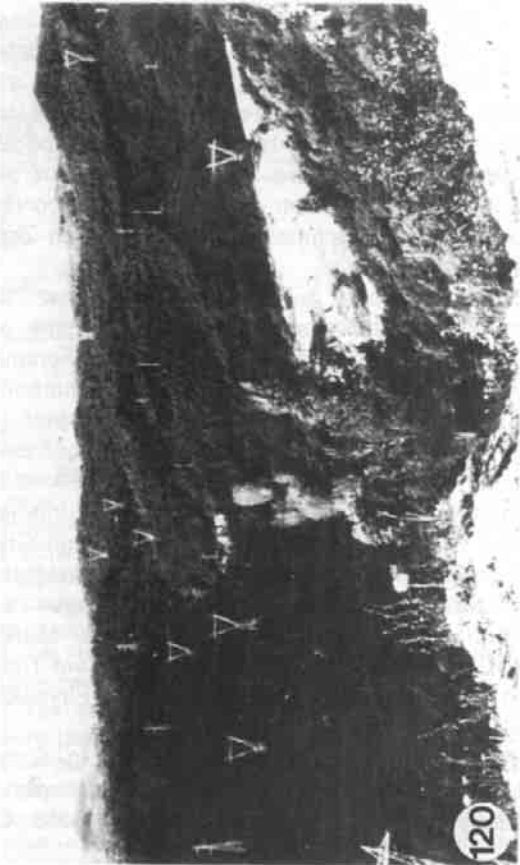
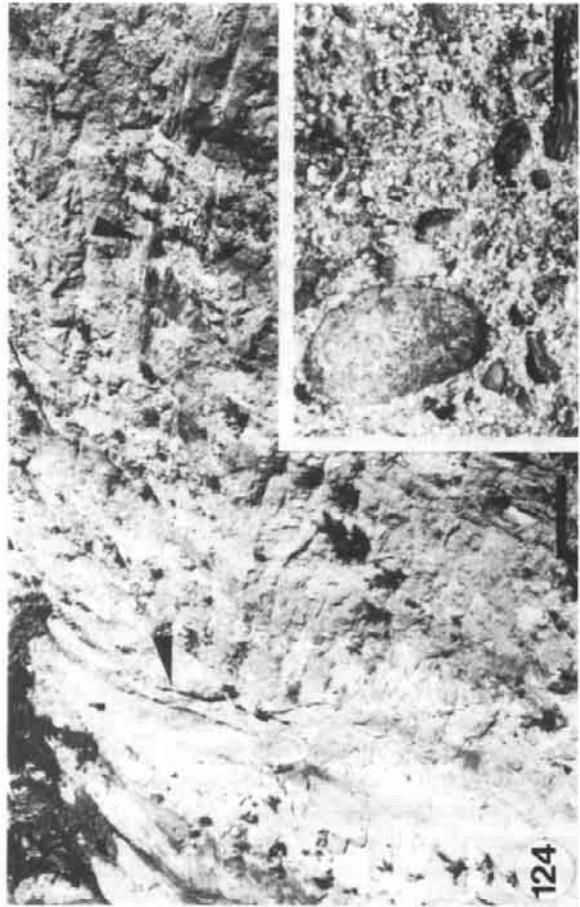


Abb./Figs. 120-124: Castanheira Fächerdelta (1): Faziesbeispiele / Castanheira fan delta (1): Facies examples. Das Top aller Abbildungen ist zum linken Blattrand hin orientiert / Top of all figures is to the left margin of page.

Abb. 120: Blick vom Castanheira Gipfel nach Süden. Betrachter steht auf Riffrelik. Bewaldete Hügel werden durch die Arkose-Konglomerate des proximalen Fächers gebildet. Im mittleren Bereich liegt die Kiesgrube Quinta da Portela. Hügel links hinten: Monte Gordo Riffkalk.

Fig. 120: View from Castanheira hilltop towards south. Beholder stands on reef relic. Hills covered by forest are formed by the conglomerates of the proximal fan facies. Center right: exposed conglomerates in the Quinta da Portela quarry. Hilltop in background at left margin is Monte Gordo reef limestone.

Abb. 121: Proximaler Fächerbereich: Arkose-Konglomerat mit irregulären, amalgamierten Kanalstrukturen, welche durch Tonlagen ausgekleidet werden. Hell: Feldspäte; oben: Tongeröll. Hammerlänge 28 cm.

Fig. 121: Proximal fan: arcose conglomerates with amalgamated, clay-floored channels. Hammer length is 28 cm.

Abb. 122: Korallenklast Schuttstrom ('debris flow'). Helle Komponenten repräsentieren Feldspatklasten. Balkenlänge 1 cm (Anschliff).

Fig. 122: Coral bioclast debris flow. Light particles are detrital feldspar clasts. Length of bar is 1 cm.

Abb. 123: Unterseite einer marinen Sandsteinbank mit Aufarbeitungen von Riffkalk: lose Platten am Gipfel des Monte Gordo. Balkenlänge 5 cm.

Fig. 123: Lower bedding plane of marine sandstone with reworked reefal limestone clasts. Monte Gordo hilltop (isolated bed boulders). Length of bar is 5 cm.

Abb. 124: Gegenüber Grube Quinta da Portela: Arkose-Konglomerat mit transportierten Tonschollen (Pfeile). Die linke Scholle steht hochkant und ist acht Meter hoch. Balkenlänge etwa 2 m. Detail: Konglomerat mit Grundgebirgsgeröllen (v.a. Phyllite, rund Quarzit). Balken 10 cm.

Fig. 124: Disorganised arcose conglomerate with transported clay boulders (arrows). Left boulder is 8 m long and in upright position. Length of bar is about 2 m. Close-up shows basement pebbles, mostly phyllites. Length of bar is 10 cm.

dierungen, wobei selten der Ansatz von Bouma-Zyklen zu erkennen war. Gradierungen treten manchmal mehrfach übereinander innerhalb derselben Bank auf. An der Basis der gradierten Einheiten kann die Korngröße im Mittelkiesbereich liegen. Sprunghafte Wechsel der Korngröße haben ebenfalls häufig eine generelle Kornverfeinerung ins Hangende der Bank zur Folge. Bedingt durch die mäßigen Aufschlußverhältnisse können die jeweiligen Bänke im allgemeinen nicht lateral verfolgt werden. Selten ist ein Auskeilen einzelner Bänke zu beobachten. Flache Rinnenstrukturen sind untergeordnet vorhanden.

Arkotische Konglomerate: Die mächtigen Konglomerate stellen einen spektakulären Faziestyp dar: Die Ablagerungen bestehen aus extrem unsortierten Komponenten. Angerundeter bis eckiger, detritischer, klarer Quarz stellt den größten Komponentenanteil. Die Körner messen im allgemeinen 0.5 - 1.5 Zentimeter; nach unten reicht das Korngrößenspektrum des Quarz jedoch bis in den Siltbereich. Mit Häufigkeiten bis zu 25 Vol%, meist jedoch nur bis 15 % finden sich daneben detritische Feldspäte. Die weißlichen bis fleischfarbenen Feldspäte sind normalerweise größer als die vergesellschafteten klaren Quarze und messen bis zu drei Zentimeter. Sie sind häufig erstaunlich frisch und zeigen noch Glasglanz auf den Spaltflächen. In der feinsten Fraktion finden sich daneben Glimmer sowie Tonhütchen. Innerhalb der Quarz-Feldspat

Matrix liegen, unter deutlichem Korngrößensprung, verschiedene Grundgebirgsgerölle (Abb. 124). Am häufigsten sind phyllitische, flache Gerölle. Daneben kommen auch porphyroblastische Granite, Gneise, Amphibolite und milchige Gangquarze vor. Sie sind meist 5-10 cm groß; manchmal werden 30 cm erreicht. Die Granitgerölle sind äußerlich häufig vergrust und kaolinisiert. Auch weiter innen ist der Kristallverband bereits aufgelockert. Durch das Herausbrechen von Mineralaggregaten ist die Gerölloberfläche oftmals sehr rauh gestaltet.

Neben den Grundgebirgsgeröllen finden sich auch Gerölle aus sedimentären Gesteinen. Sie bestehen aus mikritischem, grauen Kalk, Sandstein, Siltstein oder Ton. Die Karbonatgerölle sind oft stark rekristallisiert und finden sich insbesondere in Bereichen, in denen große Kalkversturzböcke auftreten. Eine bereichsweise löchrige Textur des Gesteins zusammen mit dem Fehlen von Karbonatgeröllen in diesen Bereichen läßt vermuten, daß etliche Kalkgerölle aufgelöst wurden. Neben den unten näher behandelten Kalkversturzböcken finden sich auch Blöcke und Schollen von laminierten Ton-, Silt- und Feinsandsteinen, die bis zu acht Meter Länge erreichen können. Sie sind in bestimmten Horizonten angereichert (z.B. gegenüber der Kiesgrube Quinta da Portela, westlich von Castanheira) und stecken teilweise hochkant im Sediment (Abb. 124). Die Konglomerate sind insbesondere im hangenden Teil der Serie karbonatisch gebunden. Im tieferen Teil sind sie meist nur

Abb./Figs. 125-130: Castanheira Fächerdelta (2) Faziesbeispiele und Organismen / Castanheira fan delta (2): Facies examples and organisms.

Abb. 125: Unvollständiger Ammonit (*Ardescia pseudolictor*) aus dem distalen Bereich des Castanheira Fächers. Durchmesser der Münze 2 cm.

Fig. 125: Incompletely preserved ammonite (*Ardescia pseudolictor*) from the distal fan area. Diameter of coin is 2 cm.

Abb. 126: Allochthone Kalkblöcke SW Quinta da Portela. Höhe des vorderen Blocks etwa 2 m.

Fig. 126: Allochthonous limestone blocks SW Quinta da Portela. Block in foreground is about 2 m high.

Abb. 127: Lithoklastkalk mit Black Pebbles, detritischen Alkalifeldspäten (hell) und Quarzen. Karbonatklasten zeigen überwiegend Bindstone Fazies. Pfeil: Koralle. Zwickelporen teilweise verfüllt mit eisenschüssigem Internsediment (v.a. vadoser Silt). Fundierung des Monte Gordo Riffs. Balkenlänge 1 cm (Anschliff).

Fig. 127: Lithoclastic limestone with black pebbles, detrital feldspar (white) and quartz grains. Lithoclasts show mainly bindstone facies. Arrow: coral. Intergranular pores partly filled with vadose silt and internal sediments. Foundation of Monte Gordo reef. Length of bar is 1 cm.

Abb. 128: Schliffbild aus Abb. 137 unter gekreuzten Polarisatoren: dunkle Komponenten sind Lithoklasten; weiß Quarz, am Top Feldspat. Die Karbonatklasten sind von einer dünnen, hellen Zementkruste umgeben (kleiner Pfeil). Großer Pfeil: Intersediment und vadoser Silt. Balkenlänge 1 m.

Fig. 128: Thin-section from Fig. 137 under cross-polarised light. Dark particles are lithoclasts, white is quartz. Top: feldspar clasts. Thin cement crust around lithoclast (small arrow). Large arrow: vadose silt and internal sediment. Length of bar is 1 mm.

Abb. 129: Boundstone Fazies im Monte Gordo Riff. Basal: bioerodierte *Microsolena* Koralle, darüber feinästiger Korallenstock. Rest des Sediments ist sehr reich an Mikroben-/Algenkrusten (mit sehr viel *Tubiphytes*). Pfeil: Crinoiden-Stielglied (Anschliff).

Fig. 129: Boundstone facies of the Monte Gordo reef. Bottom: bioeroded *Microsolena* coral, above bushy coral. Sediment is rich in microbial/algal crusts (including abundant *Tubiphytes*). Arrow: crinoid ossicle.

Abb. 130: Verkarsteter Mikrobenkrusten-Bindstone als allochthones Geröll. Beim Fallen durch den Arkosegürtel blieb Material in den Karsttaschen erhalten (hell: Feldspäte). Gefunden wurde das Geröll im mergeldominierten distalen Bereich des Fächers. Maßstab ist 5 cm lang.

Fig. 130: Karstified microbial bindstone boulder. Boulder was collected in distal fan area. Arcosic material is preserved in karstic pockets due to by-passing through proximal fan area. Scale is 5 cm long.

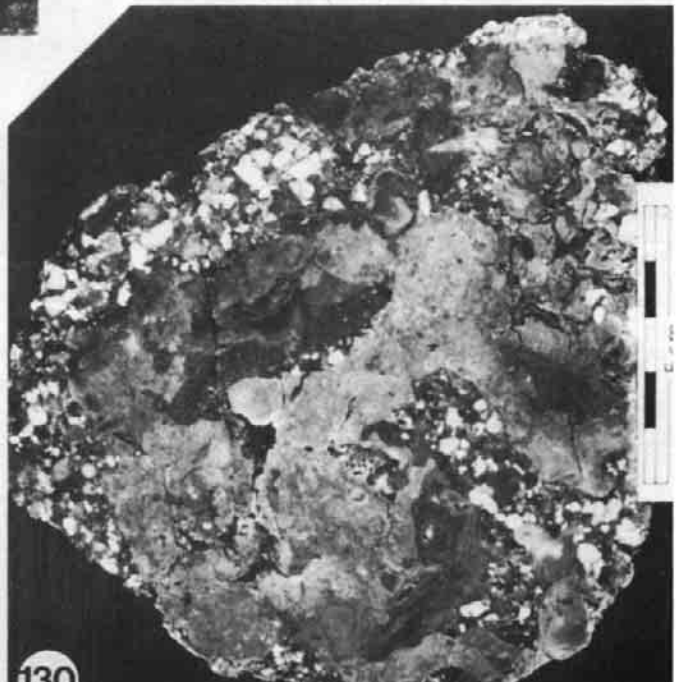
unvollständig verbacken, so daß sie in der oben erwähnten Kiesgrube mit Baggern abgeschürft werden können. Die Konglomerate sind im wesentlichen textur- und strukturlos ('disorganised conglomerates'). Weder können deutliche Gradierungen beobachtet werden, noch tritt Schrägschichtung auf. In den Ton-Sandsteinfohlen der Faziesbereiche 1 und 3 finden sich ebenfalls untergeordnet feinkörnigere, arkotische Konglomeratbänder, welche eine deutliche inverse Gradierung aufweisen. Komponentenimbrikation ist in den groben Varietäten lokal häufig, kann aber sowohl vertikal als auch horizontal über kurze Distanz verschwinden. Bereichsweise sind die Sedimente geröllgestützt, häufiger liegen jedoch die Geröllkomponenten in einer sandig-siltigen bis tonigen Matrix. Beide Gefügetypen können sowohl lateral als auch vertikal sehr schnell ineinander übergehen. In manchen Bereichen treten bis zu 100 Meter breite, bis zu einem Meter tiefe, irreguläre, basal mit Eisenhydroxiden inkrustierte Rinnen auf. Teilweise ist der Rinnenboden auch durch eine Tonschicht ausgekleidet. Im allgemeinen sind derartige Tonlagen durch die auflagernden Konglomerate überwiegend erodiert, wobei dezi-

meter- bis metergroße Tonschollen innerhalb der Konglomerate schwimmen ('rip up clasts'). Derartige Rinnenstrukturen sind oft mehrfach übereinander gestapelt (amalgamierte Kanäle, Abb. 121).

Ein weiteres Phänomen sind schwefelreiche Partien, die teils an Klüfte gebunden sind, teils im Sediment als Dezimeter bis ein Meter lange Linsen auftreten. Verbreitete Imprägnation durch Eisenhydroxide gibt den Konglomeraten ein rotbraunes, teilweise glänzend bis rostiges Aussehen. Durchtränkung mit Bitumen ist ebenfalls verbreitet. Auch hier sind besonders im Bereich von Klüften sehr kräftige Imprägnationen vorhanden. In einem inzwischen abgebauten Teil der Kiesgrube von Quinta da Portela trat entlang einer Kluft aktiv Bitumen und Schweröl aus und verursachte kurzfristig die Bildung einer großen Öllache.

3.2.4 Die autochthone Riff-Fazies

Autochthone Kalke finden sich am Monte Gordo, am Castanheira Gipfel sowie untergeordnet am Höhenpunkt 214 südlich des Castanheira Gipfels. Alle Vorkommen stellen Relikte ehemals größerer Riffstrukturen dar und sind mit allochthonen



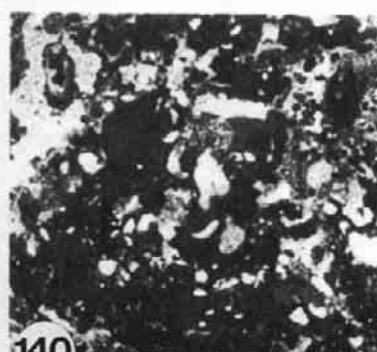
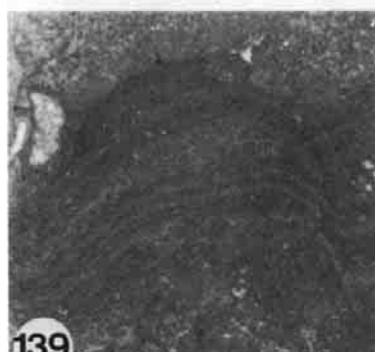
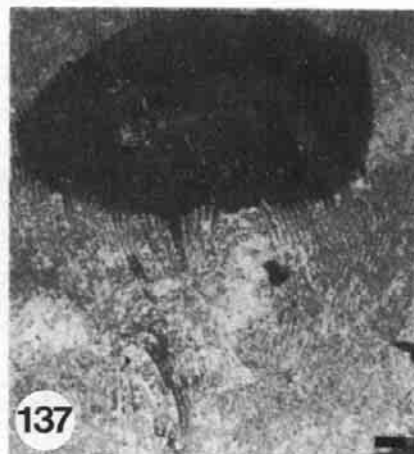
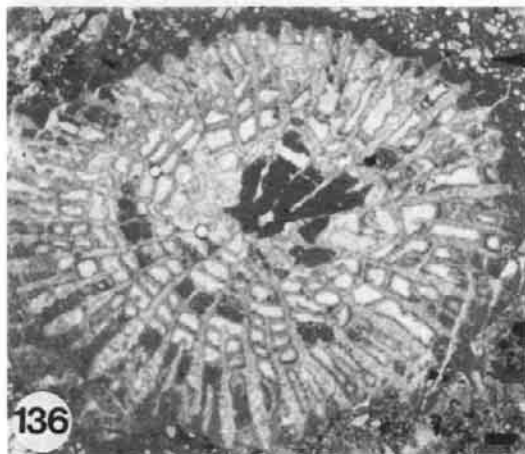
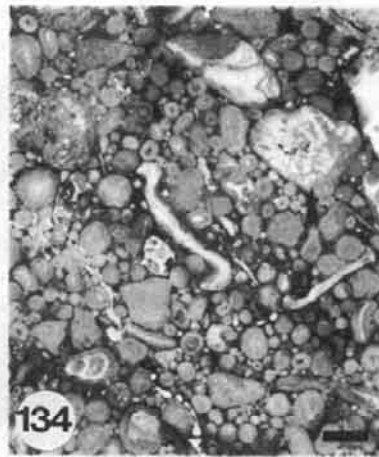


Abb./Figs. 131-141 Castanheira Fächerdelta (3): Faziesbeispiele und Organismen / Castanheira fan delta (3): Facies examples and organisms (134-141 Folienabzüge; Balkenlänge / scale of bar 1 mm, ansonsten angegeben / otherwise indicated).

Abb. 131: *Microsolena* Rifffazies mit kleiner, verfüllter Paläokarsthöhle. Korallen stark zerbohrt (allochthoner Block nahe Castanheira Gipfel). Balkenlänge 5 cm.

Fig. 131: *Microsolena* reefal facies with small palaeokarst cave. Corals are bored (allochthonous boulder near Castanheira hilltop). Scale of bar is 5 cm.

Abb. 132: Resedimentierter turbiditischer Oolith westlich Não Há (Não Há-Oolith, distaler Fächerbereich). Die untere gradierte Einheit wird durch eine zweite überlagert. Dunkle (d.h. rötliche) Komponenten stellen aus dem Mergeluntergrund aufgearbeitete Toneisensteinkonkretionen dar. Pfeil: Belemnit. Balkenlänge 2 cm.

Abb. 133: Detail aus Abb. 132: Obere Einheit ist reich an Bivalven (v.a. Austern). Dunkle (original braune und rote) Komponenten stellen aufgearbeitete Konkretionen dar. Durchmesser der Münze 2.5 cm.

Abb. 134: Não-Há Oolith. Beachte chaotische Lagerung der Komponenten und Häufigkeit von Austernklasten
Pfeil: Koralle. Zwickelfüllung durch tonreichen und bitumenimprägnierten Mikrosparit. Balkenlänge 5 mm.

Figs. 132-134: Resedimented turbiditic oolite near Não Há. 132, 133: stacked fining-up sets. Note dark (i.e. red) components representing reworked siderite concretions and belemnite (arrow in 132). Frequent oyster clasts and chaotic position of particles in 133 and 134. Arrow in 134 indicates coral. Interparticle material (134) is a bituminous, clayey microsparite. Length of bars 2 cm (132) and 5 mm (134); diameter of coin in (133) is 2.5 cm.

Abb. 135: Korallen Bafflestone. Korallen von Stromatoporen umwachsen. Top Monte Gordo Kalk.

Fig. 135: Coral bafflestone from top part of Monte Gordo Limestone. Corals are overgrown by stromatoporoids.

Abb. 136: *Thecosmilia* als Fragment in quarzreichem Schuttstrom ('debris flow'). Pfeil: Quarz.

Fig. 136: *Thecosmilia* fragment from quartz-rich debris flow. Arrow: detrital quartz.

Abb. 137: angebohrte *Microsolena*-Koralle. Top Monte Gordo Kalk.

Fig. 137: bored *Microsolena* coral from top part of Monte Gordo Limestone

Abb. 138: Relikt eines hexactinelliden (lychniskiden) Kieselschwamms (als resedimentierte Komponente eines Debrites).

Fig. 138: Relic of hexactinellid (lychniskid) siliceous sponge, representing a resedimented particle of a debris flow.

Abb. 139: Dichte und peloidale, feinlaminierte Mikrobenkrusten Top Monte Gordo Kalk.

Fig. 139: Dense and peloidal, finely laminated microbial crusts (top part of Monte Gordo Limestone).

Abb. 140: *Tubiphytes* Bind/Framestone. *Tubiphytes* baute ein relativ resistentes, gitterartiges Gerüst auf, welches später teilweise ausgewaschen wurde.

Fig. 140: *Tubiphytes* bind/framestone. *Tubiphytes* formed a relatively resistant framework, which later became partially winnowed.

Abb. 141: Verkippte phaceloide Korallenkolonie, möglicherweise von *Dermosmilia*. Mikritische Mikrobenkrusten verkitten die Korallen. Internsediment in Mikrokavernen. Bildtop ist links.

Fig. 141: Toppled phaceloid coral bush, possibly of *Dermosmilia*. Micritic microbial crusts encrust the coral branches. Internal sediments partly fills microcavities. Top of figure is to the left.

Riffblöcken umsäumt. Der Monte Gordo Kalk bildet die mächtigste der autochthonen Reliktstrukturen.

Black-Pebble/Lithoklast/Bioklast/Siliziklast

Rudstones: Die Basis des Monte Gordo Kalks wird durch etwa 10 Meter mächtige grobe Schuttkalke gebildet. Meist liegen sehr grobe Rudstones mit mittleren Komponentengrößen von ein bis zwei Zentimetern vor. Gerölle mit Durchmessern bis zu 15 Zentimetern sind jedoch keine Seltenheit. Im allgemeinen ist die Sortierung sehr schlecht, die Komponentenlagerung häufig chaotisch (z.B. irreguläre Imbrikationen, Fächerstellung von länglichen Komponenten). Oft schwimmen große Komponenten

in einer Grainstone bis Packstone-'Matrix'. Die maximalen Korngrößen nehmen nach oben ab. Im höheren Teil treten Zentimeter-dicke Laminierungen auf, welche durch Sortierungsunterschiede, Korngrößen-sprünge und zum Teil Gradierungen verursacht werden.

Die Schuttkalke führen neben den Karbonatkomponenten bis zu 10 Vol.% subangularen, detritischen Quarz mit Korngrößen zwischen einem und zehn Millimetern sowie eckige, meist frische, weiße, selten rötliche Alkalifeldspäte mit Gehalten bis zu 15 Vol %. Die Feldspatklasten sind im Mittel größer als die Quarzkomponenten und können Durchmesser bis zu drei Zentimetern erreichen.

Metamorphe Gerölle bis zu drei Zentimeter Größe sowie detritische Glimmer sind untergeordnet ebenfalls vorhanden.

Die Karbonatkomponenten bestehen aus Bioklasten, Lithoklasten, Onkoiden und Black Pebbles. Letztere finden sich insbesondere an der Basis mit Häufigkeiten bis zu 20 Prozent und Größen bis zu fünf Zentimetern (Abb. 127, 128). Die häufig eckigen bis lappigen Black Pebbles bestehen teils aus Kalk-Mudstones, teils aus komponentenreichen Bioklast Float-/Wackestones und Rud-/Packstones. Anlösungen, vadose Zemente innerhalb der Klasten und Calichefizierungsprozesse sind analog den Black Pebbles des Ota- und Montejustobereichs häufig. Die Schwarzfärbung ist im allgemeinen einheitlich; randliche Bleichungen treten nur selten auf. Oftmals sind auch einzelne Onkoide sowie isolierte Bioklasten (insbesondere Korallen) schwarz verfärbt.

Unter den nicht schwarz verfärbten Karbonatkomponenten dominieren die Lithoklasten. Ihre Gestalt reicht von gut gerundet bis unregelmäßig lappig; die Größen liegen im Millimeter- und Zentimeterbereich. Organismenreste innerhalb der Klasten sind oft randlich gekappt, was auf vollständige Verhärtung der jeweiligen Karbonate vor ihrer Aufarbeitung hinweist. Etwa ein Drittel der Lithoklasten liegt in Kalk-Mudstone und komponentenarmer Wackestone Fazies vor. Der Rest besteht aus Pack-, Grain- und Rudstoneklasten sowie insbesondere Klasten in Float- und Bindstonefazies. Irreguläre mikrobielle Krusten treten in einer Vielzahl von Klasten auf. Korallen- und Stromatoporenfragmente sind häufig. Die Fazies der Lithoklastgerölle entspricht im wesentlichen der Fazies der überlagernden Kalke (s.u.). Bei den Bioklasten dominieren die Molluskenfragmente (insb. Nerineen: *Nerinea* sp., *Ptygmatis* sp.; daneben Austern, Pectiniden und andere Bivalven). Korallen-, Stromatoporen- und Chaetetidenfragmente treten ebenfalls auf, sind allerdings sehr schlecht erhalten.

In den geräumigen Komponentenzwickeln kamen Internsediment und vadoser Silt zur Ablagerung, welche zentimeterdicke Lagen aufbauen können (Abb. 127, 128). Die verbleibenden Resthohlräume sind durch randständigen, phreatischen Hundezahnzement und spätdiagenetischen, sehr groben Blockzement verfüllt.

Bioklast Intraklast Rudstones: Rudstones mit großen Fossilfragmenten überlagern in einem ca. 20 Meter mächtigen Paket die Black Pebble/Siliziklast Schuttkalke im Steinbruch unterhalb des Monte Gordo Gipfels (s.u.). Sie führen weder siliziklastische Komponenten noch Black Pebbles. Die Sortierung der bioklastischen und intraklastischen Komponenten ist schlecht bis mäßig, die Komponentenrundung mäßig bis gut. Es dominieren Korngrößen von drei bis zehn Zentimetern. Die Haupt-

masse der Komponenten wird durch helle, meist mikritische Intraklasten gestellt. Zum Teil dürfte es sich jedoch um vollständig cortoidisierte Bioklasten handeln. Bei den Bioklasten sind wiederum die Mollusken stark vertreten; häufiger als oben sind nun Fragmente von sehr schlecht erhaltenen Korallen (cf. *Thecosmilia*, *Calamophylliopsis*, *Stylina*, *Microsolena*, cf. *Thamnasteria*), Stromatoporen und Chaetetiden (cf. *Ptychochaetetes*). Die Koloniefragmente sind bis zu 30 Zentimeter groß und häufig stark von Bohrmuscheln befallen. Echinodermenfragmente sind ebenfalls reichlich vorhanden. Bei den Algen sind *Solenopora* sp., *Marinella lugeoni*, und 'cayeuxiide' Formen vertreten. Häufig finden sich auch größere, nach den Internkomponentengrenzen brechende Intraklasten, welche Krusten der algenartigen Mikroproblematika *Tubiphytes* sp., zum Teil auch von *Lithocodium* sp. und *Bacinella irregularis* aufweisen und auf eng benachbarte Einschaltungen von Framestones und Bindstones innerhalb der Schuttkalke hinweisen.

Wiederum befindet sich Internsediment in den Zwickeln. Wegen der generell starken Rekristallisation der Sedimente ist unklar, ob es sich dabei um primäres Internsediment oder um fröhdiagenetischen vadosen Silt handelt.

Koralligene Kalk-Floatstones/Bindstones mit Bafflestone Einschaltungen (Abb. 129): Anstehend finden sich diese Sedimente insbesondere im mittleren bis höheren Teil des Monte Gordo Kalks. Makroskopisch häufig als Floatstones anzusprechen, entpuppen sich die Gesteine im Schliff oder Folienabzug oft als schlierig-krustige, stromatolithische bis thrombolithische Typen, die insbesondere durch dichte bis peloidale mikrobielle Krusten sowie durch Krusten von *Tubiphytes* und z.T. nubeculariiden Foraminiferen entstanden sind und somit genetisch als mikrobielle Bindstones zu bezeichnen sind. Besonders häufig findet sich dieser Faziestyp in den weit verbreiteten allochthonen Kalkblöcken (s.u.). Anbohrungen kommen nicht so häufig wie im Fall der mikrobiellen Bindstones und Mikroben-/Riffschutt Bindstones des Otakalks vor. Komponenten werden vor allem durch Bioklasten gestellt, wobei die im obigen Faziestyp erwähnten Formen auftreten. Zusätzlich finden sich Schwammnadeln, welche oft in Clustern angereichert sind. Insbesondere an der Basis des oberen Drittels des Monte Gordo Kalkes erscheinen relativ häufig größere Fragmente von lithistiden und lychniskiden Kieselschwämmen.

Innerhalb dieser Sedimente liegen Linsen aus phaceloiden Korallenstöcken (Bafflestones) sowie Bereiche mit häufigen tabularen Korallenkolonien der Gattung *Microsolena*. Selten erscheinen cf. *Fungiastrea* sowie cerioide Korallen. Soweit verfolgbar, besitzen diese Linsen eine Ausdehnung

bis zu zwei Metern in der lateralen und bis zu einem Meter in der vertikalen. Gut beobachtbar sind Bafflestones am leicht zugänglichen Top des Monte Gordo Kalks, wo sie sich in durch Paläoverkarstung geschaffenen in-situ Blöcken befinden (s.u.).

Die durch die Paläoverkarstung verursachte Neomorphisierung der Sedimente bedingt die schlechte Erhaltung der Fauna. Im allgemeinen tritt innerhalb einer Bafflestonelinse jeweils nur eine phaceloide Korallenart auf (meist *Calamophylliopsis*, eventuell in drei, durch die Kelchdicke unterscheidbare Arten; daneben cf. *Thecosmilia* sp., Einzelkelche von cf. *Placophyllia* sp. und *Axosmilia* sp., seltene *Stylina* sp. und cf. *Thamnasteria* sp.). Die Korallen sind inkrustiert von mikrobiellen Krusten, *Tubiphytes*, nubeculariiden Foraminiferen und z.T. Serpuliden. Häufig werden phaceloide Korallen von Stromatoporen umwachsen ('Korallenwürger', Abb. 135). Die Assoziation mit tabularen, häufig von Bohrmuscheln befallenen *Microsolena* sp. weist zusätzlich Stromatoporen auf. Weitere coralline Schwämme (*Thalamopora lusitanica*, *Neuropora lusitanica*) treten ebenfalls auf. Korallen und coralline Schwämme werden durch Peloidkrusten stabilisiert, in denen bereichsweise extrem viele Schwammnadeln, sowie *Tubiphytes* und der agglutinierende Polychaete *Terebella* vorkommen. Größere Fragmente schlecht erhaltener lithistider und lychniskider Kieselchwämme finden sich in einem mehrere Meter mächtigen Niveau. Hier treten Korallen in ihrer Häufigkeit stark zurück. Weiterhin fanden sich in den Boundstone Bereichen Echinodermenreste, Fragmente von punktaten Brachiopoden, Fragmente und vollständige Exemplare von Gastropoden (v.a. Nerineen), Bivalven (u.a. *Entolium* cf. *corneolum*, Austern) sowie die Foraminiferen *Reophax* sp. und *Labyrinthina mirabilis*.

Primäre Zwickel und Kavernen sind selten. Häufig finden sich jedoch Biogenlösungsporen, welche mit phreatischem Hundezahnzement und grobem Blockzement verfüllt sind. In-situ Brekzierung und irreguläre Klüfte sind an spätere Verkarstungsphasen gebunden (s.u.).

3.2.5 Die Faziestypen der allochthonen Karbonate

Allochthone Karbonate kamen teils in direkter Nachbarschaft der autochthonen Karbonatrelikte, teils aber auch weit davon entfernt zur Ablagerung. Vier Grundtypen liegen vor:

Olistolithe: Allochthone Kalksteinblöcke finden sich insbesondere in den Faziesbereichen 2 und 3. Die Blöcke treten zum Teil isoliert, häufiger jedoch in Form von Blockfeldern auf (Abb. 126). Im zweiten Fall finden sich die einzelnen Olistolithe meist im Abstand von Metern bis selten Zehner-

metern. Die Kantenlänge der mehr oder weniger isometrischen bis quaderförmigen Blöcke reicht vom Dezimeter- bis in den Meterbereich. Hausgroße Blöcke kommen vor. Bei der Lokalität Parvoice erreicht ein nur schlecht aufgeschlossener Block eine Kantenlänge von ca. 10 Metern. Ähnlich große, meist überwiegend zugewachsene Blöcke finden sich direkt südwestlich des Monte Gordo Gipfels. Die Fazies der Olistolithblöcke besteht ganz überwiegend aus mikrobiellen Bindstones, Korallenbafflestones und Korallen/ Stromatoporen-Mikroben-Bindstones. Mikrobielle Bindstones treten wiederum in stromatolithischer oder thrombolithischer Peloidkrusten Fazies auf. Die Krusten sind im allgemeinen domartig gewölbt. *Tubiphytes* kommt massenhaft vor und bildet Schlieren und Netzwerke. Nubeculariide Foraminiferen und seltene Serpeln erscheinen ebenfalls. Zwischen den krustig-schlierigen Bereichen befinden sich Lockersedimente. Diese bestehen aus Peloiden, mikritischen, irregulären Intraklasten, *Tubiphytes* Klasten, Schwammnadeln und Echinodermenfragmenten und bilden ein Packstone bis Grainstone Gefüge. Derartige Zwickelsedimente sind oft laminiert und verursachen Geopetalstrukturen. Reine Mikritareale, die reich an Ostrakoden sein können, kommen ebenfalls vor.

Korallen, Stromatoporen, Chaetetiden und pharetronide Schwämme treten in unterschiedlichen Häufigkeiten auf, so daß alle Übergänge von mikrobiellen Bindstones zu Korallen/Stromatoporen/Mikroben-Bindstones bestehen. Schwammnadeln finden sich in fast allen Blöcken. Selten sind Relikte hexactinellider (lychniskider) oder auch lithistider Schwammnadelgerüste erhalten (Abb. 138). Tabulare, meist bis zur Unkenntlichkeit rekristallisierte Korallen dürften in den meisten Fällen der Gattung *Microsolena* zuzuordnen sein. Sie werden von den Mikrobenkrusten überwachsen oder befinden sich innerhalb dieser. Ähnlich erscheinen schlecht erhaltene Stromatoporen, Chaetetiden, pharetronide Schwämme sowie untergeordnet die Rotalge *Solenopora*.

Nicht selten finden sich Blöcke mit ästigen Stockkorallen. Die Stöcke bilden oft zusammenhängende, metergroße Areale. Wiederum dominieren verschiedene Arten von *Calamophylliopsis*, daneben erscheinen *Microsolena* ssp., *Fungiastrea* sp., cf. *Psammogyra* sp., Fragmente von Stromatoporen, Chaetetiden, pharetroniden Schwämmen sowie häufige Schwammnadeln. Wiederum sind die Korallen von *Tubiphytes*-reichen mikrobiellen Peloidkrusten überwachsen und verkittet. Primäre, teilweise mit Internsediment verfüllte Kavernen kommen vor.

Sehr selten zeigen allochthone kleine Kalkblöcke ein Grainstone oder Packstone Gefüge. Die Komponenten setzen sich aus Peloiden, Intra-

klasten, Bioklasten und Lithoskelen zusammen. Intraklasten bestehen häufig aus strukturlosem Mikrit, können aber auch umkristallisierte Peloid Grainstone Gefüge aufweisen. Bei den Bioklasten dominieren die *Tubiphytes* Fragmente, daneben finden sich Reste von Echinodermen, Bivalven, Korallen, Chaetetiden, Terebrateln, Serpeln, *Terebella*, *Neuropora* und Bryozoen. In manchen Blöcken tritt die Foraminifere *Nautiloculina oolithica* häufig auf.

Fast alle allochthonen Kalkblöcke zeigen direkte oder indirekte Hinweise auf subaerische Exposition bzw. Verkarstung. Häufig finden sich bis 15 Zentimeter große Karsttaschen und Kavernen, welche teils mit Residualsedimenten, teils mit Quarzsand oder Arkosematerial verfüllt sind. Die starke, häufig fleckenartig verteilte Neomorphisierung der Sedimente deutet ebenfalls auf Süßwassereinflüsse hin. In vielen primären und sekundären Hohlräumen und Kavernen findet sich vadoser Silt und phreatischer Hundezahnzement. Die Restlumina sind durch sehr groben Blockzement verfüllt. Sehr häufig stimmen die Orientierungen der Geopetalgefüge in primären und sekundären Hohlräumen nicht überein. Die Lamination von Internsedimenten in Bohrlöchern und Komponenten-zwickeln liegt in Winkeln bis zu 100 Grad zur Oberfläche von vadosem Silt, der sich in Biogen- oder Matrixlösungskavernen befindet.

Karbonatbrekzien: Mittelgrobe bis sehr grobkörnige Rudstones finden sich im allgemeinen in dezimeterdicken Lagen innerhalb des Faziesbereichs 3. Lokal treten taschenförmige und rinnenförmige Strukturen auf. Bereichsweise überlagern Karbonatbrekzien autochthone Kalke oder ummanteln Olistolithblöcke. Die Sortierung dieser Karbonatbrekzien ist fast immer sehr schlecht. Die Komponenten sind eckig, selten angerundet. Meist dominieren längliche, plattige Komponenten; lappige oder fransige Umrissformen treten ebenfalls auf. Die Komponentengrößen können sieben Zentimeter erreichen. Die Lagerung der Komponenten ist fast immer chaotisch, Hochkantposition und Imbrikationen sind häufig. Die Matrix ist mikritisch oder häufiger, mergelig-tonig. Im letzten Fall treten oft diagenetische Entmischungen auf, so daß die Zwickel durch unreinen, neomorphen, von Tonsäumen umgebenen Blockkalzit verfüllt werden. Tonige Matrix ist oftmals durch Bitumen- und Eisenhydroxidimprägnationen schwarz bis braun verfärbt. Lokal treten Rotfärbungen auf, wobei diese Brekzien zusammen mit Calichekrusten vorkommen (s.u.). Manche Brekzien besitzen aufgrund ihrer dichten Packung kaum Matrix. Drucksuturekontakte kommen ebenfalls vor.

Die Brekzien lassen sich anhand ihrer Komponentenzusammensetzung in drei Untertypen aufteilen:

(a) Gemischt karbonatisch-siliziklastische Brekzien: Die Komponenten bestehen aus Lithoklasten in mikrobieller Peloidkrustenfazies mit unterschiedlichen Gehalten von *Tubiphytes*, Korallen (*Microsolena*, *Fungiastrea*, *Placophyllia*) sowie Stromatoporen und Chaetetiden. Mikritklasten sind ebenfalls häufig. Sie können häufige Schwammnadeln, *Terebella* oder auch Ostrakoden zusammen mit Glimmern enthalten. Isolierte Organismenfragmente können auch Lithoskele darstellen. Neben den oben erwähnten Formen treten z.T. Austernklasten, Pectiniden, dickbauchige Gastropoden, Terebratel- und Echinodermenreste, Belemniten sowie ?*Arabicodium*-Klasten auf. *Tubiphytes* findet sich besonders häufig in Form isolierter, größerer, verzweigter Bruchstücke. Die kleineren Faunenfragmente sind manchmal in größeren Komponentenzwickeln zusammen mit Peloiden angereichert und bilden dort Grainstone und Packstone Bereiche. Neben den karbonatischen Komponenten finden sich bis drei Zentimeter große, teils verzwillingte Alkalifeldspäte und Quarz, sowie bis zu 5 Zentimeter große Sandstein-, Siltstein- und Schiefergerölle. Die siliziklastischen Partikel stellen bis zu 15 Vol.% aller Komponenten.

(b) Lithoklast-dominierte Karbonatbrekzien: Dieser Untertyp unterscheidet sich von obigem im wesentlichen nur durch das Fehlen der siliziklastischen Komponenten. Es treten jedoch auch sparitische Rudstones auf. Die Lithoklast-dominierten Brekzien stellen den häufigsten Brekzientyp dar. Im Vergleich zu (a) wurden vermehrt Klasten coralliner Schwämme (*Thalamopora lusitanica*, *Neuropora*), sowie zusätzlich Serpuliden, *Terebella*, Bryozoen, die Foraminiferen *Conicospirillina*, *Labyrinthina mirabilis*, aff. *Koskinobullina socialis*, *Reophax* sp. sowie Ooide und Onkoide gefunden. Manchmal erscheinen irreguläre, mit unregelmäßigen sparitischen Rissen durchzogene Mikritklasten, welche zur Zeit des Transports anscheinend noch nicht vollkommen verhärtet waren. In Brekzien, welche autochthone Kalke oder in-situ Blöcke drapieren, sind die einzelnen Klasten zum Teil durch *Lithocodium* sp. und *Placopsilina* sp. verkittet.

(c) Korallenklast Brekzien: Dieser nur selten auftretende Untertyp besitzt im allgemeinen eine mergelige bis tonige Matrix, welche hohe Gehalte an Quarzsilt und -sand aufweist. Im Unterschied zu den bislang behandelten Typen ist die Fauna hier nicht rekristallisiert. Die Komponenten bestehen überwiegend aus bis zu drei Zentimeter langen Bruchstücken phaceloider Korallen, welche teils horizontal, oft aber auch chaotisch bis dachziegelartig eingebettet sind. Manchmal hängen

einige Corallite noch zusammen. Die phaceloiden Korallen werden durch *Calamophylliopsis* ssp. und *Thecosmilia* sp. vertreten (Abb. 122, 136). Bruchstücke von cf. *Fungiastrea* sp. und *Microsolena* ssp. sowie von Stromatoporen sind ebenfalls vorhanden. Mikrobielle und *Tubiphytes* Krusten sind teilweise auf den Korallenfragmenten erhalten. Weitere Komponenten sind bedeutend kleiner und bestehen aus *Tubiphytes* Klasten, und irregulär lappigen, mikritischen Intraklasten.

Intraklastisch-bioklastische Grainstones und Packstones: Diese im allgemeinen mäßig bis gut sortierten Gesteine treten meist nur in zentimeterdünnen Lagen auf und bestehen aus mikritischen oder pelsparitischen, teils irregulären Intraklasten, Peloiden, *Tubiphytes* Klasten, Korallenfragmenten, Austern sowie lituoliden und lageniden Foraminiferen. In einem Fall wurde Austernbewuchs auf der Oberseite einer dünnen Grainstone Bank beobachtet. Schlecht sortierte Grainstones finden sich zum Teil als dünne Lagen innerhalb der Brekzien vom Typ b), aber auch als diskrete Horizonte. Hierbei bilden die eckigen Komponenten überpackte Gefüge.

Gradierte Oolithe: Abb. 143 (s.u.) zeigt mehrere Horizonte oolithischer Gesteine inmitten des Ton/Sandstein-dominierten Teils der Abadia Schichten. Die Oolithe weisen im allgemeinen eindeutige Kriterien für eine allochthone Sedimentation auf. Stellvertretend für alle wird im nachfolgenden der Oolith bei der Ortschaft Não Há beschrieben:

Der Não Há Oolith ist nur in einem zuge wachsenen Bachbett im Anstehenden beobachtbar. Bei Anlage eines Weinbergs wurden jedoch bei Não Há kubikmetergroße Blöcke an die Oberfläche gebracht, welche durch ihre parautochthone Lage den Verlauf des Horizonts gut nachzeichnen. Anhand dieser Blöcke ist der Oolith besonders gut zu analysieren. Zahlreiche Sohlmarken sind als eindeutige oben/unten Kriterien vorhanden.

Der oolithische Horizont ist etwa 120 Zentimeter mächtig. Auf der Unterseite weist er Strömungsmarken sowie Grabgänge, z.T. vom Typ *Thalassinoides* auf. Die Bank zeigt zweifache Gradierung (Abb. 132, 133). Die unteren 80 Zentimeter gehen von Mittelkies- in Mittelsandfraktion über; der höhere Teil verfeinert sich von Feinkies- zu Mittelsandgröße. Die übereinanderliegenden gradierten Einheiten grenzen entlang einer scharfen, meist planaren Kontaktfläche aneinander, die jedoch manchmal Strömungsmarken aufweist. Selten ist der scharfe Kontakt durch Bioturbation verwischt. Die Sortierung ist im basalen Bereich mäßig, in den feinkörnigeren Abschnitten gut. In den gröberen Partien finden sich in den Komponentenzwickeln Mikrosparitzemente,

welche von bituminösen Tonhäutchen umgeben werden (Abb. 134). In den feinkörnigeren Bereichen tritt eine sparitische Zwickelfüllung auf, wobei neomorphe Großkristalle auftreten können.

Die Hauptmasse der Komponenten wird durch Ooide gestellt. Die ooidischen Umkrustungen sind manchmal nur superfiziell, in den gröberen Partien der Bank dominieren jedoch reife Ooide. Die Cortices sind teilweise mikritisiert, im allgemeinen ist aber tangential Lamination erkennbar. Als Ooidkerne fungieren häufig detritische Quarze. Zwischen den Ooiden finden sich insbesondere in den feinkörnigen Bereichen auch nichtumkrustete Quarze, welche den direkt vergesellschafteten Ooiden vergleichbare Korngrößen aufweisen. Detritischer, meist rosa Feldspat kommt in den grobkörnigen Abschnitten vor.

In den gröberen Bereichen sind Flachwasserbioklasten häufig. Es dominieren in vielen Abschnitten Austernklasten, welche bis zu einem Zentimeter groß werden. Daneben finden sich Fragmente von weiteren Bivalven, Gastropoden und selten von Korallen (Abb. 134). Die Rotalge *Marinella lugeoni* ist lagenweise häufig. Echinodermenklasten sind ebenfalls sehr reichlich vertreten, wobei diese im allgemeinen größer als der mittlere Korndurchmesser der jeweiligen Lage sind. Selten erscheinen strömungseingeregelt Belemnitenfragmente, bei denen der Phragmokon teilweise noch erhalten ist (Abb. 132). Die daraus ablesbare Strömungsrichtung entspricht der an den 'flute casts' abzulesenden Richtung. Da das Gestein jedoch nur in Form loser Blöcke vorliegt, kann die tatsächliche ehemalige Strömungsrichtung nicht rekonstruiert werden. Weiterhin finden sich mikritische, irreguläre Schlammgerölle und Tongerölle im Zentimeter-Bereich, sowie häufiger lignitischer Pflanzendetritus und Glimmer. Eine Besonderheit stellen bis vier Zentimeter große, rötliche Toneisensteinkonkretionen dar. Hochkant- und Imbrikationslagerung weisen klar nach, daß die Konkretionen aus dem Untergrund aufgearbeitet wurden, wo sie in der tondominierten Abfolge ja tatsächlich häufig vorkommen. Dies bedeutet, daß die diagenetischen Toneisensteinknollen sehr früh und flach gebildet wurden. Zur Zeit der Aufarbeitung waren sie dem Anschein nach noch nicht vollkommen verhärtet, da Ooide randlich in die Konkretionen gedrückt wurden. Da die Ooide ansonsten nur sehr untergeordnet Drucklösungsspuren aufweisen, scheint ein durch Auflast und Korngrößenunterschiede bedingtes 'pitting' nicht vorzuliegen.

An anderen Lokalitäten finden sich gradierte und ungradierte Oolithe, welche hohe Gehalte an freiem Quarz aufweisen. Die Quarzkörner treten häufig am Top gradiert Bereiche in Siltgröße auf und infiltrieren teilweise tieferliegende Zwickelbereiche. In manchen Oolithbänken scheint eine

primär vorhanden gewesene Gradierung durch spätere Bioturbation homogenisiert worden zu sein. Südlich der Lokalität Serra Isabel (bei Casais do Olivado), also im Westen von Não Há, findet sich innerhalb der normalen Abadia Ton/Sandsteinfolge eine meterdicke Bank in vergleichbarer Fazies, welche zusätzlich zentimeter bis dezimetergroße Fragmente und vollständige Exemplare von Korallen, Nerineen, Bivalven (darunter *Protocardia*, *Ctenolima*) sowie Tongerölle und aufgearbeitete Konkretionen führt. Ooide treten hier zugunsten von nicht inkrustiertem Quarz zurück.

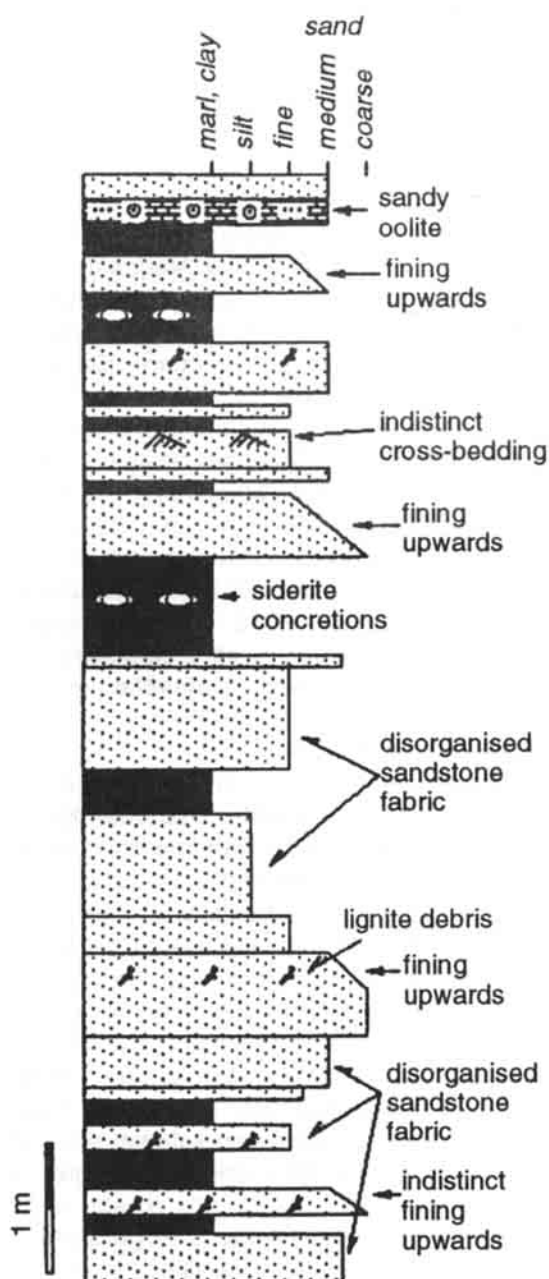


Abb. 142: Profil 'Cardosas' aus dem medialen Teil (Faziesbereich 1) des Castanheira Fächers. Lage s. Abb. 117.

Fig. 142: Profile 'Cardosas' from the medial part of the Castanheira fan. See Fig. 117 for location.

3.2.6 Die Profilabfolgen

Cardosas Profil (Abb. 142): Dieses Profil befindet sich im Faziesbereich 1 in einem Bachbett 500 Meter NW der Ortschaft Cardosas (Lage s. Abb. 50). Über etwa acht Meter ist eine Ton/Sandstein Wechselfolge abgeschlossen. Im tieferen Teil dominieren massige, texturlose, bis zu einem Meter mächtige Sandsteinbänke, welche teils reich an Glimmer und Lignit sind. Massenreicherung von Lignit auf Schichtflächen kommt vor. Im höheren Teil nehmen die Mergel zu. Sie führen in manchen Lagen Toneisensteinkonkretionen. Die Mergel wechsellagern mit teils gradierten, bis zu 70 Zentimeter dicken Sandsteinbänken. Das Top des Profils wird durch einen undeutlich gradierten sandigen Oolith gebildet, welcher nach oben in Sandstein übergeht. In der Nachbarschaft des Profils erscheinen auch gradierte, bis zu 50 Zentimeter mächtige Arkoselagen sowie in einem Fall ein annähernd vollständig ausgebildeter BOUMA-Zyklus, wobei die Rippeinheit intensiv bioturbirt ist.

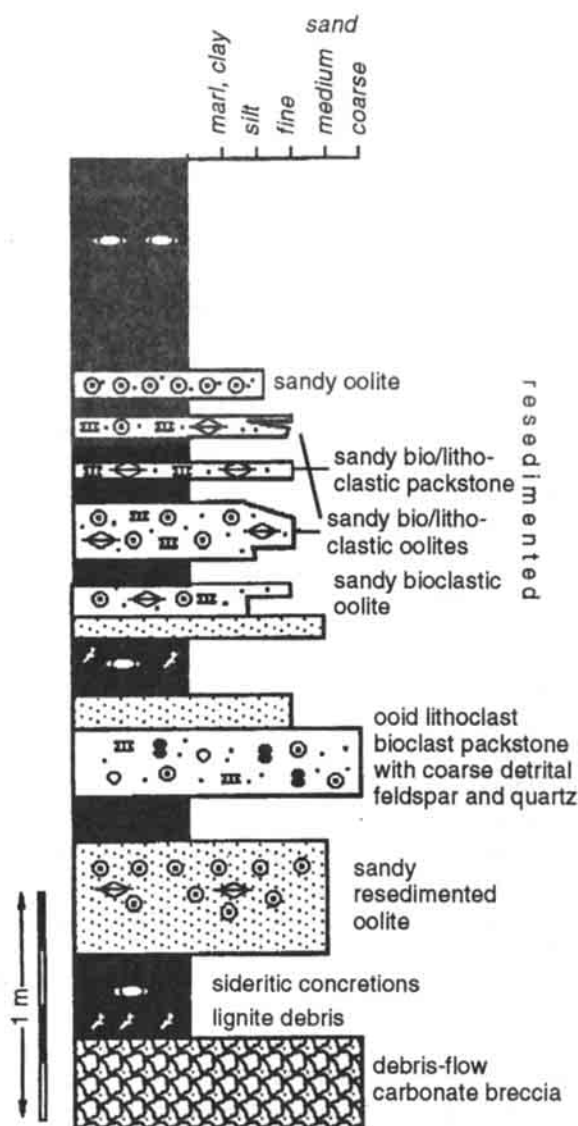


Abb. 143: Profil 'A dos Bispos' im Übergang von medialer zu karbonatreicher Fazies (Faziesbereich 1 bzw. 3) des Castanheira Fächers. Lage s. Abb. 117.

Fig. 143: Profile 'A dos Bispos', from the transition zone between medial facies to carbonate-rich facies within the the Castanheira fan.

A dos Bispos Profil (Abb. 143): Innerhalb des Faziesbereichs 3 existieren nur sehr kleine Aufschlüsse. Das Profil A dos Bispos, nordnordöstlich der gleichnamigen Ortschaft befindet sich im Übergangsbereich von Faziesbereich 1 und 3 und steht stellvertretend für weitere Kurzprofile. An der Basis des vier Meter mächtigen Profils findet sich eine Kalkbrekzie in sandiger Matrix. Die Mächtigkeit der Lage schwankt zwischen 20 und 40 Zentimetern. Darüber lagern tonige Mergel mit Lignitlagen und Einschaltungen von 20 bis 50 Zentimeter mächtigen, oolithischen und brekziösen, allochthonen Kalken.

Die Monte Gordo Abfolge (Abb. 144): Der Monte Gordo Kalk ist etwa 60 Meter mächtig. Der Kalkstotzen ist in zwei aufgelassenen Steinbrüchen gut aufgeschlossen, jedoch wegen der Steilheit und Brüchigkeit der Bruchwände nur schlecht zugänglich. Die Faziesansprache beruht deshalb teilweise auf der Untersuchung von rezenten Versturzböcken. Der Bruch unterhalb des Gipfels wurde teils vom Verfasser, teils durch den früheren Studenten Alexander MAGG, Mainz, entlang einer isoliert stehenden Rippe durchstiegen und beprobt. Mächtigkeitsmessungen wurden mittels Höhenmesser durchgeführt und die Werte gemäß den Lagerungsverhältnissen (flaches NW Fallen) korrigiert. Eine eventuelle laterale Variabilität der jeweiligen Profilabschnitte konnte dabei überwiegend nicht berücksichtigt werden.

Der sehr dickbankige bis massige Kalk wird im Süden teils von Mergeln, teils von Arkosen unterlagert (Abb. 144). An seiner Nordseite sitzt der Kalkstotzen direkt den Arkosen auf. Innerhalb der unterlagernden Mergel finden sich bereits bis zu einem Meter im Querschnitt

messende Kalkblöcke eingeschaltet. Darauf folgen etwa 10 Meter Black-Pebble/Lithoklast/Bioklast Rudstones mit häufigen detritischen Quarzen und Feldspäten, deren Menge nach oben abnimmt. Darüber liegen 20 Meter fossilführende Intraklast Rudstones. Den oberen Teil des Kalkstotzens nehmen etwa 30 Meter von Kalk-Mudstones, Floatstones, Bindstones und Bafflestones ein. An der Basis dieses Pakets finden sich kleine plattige Fragmente von lychniskiden und lithistiden Kieselschwämmen. Dieser kieselschwammführende, gebankte Abschnitt reicht in den Bereich mit Versturzböcken hinein. Die Fazies dieser Abfolge wurde im Detail weiter oben beschrieben. Etwas nördlich scheinen die Bindstone-reichen Abschnitte direkt den Black-Pebble- und feldspatreichen Basisschuttkalken aufzuliegen.

Am Top der Kalkfolge lösen sich die Kalke zu einzelnen in-situ Blöcken auf, welche stark paläoverkarstet sind und durch kreidige Lösungsrelikte und Karstbrekzien voneinander abgetrennt werden. Diese Blöcke finden sich westlich des Gipfels als allochthone Blöcke bereits auf der Höhe des Basisniveaus des Monte Gordo Kalks, wo sie in Mergel und arktische Sandsteine eingeschaltet sind. Die Abbruchkante ist möglicherweise etwas tektonisch überprägt. Die Olistolithe sind von groben Sandsteinen teilweise bedeckt. Die Sandsteine ziehen von Westen fast bis zum Gipfel hoch. Am Gipfel wurden Sandsteinplatten künstlich aufgefahren. An der Basis dieser Platten finden sich brekziöse Aufarbeitungen von Monte Gordo Kalk, Grabgänge (u.a. *Thalassinoides*) und schlecht erhaltene Abdrücke perisphinctider Ammoniten. Diese Blöcke dürften von Bauarbeiten in unmittelbarer Nachbarschaft des Gipfels stammen.

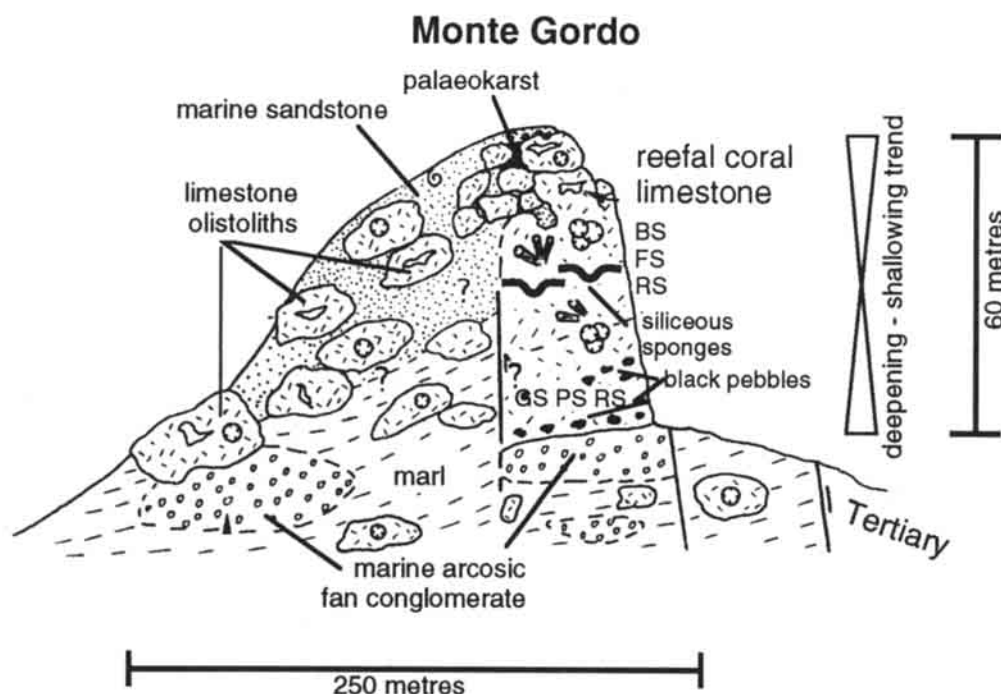


Abb. 144: Geologische Struktur und Faziesabfolge des Monte Gordo Riffkalks bei Vila Franca (Lage s. Abb. 117). Allochthone Blöcke sind nicht maßstäblich dargestellt.

Fig. 144: Geological structure and facies succession of the Monte Gordo reefal limestone (Vila Franca). Allochthonous blocks are not to scale

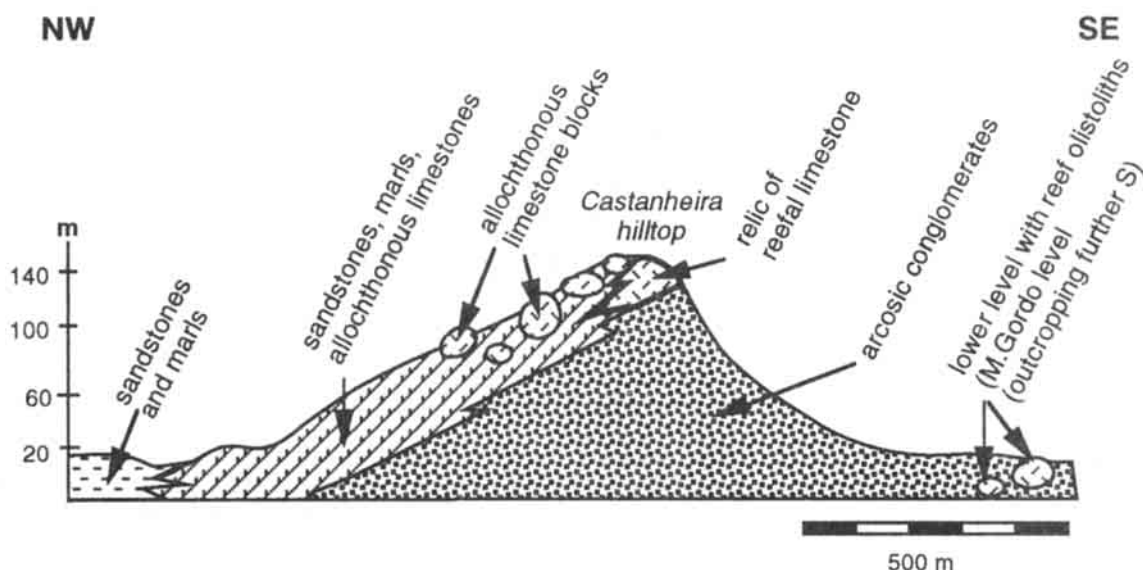


Abb. 145: Geologische Struktur und Faziesabfolge in der Umgebung des Castanheira Hügels (westlich Ortschaft Castanheira). Die allochthonen Kalkblöcke sind nicht maßstäblich dargestellt. Lage des Schnitts s. Abb. 117.

Fig. 146: Geological structure and facies succession around the Castanheira hill (Castanheira fan). Allochthonous limestone blocks are not to scale.

Die Castanheira Abfolge (Abb. 145): In der Gegend des Castanheira Hügels können wegen mangelhafter Aufschlußverhältnisse keine detaillierten Profile aufgenommen werden. Kurzfristig erlaubten jedoch Wasserfassungsarbeiten eine genauere Aufnahme direkt unterhalb des trigonometrischen Punktes. Der Südosthang wird durch grobe, arktische Konglomerate gebildet, welche hier eine Mächtigkeit von gut 150 Metern bis zum Hangfuß besitzen. Die Abfolge weist keine erkennbaren Schichtfugen auf; die Lagerungsverhältnisse sind jedoch durch Tonschollen, welche sich in einzelnen Horizonten anreichern, sowie durch bankweise Verhärtung am Top der Serie erkennbar. Im karbonatisch zementierten hangendsten Teil treten zentimeter- bis dezimetergroße Kalkgerölle häufiger auf. Im höchsten Bereich kommen bereits metergroße allochthone Kalkblöcke vor. Direkt unterhalb des Gipfels wird die siliziklastische Serie durch eine einen Meter mächtige Kalkbank aus stark neomorphem, *Tubiphytes*-führenden, siltigen und glimmerreichen Peloid Packstone überlagert. Darauf lagern acht Meter autochthone Riffkalkes. Basal finden sich oolithische Grainstones mit Milioliden, darüber treten schlecht zugängliche Korallenkalke auf. Am Top der Abfolge findet sich eine limonitische Eisenkruste in Verbindung mit Paläokarststrukturen. In wenigen Metern Entfernung löst sich das Riffrelikt in parautochthone, dann klar allochthone metergroße Kalkblöcke auf. Diese erlauben eine bessere Analyse des ehemaligen Riffes. Sie führen eine Vielzahl von Korallen (u.a. *Thecosmilia*, *Calamophylliopsis*, *Stylosmilia*, *Dermosmilia*, *Thamnasteria*, *Microsolena*), corallinen Schwämme (*Thalamopora*, Chaetetiden, Stromatoporen, u.a. cf. *Actinostromaria*), Bivalven (u.a. Austern), Nerineen sowie Echinidenreste (*Plegiocidaris*, *Acrocidaris*). Mikrobielle Krusten mit *Bacinella*, *Lithocodium* und *Tubiphytes* sind ebenfalls zahlreich vertreten. Die einzelnen Blöcke weisen jeweils unterschiedliche Faunendominanzen auf. So findet sich eine Bafflestone Fazies, eine *Thamnasteria*-Knollen Fazies sowie eine krustose *Microsolena*-Fazies. Mikrobielle Krusten sind generell häufig; sie bilden jedoch

auch eigene schwammnadelreiche mikrobielle Bindstones. Neben der Bindstone, Framestone und Bafflestonefazies findet sich in diesen wiederum allesamt paläoverkarsteten Blöcken auch Peloid Grainstone Fazies. Dünne plattige Lesesteine von Karbonatbrekzien kommen ebenfalls vor.

Mergelig-tonige Abadia Fazies überlagerte dem Anschein nach das autochthone Riffrelikt; im randlichen Bereich der Struktur ist dies noch erkennbar. Hier fand sich in den mergeligen Tönen eine reiche *Nicaniella* Führung sowie die Fragmente von *Laevaptychen*. Beim Herabsteigen zur Westflanke des Hügels bleibt man, bedingt durch die Lagerungsverhältnisse, etwa im Niveau des Riffrelikts. Maulwurfshügel sowie ein kleiner, aufgelassener Abbau zeigen an, daß mergelige Abadiatone hier den Untergrund bilden und somit mit der Rifffazies und der Arkosefazies verzahnen. Eingeschaltet finden sich sehr häufig Olistolithblöcke sowie dezimeterdicke Lagen von Karbonatbrekzien. In einem schmalen, lateral nicht weiter verfolgbareren Streifen herrschen rote Bodenfarben vor. Hier haben Lesesteine von Karbonatbrekzien eine rote Matrix. Einzelne Blöcke weisen starke Calichefizienzphänomene auf. Als Lesestein wurde eine pedogene Bauxitkongkretion gefunden, welche jedoch möglicherweise jüngeren Alters sein könnten.

3.2.7 Das Modell: Ein Analogon zu den rezenten Fächerdeltas des Golf von Suez?

Die oben behandelten Sedimente lagerten sich eindeutig in einem Fächersystem ab. Dafür sprechen die auch aus den Untergrunddaten gut ersichtliche, fächerförmige Anordnung der Faziesbereiche, die Häufigkeit von Debriten und Turbiditen, der rasche Übergang von proximaler zu distaler Fazies, sowie die punktförmige Zufuhr zwischen zwei Grundgebirgshochzonen hindurch. Die vorhandenen Ablagerungen sind ganz überwiegend marin. Bei den

Konglomeraten spricht (1) die gute Erhaltung der Feldspäte (vgl. HELGESSON et al. 1969), (2) das Fehlen von roten Farben wie sie sonst typischerweise in oberjurassischen terrestrischen Klastika des Beckens auftreten sowie (3) das Vorkommen von Riffkalken, Abadia-artigen Tonschollen und seltenen Ammoniten für den marinen Charakter der Sedimente. Hystrichosphären treten in der Konglomeratmatrix ebenfalls auf (R.C.L. WILSON, Milton Keynes, mündl. Mitt.). Allerdings kann nicht vollständig ausgeschlossen werden, daß auch terrestrische Bereiche durch die Konglomerate vertreten werden. Die feinkörnigeren Sedimente des Faziesbereichs 1 und 3 zeigen durch die vorhandene Fauna ebenfalls ihren marinen Charakter an.

Die extreme Grobkörnigkeit der Konglomerate deutet zusammen mit den häufigen Anzeigern für flachmarine Bereiche (Ooide, autochthone Korallenstotzen, Austern, Lignit) auf die Nähe zum Hinterland hin. Es muß deshalb angenommen werden, daß der submarine Fächerbereich an einen, möglicherweise nur untergeordnet entwickelten, alluvialen Fächerteil angeschlossen. Dieser alluviale Fächerbereich dürfte sich im Küstenstreifen vor einem Festlandscanyon oder Wadi gebildet haben. Die dazu benötigten steilen Gefällegradienten und damit verbundenen kurzen Transportwege können aus der Größe der Grundgebirgsgerölle, der schlechten Sortierung und der guten Erhaltung der Feldspäte abgelesen werden. Damit ist das Fächer-system als Fächerdelta ('fan delta' sensu HOLMES 1965) zu bezeichnen. Fächerdeltas sind noch ungenügend erforschte Ablagerungssysteme; ihre nähere Erforschung begann erst in den achtziger Jahren. Dementsprechend existieren bislang meist nur lokal gültige Modelle; allgemeingültige Trends lassen sich erst untergeordnet extrahieren (siehe Diskussionen in WALKER 1984, NEMEC & STEEL 1988; MCPHERSON et al. 1988, WINSEMANN 1992).

Die Transportprozesse: Das klassische Fächermodell nimmt gravitative Transportmechanismen (v.a. plastische Schuttströme = 'debris flows', Turbidite) an. Die Sedimente werden zuerst in Rinnen kanalisiert und bilden am Ende der Rinne kleine Fächer. Im oberen Fächerbereich finden sich einer oder mehrere eingeschnittene Hauptkanäle. Diese verzweigen sich im mittleren Fächerbereich. Am Ende der Kanäle bilden sich kleine Fächerstrukturen. Diese 'suprafan' Loben formen nebeneinander liegend und aufeinander gestapelt den tieferen Teil des mittleren Fächerbereich. Die höheren Fächerbereiche setzen sich aus Rinnenfüllungen mit erosiver Basis und feinkörnigeren Zwischenrinnensedimenten zusammen. Suprafans bestehen aus proximalen Turbiditen; der untere Fächerbereich zeigt die klassischen BOUMA-Turbi-

ditsequenzen (vgl. MUTTI & RICCI LUCCI 1972, NORMARK 1978, WALKER 1978, 1984, STOW 1986).

Konglomeratdominierte Fächerdeltas sind bislang weniger gut untersucht als feinkörnigere Typen. Das Kanalsystem und Turbiditkonzept wurde ursprünglich auch bei ihnen beigegeben, wobei der Proximitätsgrad insbesondere durch Sortierung, Gradierung und eventuelle Imbrikationsgefüge zum Ausdruck kommen soll (kanalabwärtige Übergänge von 'disorganisierten' zu sukzessiv besser gradierten Konglomeraten bis hin zu vollständigen BOUMA-Sequenzen; WALKER 1975). Diese Modellvorstellungen wurden zum Beispiel von AALTO (1976), LOWE (1982) und MASSARI (1984), teils in modifizierter Form übernommen. SURLYK (1984) konnte jedoch zeigen, daß innerhalb gravitativer, plastisch fließender Debrite die einzelnen Gefügetypen auch extrem schnell, d.h. im Meterbereich, ineinander übergehen können. Insbesondere Imbrikationsgefüge scheinen eher zufällig verteilt zu sein. Normale Gradierung ist jedoch ein wertvolles Hilfsmittel zur Erkennung abnehmender Gefälle in distaleren Bereichen. In den letzten Jahren wurde auch die Bedeutung von unkanalisierten, flächigen gravitativen Transportmechanismen, wie Gleitschollen, Schuttströme u.ä. erkannt (z.B. POSTMA 1984, MASSARI & COLELLA 1988). Konglomeratdominierte, fossile Fächerdeltas wurden z.B. von ETHRIDGE & WESCOTT (1984), KLEINSPEHN et al. (1984), KINGLSLEY (1984), NEMEC & STEEL (1984), MARZO & ANADON (1988) und WINSEMANN (1992) beschrieben.

Das fast ausschließliche Vorkommen massiver, gefügeloser ('disorganised') Konglomerate in Faziesbereich 3 weist auf die weite Verbreitung gravitativer, plastischer Massenbewegungen hin ('debris flows'). Plastisches Fließen ist schon bei sehr geringen Tongehalten möglich und führt zu träge fließenden, nicht kohäsiven Debriten. (z.B. LOWE 1982, NEMEC & STEEL 1984, SURLYK 1984). Die von SURLYK (1984) beobachteten kleinmaßstäblichen Wechsel in den Gefügemerkmalen (z.B. Komponentendichte, basale inverse Gradierung, Imbrikationen) sind ebenso in den hier behandelten Konglomeraten beobachtbar. Im Zentrum des Schuttstroms kommt es häufig zur Bildung eines gröberkörnigen, rein komponentengestützten, starren Pfropfs ('rigid plug', z.B. HAMPTON 1972; NAYLOR 1981). Da plastische Schuttströme ('debris flows') laminar fließen, können auch größere Schollen weicher Sedimente transportiert werden, sofern sie sich im Mittelteil des Stroms befinden (ENOS 1977). Die bis zu acht Meter messenden, hochkant positionierten Tonschollen bei Castanheira belegen die enormen Mächtigkeiten der einzelnen Schuttströme. Derartige Schuttströme können in sehr breiten Rinnensystemen bei mäßig steilen Gefällegradienten geflossen sein. Das Fehlen von feinkörnigen 'interchannel' Ablagerungen sowie die

Seltenheit erosiver Rinnenstrukturen lassen jedoch eher an die Dominanz lobenförmiger Ablagerungen denken, welche möglicherweise im Anschluß an den kanalisiertesten höchsten Fächerbereich durch Abriß gebildet wurden. Solche Rutschungen führen meist zur Bildung von steilen, über einige Zeit stabilen Rutschrinnen ('chutes'), welche sich hangabwärts trichterförmig verbreitern. An ihrem Ende kommt es häufig zu einem fächer- oder lobenförmigen Absatz der abgeglittenen Sedimente.

In distaleren Bereichen (Fazieszone 1) herrschte Turbiditsedimentation vor, wie die weit verbreiteten gradierten Sandsteine anzeigen. Vollständige BOUMA-Sequenzen sind allerdings selten. A oder A-B Turbidite entstanden entweder durch Abscheren der höheren Einheiten oder durch primär geringe Anteile der feinkörnigen Fraktion im Trübestrom; 'base-cut-out' Turbidite (Rippelsandsteine) entstanden aus Strömen mit niedrigeren Geschwindigkeiten, verursacht durch geringere Hangneigungen. Turbidite können u.a. durch Stürme, Erdbeben oder Einfließen subaerischer 'debris flows' in den marinen Bereich entstehen, aber auch aus subaquatischen 'debris flow' generiert werden, wenn diese durch Hangversteilung eine Erhöhung der Fließgeschwindigkeit erfahren (vgl. STOW 1986).

Auch die resedimentierten brekziösen Karbonate wurden in Form von Schuttströmen transportiert. Ton- und siltreiche Varietäten repräsentieren wiederum plastische Schuttströme. Kalkschlamm besitzt allerdings nicht die gleiche kohäsive Wirkung wie terrigener Ton, so daß beim Fehlen von Tonmineralen genügend feinkörnige Kalkschlammatrix vorhanden sein muß, um karbonatische 'debris flows' entstehen zu lassen. Das resultierende Gefüge entspricht im allgemeinen einem Floatstone bis locker gepacktem, kalkschlammreichem Rudstone. Karbonatische Floatstone und Rudstone 'debris flows' wurden von COOK & MULLINS (1983), ENOS & MOORE (1983), HARRIS & WIGGINS (1985) und MULLINS & COOK (1986) beschrieben. Etliche der vorkommenden Lithoklastkarbonate besitzen jedoch eine rein sparitische Grundmasse. Diese Karbonate wurden dem Anschein nach durch 'grain flow' Prozesse verfrachtet, also durch submarine, lawinenartige Transportvorgänge, bei denen Korn-zu-Korn Kollision die Komponentenstützung verursacht. 'Grain flow' Transport benötigt steile Abhänge (> 180) und führt zu nur geringmächtigen Lagen (LOWE 1976, STOW 1986).

Bei den Oolith einschaltungen innerhalb des siliziklastischen Faziesbereichs 1 weisen Gradierungen, Sortierung, Einregelungen, teilweise Auswaschung, Sohlmarken, Mischung von Flach- und Tieferwasserkomponenten und Inkorporation von Komponenten aus der Unterlage eindeutig auf Ablagerung

aus turbiditischen Trübestömungen hin. 'Grain flow' hätte weder die gut ausgeprägte Gradierung, noch die Strömungsmarken verursacht. Allerdings sind keine vollständigen BOUMA-Zyklen vorhanden. Beim Náo Há Oolith liegen zwei übereinandergestapelte Typ A-B Turbidite vor. Die höheren Einheiten konnten entweder wegen des primären Fehlens der betreffenden Kornfraktion nicht ausgebildet werden, oder scherten ab und bildeten weiter im distalen Bereich 'base-cut-out' Karbonatturbidite (vgl. MULLINS & COOK 1986), die allerdings im Gelände nicht angetroffen bzw. nicht erkannt wurden. Karbonatturbidite wurden u.a. von MEISCHNER (1964), SCHLAGER & CHERMAK (1979), STEIGER (1981), STEIGER & JANSKA (1984), MULLINS & COOK (1986) und EBERLI (1987) beschrieben.

Die in den beiden gradierten Einheiten erkennbare Vermischung verschiedener Ablagerungsbereiche (Ooidbarren, Ästuar mit Austern und Ligniteinfluß, siliziklastische Bereiche) deutet darauf hin, daß die Turbidite im Zuge größerer Kollapsereignisse entstanden. Die Bildung der brekziösen Komponenten kann ebenfalls durch Kollapsprozesse erklärt werden (s.u.). Die starke Neomorphisierung mancher Komponenten deutet jedoch darauf hin, daß in manchen Fällen auch Verkarstungsprozesse für die Bildung brekziöser Komponenten verantwortlich war. Am Top des Monte Gordo ist an Verkarstung gebundene Brekzierung erkennbar.

Die Bildung großer Kalkblöcke wurde ebenfalls häufig oder überwiegend durch Verkarstung verursacht. Direkt beobachtbar ist dies am Top des Monte Gordo sowie des Castanheira Hügels, wo sich die massiven oder gebankten autochthonen Kalke in untransportierte und parautochthone Kalkblöcke auflösen. In den allochthonen Olistolithen weist die weitverbreiteten prä-Transport-Verkarstung ebenfalls auf die allgemeine Bedeutung der Karsteinflüsse bei der Bildung der Blöcke hin. Die nur relikthafte Erhaltung der autochthonen Kalke ist wiederum ein Anzeichen für die weitverbreiteten Kollapsprozesse, welche zur Resedimentation der Kalke in tieferen Beckenbereichen führte.

Der Typ des Fächerdeltas: Folgende oben erwähnten Charakteristika sind zur Interpretation des Fächerdeltatyps von Bedeutung:

- (1) Dominanz extrem grobkörniger, flächig verbreiteter 'debris flow' Ablagerungen im höheren Fächerbereich.
- (2) Schlamm dominierte, turbiditische distale Fazies
- (3) Rascher Übergang in die distale Fazies
- (4) Steile Hänge und Häufigkeit von Kollapsstrukturen
- (5) Fehlen von Progradation; distale Fazies in 'onlap' Position bezüglich proximaler Fazies.

Diese Charakteristika sind typisch für ein Hangtyp-Fächerdelta im Sinne von ETHRIDGE & WESCOTT (1984) oder MASSARI & COLELLA (1988). Derartige Fächerdeltas bilden sich entlang instabiler, durch schmale Schelfbereiche charakterisierter Beckenränder. Daraus resultieren steile Hanggradienten und damit verbundene Schuttstrombildungen, wobei es auch zu Kollapsstrukturen und der teilweisen 'Kannibalisierung' (MASSARI & COLELLA 1988), d.h. der Resedimentation der Sedimente des höheren Fächerbereichs in tieferen Bereichen kommt. Die beiden weiteren möglichen Grundtypen, Schelftyp- bzw. Gilbert-Typ-Fächerdeltas sind durch breite Schelfzonen gekennzeichnet, wobei im ersten Fall Aggradation, im zweiten Fall Progradation vorherrscht (op. cit.).

Die Riffstrukturen: Die eigentliche Besonderheit des Castanheira Fächerdeltas ist das Auftreten von Riffstrukturen bzw. deren resedimentierter Reste im Fächer. Während Karbonate in terrestrischen Alluvialfächern keine Besonderheit darstellen (vgl. NICKEL 1982), müssen für das Wachstum von Riffen innerhalb der marinen siliziklastischen Bereiche besondere Anpassungs- oder Abschirmungsmechanismen vorhanden sein.

Ein rezentes Beispiel bilden die Riffe der nördlichen Golfe des Roten Meers, Golf von Eilat (Aquaba) und Golf von Suez. Hier bilden sich auf siliziklastischen Fächerdeltas, welche ihr Sedimentmaterial aus Wadis beziehen, Saum- und untergeordnet Wallriffstrukturen (FRIEDMAN 1968, 1987, GVIRTZMAN et al. 1977, ROBERTS 1987, ROBERTS & MURRAY 1987). Vergleichbare fossile Beispiele wurden bislang nur selten beschrieben. Fast alle dem Verfasser bekannten Beispiele stammen aus Spanien (Karbon: COLMENERO et al. 1988; Kreide: ROBLES et al. 1988; Eozän und Miozän: SANSISTEBAN & TABERNER 1979, 1987; Neogen: DABRIO & POLO 1988; auch für weitere Referenzen zu den jeweiligen Beispielen). BURCHETTE (1988) beschreibt ähnliche Bildungen aus dem Miozän des Golf von Suez.

Folgende Faktoren werden von den Autoren für das Auftreten der Karbonate verantwortlich gemacht:

- (1) Eine aufgrund des ariden Klimas nur saisonale siliziklastische Beeinflussung (ROBERTS 1987, ROBERTS & MURRAY 1987, COLMENERO et al. 1988);
- (2) Lage der Riffe außerhalb des groben terrigenen Einflusses bzw. Wachstum zu Zeiten verminderten siliziklastischen Eintrags aufgrund eines Anstiegs des Meeresspiegels (ROBLES et al. 1988);
- (3) Weitgehende Inaktivierung des Fächerdeltas zwischen größeren Progradationsstadien bzw. laterale Verlagerung aktiver Loben und dadurch bedingte, verringerte siliziklastische Sedimentation in den deaktivierten Bereichen (DABRIO & POLO 1988).

Unklar bleibt jedoch jeweils, wie die feine Tonfraktion, welche bei Ruhigwasserbedingungen bis zu einem Jahr in Suspension bleiben kann (KÜHLMANN 1984), von den Riffbereichen ferngehalten wird. Aufgrund des ariden Klimas ist bei den rezenten Beispielen mit einer stark eingeschränkten Tonmineralbildung im kristallinen Hinterland zu rechnen, so daß auch bei siliziklastischen Eintragsereignissen nur relativ wenig suspendiertes Material in den Küstenbereich eingebracht wird.

Zur Interpretation der Verhältnisse ist die Tiefenlage der Riffe wichtig. Die Boundstone-Fazies der autochthonen und allochthonen Riffkalke des Castanheira Fächers wird von mikrobekrustenreichen Bindstones beherrscht. Im Unterschied zum ebenfalls mikrobekrustenreichen Otariff fällt die Verschiebung in der Zusammensetzung der Krustenbildner auf. *Lithocodium* und *Bacinella* sind im Otariff dominant, *Thaumatoporella* ist dort häufig, *Tubiphytes* hingegen nur untergeordnet bzw. fleckenhaft vertreten. In den Riffen des Castanheira Fächers dominieren die dichten bis peloidalen mikrobiellen Krusten zusammen mit den sehr häufig auftretenden *Tubiphytes*. Nubeculariide Foraminiferen sind in den Fächerriffen häufig; im Otakalk tritt eher *Placopsilina* auf. Die im Otakalk so häufige inkrustierende bzw. bohrende Foraminifere *Bulloporella aff. laevis* findet sich in den Fächerriffen praktisch nicht. Der agglutinierende Polychaete *Terebella* stellt ebenfalls ein typisches Element des Castanheira Bereichs dar. Gerüstbildende Organismen beschränken sich in der Rifffazies des Monte Gordo-Castanheira Bereichs auf wenige dominante Formen. Auffallend in den Fächerriffen sind die im Otakalk fehlenden Relikte von Kieselschwämmen sowie die erhöhte Häufigkeit von Chaetetiden und Stromatoporen. *Microsolena* ist mit Abstand das häufigste Korallenelement. Fasciculate bis phaceloide Korallenstöcke sind oft durch dünnästige Formen vom Typ *Calamophylliopsis* vertreten; dickästige Formen erscheinen seltener, dann jedoch dominant. Weitere Korallenformen sind nur untergeordnet vorhanden. Brachiopoden sind häufiger als im Otariff.

Die Organismenzusammensetzung sowie das weitgehende Fehlen ausgewaschener Areale weisen auf größere Wassertiefen als im Otariff hin. Die Vergesellschaftung ist mit der aus der Sintra-Karbonatrampe von ELLIS (1984) beschriebenen *Thartarella* (identisch mit *Terebella*) und *Corynella* Vergesellschaftung vergleichbar (s. Kap. 4.3). ELLIS nimmt Wassertiefen von etwa 30 bis 60 Meter an. Die flache, tabulare Form von *Microsolena* wurde von SCOTT (1981) als mögliche Anpassung an geringe Lichtintensitäten gesehen. Sie wären somit mit der rezenten Schallplattenkorallen oder der extremen, symbiontischen Tiefwasserform *Lepto-*

seris vergleichbar. Letztere lebt im Roten Meer in Wassertiefen bis zu 150 Metern (DULLO et al. 1988). Im allgemeinen leben die scheibenförmigen Korallen im rezenten jedoch in einer Tiefe von 20-60 Metern (Scheibenwuchszone, KÜHLMANN 1984). Begleitende ästige Korallen können aufgrund ihrer Wuchsform auf hohe Sedimentationsraten, Nahrungsmangel und/oder inkonstante Beleuchtung hinweisen (HUBBARD & POCKOCK 1972). Flache, krustose Formen von *Microsolena* treten jedoch auch in eindeutigen Flachwasserriffen (Ota) auf, so daß hier die Wuchsform auf verschiedene Faktoren zurückgeführt werden kann.

An getrübes Wasser angepasste Spezialisten könnten innerhalb der Schwämme auftreten. Schwämme können aktiv Wasser durch ihren Körper pumpen. Von rezenten Weich- und Kalkschwämmen ist bekannt, daß viele höhere Raten an terrigener Tontrübe tolerieren und selbst bei Symbiose mit Cyanobakterien nur geringe Lichtmengen benötigen (KÜHLMANN 1984, WILKINSON 1984). Inwieweit dies allerdings für Kieselschwämme zutrifft, ist bisher unklar (siehe Diskussion in LEINFELDER 1993a und LEINFELDER et al. 1993a). Ein gewisser Unterschied zu den kleinen Riffstotzen der Sintra-Rampe ist die Häufigkeit von *Tubiphytes*, welche in der Rampensituation nicht derart häufig auftritt. Das Mikroproblematikum *Tubiphytes* wies möglicherweise sehr geringe Wachstumsraten auf und wuchs bevorzugt auf steil geneigten Substraten. Tatsächlich findet sich *Tubiphytes* in größeren Häufigkeiten auch in den Hangablagerungen der Montejunto-Plattform (s. Kap. 3.1). *Tubiphytes* ist zudem ein häufiges Element von in Hangposition gewachsenen mikrobiellen Thrombolithriffen des südportugiesischen Oberjura (LEINFELDER et al. 1993a,b).

Gewisse Ähnlichkeiten insbesondere der kieselschwammführenden Bereiche bestehen ebenfalls zu den Mikrobenkrusten-Kieselschwammriffen des süddeutschen Oberjura, welche durch eine Assoziation von Kieselschwämmen, mikrobiellen, häufig peloidalen Krusten und häufigen *Tubiphytes* gekennzeichnet ist. (z.B. GWINNER 1976, FLÜGEL & STEIGER 1981, KEUPP et al. 1990, BRACHERT 1992, LEINFELDER 1993a). Die in den Castanheira - Monte Gordo Riffen häufigen, irregulären Peloiden und Intraklasten sind den sog. Tuberoiden der süddeutschen Schwammriffe vergleichbar. Korallen treten in Süddeutschland allerdings erst auf, wenn die Schwammriffe in flacheres Wasser hochwachsen. Für die süddeutschen Schwammriffe wurden u.a. aufgrund der Ammonitenassoziationen Wassertiefen von bis zu mehreren hundert Metern angenommen (GWINNER 1976, ZIEGLER 1967, 1977). Neuerdings werden von manchen Autoren jedoch Auftauchphasen postuliert (SCHORR & KOCH 1985, KOCH & SCHORR 1986), wobei die angegebenen Kriterien nach Ansicht des Verfassers noch einer

weiteren Untermauerung bedürften. Bathymetrische Übergänge zwischen einer tieferen, Kieselschwamm-dominierten in eine flache, Korallen-dominierte Fazies sind besonders gut im Oberjura der östlichen Algarve (Südportugal) entwickelt (LEINFELDER et al. 1993a). Nach der durch LEINFELDER et al. (1993a) gegebenen Klassifikation für durch das Auftreten von Kieselschwämmen charakterisierten Oberjurariffen ist der entsprechende Teil des Monte Gordo Riffes als Typ 5 (schuttreiche, kieselschwammführende Korallenriffe) sowie Typ 4a (Mikrobenkrustenfazies mit Kieselschwämmen und Korallen) zu bezeichnen.

Die Karbonatstrukturen des Castanheira Fächers waren dem Anschein nach bathymetrischen Schwankungen unterworfen. Das Monte Gordo Riff siedelte sich am Rande eines Konglomeratlobus im Übergang zu einem Interlobenbereich an (Abb. 145, 146). Die arkotische Fundierung geht nach oben in Lithoklast - Black Pebble Fazies über, welche von einem trockengefallenen, benachbarten Riffbereich hergeleitet werden kann. Der Antransport war möglicherweise durch eine größere Kollapsstruktur bedingt; das aufgeschüttete Material reichte bis über den Wasserspiegel bzw. fiel mehrfach trocken, wie durch die weit verbreiteten, an diesen Bereich gebundenen vadosen Silte nachzuweisen ist. Darauf entwickelte sich das Monte Gordo Riff. Die Entwicklung weist zuerst einen Vertiefungstrend auf; die Karbonatproduktion konnte mit der Absenkung nicht Schritt halten ('give-up reef' im Sinne von SHINN 1988). Die größte Eintiefung wird durch die Schwammnadel-Mikrobenkrusten Fazies repräsentiert, in der auch vollständige Kieselschwämme auftreten. Danach zeigt sich eine zunehmende Verflachung ('catch-up reef'), so daß am Top des Monte Gordo Kalks dickstämmige Korallenbafflestones, z.T. zusammen mit ausgewaschenen Sedimenten auftreten. Eine ruckartige weitere Verflachung führte zu intensiver Verkarstung; darauf tiefte sich der Fächerbereich unter Reaktivierung der Sedimentzufuhr wieder ein, so daß die Struktur durch ammonitenführende Sandsteine überlagert wurde.

Die Fundierung der Riffstruktur am Castanheira Hügel zeigt im Gegensatz dazu keine Anzeichen für subaerische Exposition, jedoch wiederum Anzeichen für besonders rasche Verflachung an der Basis des Riffs. Über den Arkosen finden sich glimmerreiche Peloidkrustenkalken mit *Tubiphytes*, welche rasch in Milioliden-führende oolithische Grainstones übergehen. Darüber erscheinen Mikrobenkrusten-*Microsolena* Bindstones sowie Korallen-Bafflestones und Framestones. Die Entwicklung wird wiederum durch Verkarstung abgeschlossen. Somit scheint hier, nach einer raschen Verflachungs-/Eintiefungsphase im untersten Teil des Riffs eher ein rascher Verflachungstrend mit nachfolgender

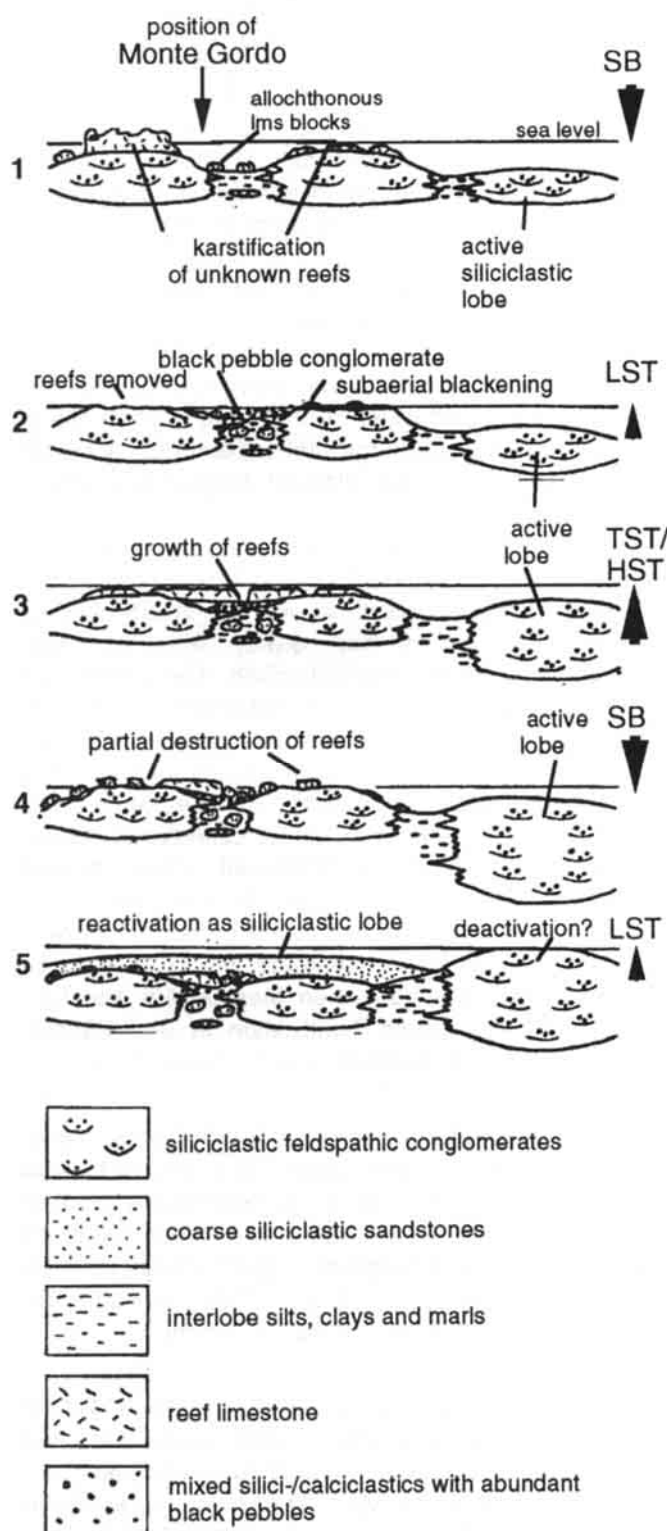


Abb. 146: Interpretation der Entwicklungsabschnitte des Monte Gordo Bereichs durch Schwankungen des relativen Meeresspiegels und lokale Deaktivierungsprozesse siliziklastischer Loben (Erläuterung s. Text bzw. unten).

Fig. 146: Interpretation of the development phases of the Monte Gordo area. Changes of relative sea level and local deactivation of siliciclastic lobes are the principal factors. SB, LST etc. are local systems tracts.

(1) Sea level lowstand results in blackening, karstification and block transport of older carbonates towards interlobe areas;

(2) Black pebbles and siliciclastics increasingly fill up interlobe area;

(3) The Monte Gordo reef develops during subsequent sea level rise and highstand. Restriction of reef development to narrow area shows that gravitational siliciclastic sedimentation was active (though probably reduced) in neighbored areas;

(4) Karstification and partial erosion of the Monte Gordo reefs occurs during subsequent sea level fall, after which siliciclastic sedimentation is reestablished (5).

bathymetrisch stabiler Phase ('catch-up / keep-up reef' nach SHINN 1988) vorzuliegen. Das Auftreten von allochthonen Ooiden und anderen Flachstwasserkomponenten an der Basis sowie in den allochthonen Karbonatbrekzien und Sanden weist auf

die Existenz extrem flacher karbonatischer Areale in manchen Fächerteilen hin.

Beide Riffe bzw. deren Relikte in Form von fossilen Versturzböcken sind nach dem Geländebefund zwei unterschiedlichen Niveaus zuzuordnen.

Sie finden sich im einen Fall innerhalb, im anderen Fall am Top der grobklastischen Fazies.

Die autochthonen Riffrelikte liegen innerhalb der Verbindung der seismisch nachweisbaren Grundgebirgshochzonen im Norden und Süden. Obgleich diese Hochzone durch Quergrabenbildung unterbrochen war und zum Einlaß des Fächers ins Becken führte, kann angenommen werden, daß auch hier das Grundgebirge höher lag als im angrenzenden tieferen Beckenteil. Durch diesen Treppeneffekt verblieb ein schmaler Streifen des submarinen Fächerbereichs im relativen Flachwasser. Derartige Situationen sind in Hangtyp Fächerdeltas häufig (ETHRIDGE & WESCOTT 1984).

Folgende Situationen und Prozesse können für die Entstehung der Riffe im Castanheira Fächer verantwortlich gemacht werden (s. auch Kap. 6.3):

(1) Relativer Meeresspiegelanstieg: Das Vorkommen der Riffe und Riffrelikte ist an zwei Niveaus gebunden. Innerhalb dieser Niveaus kommen Riffe allerdings nicht durchgehend, sondern nur fleckenhaft vor. Die Korrelierbarkeit der Niveaus, sowie ein klarer Verflachungstrend an der jeweiligen Riffbasis, gefolgt von einem Eintiefungs-/Verflachungstrend innerhalb der Riffe zeigt die Bedeutung von relativen Meeresspiegelschwankungen beim Riffwachstum an. Allerdings kann wegen des enorm hohen Hinterlandeintrags ein Meeresspiegelanstieg allein nicht für das Abfangen von Siliziklastika verantwortlich gemacht werden. Die Isoliertheit der Vorkommen, die jeweils unterschiedlich ausgebildeten Verflachungs-/Eintiefungsmuster sowie insbesondere die Tiefgründigkeit früher Verkarstung am Top der Riffe in Verbindung mit den häufigen Kollapsstrukturen läßt auf die Bedeutung weiterer Kontrollmechanismen schließen.

(2) Fächerdelta-Typ: Das Vorhandensein eines getreppten Hangtyp-Fächerdeltas bedingte einerseits relativ stabile Flachwasserbereiche, andererseits eine starke gravitative Komponente, welche Siliziklastika durch diese Bereiche rasch ins tiefere Wasser wegführte ('by passing'). Dabei erfolgte dauernder oder zeitweiser Transport der Hauptmasse des siliziklastischen Materials möglicherweise durch eine breite, canyonartige Rutschrinne mit abschirmenden, unter Umständen zum Teil sogar subaerisch exponierten Dämmen ('levees'). Derartige submarine erosive Phasen ('fan valley' phase with entrenchment' und nachfolgender 'confined fan phase' nach MUTO 1988) konnten durch tiefen Meeresspiegel oder lokale tektonische Anhebungen bedingt sein und führen zur hauptsächlichlichen Sedimentation der Klastika innerhalb eines derartigen Tals.

(3) Klima: Die generelle Grobkörnigkeit des siliziklastischen Fächermaterials ist für ein ausgeprägtes Hinterlandsgefälle diagnostisch. Anzunehmen ist deshalb ein enorm hoher Anfall von siliziklastischem Material. Darauf weist auch die vermutlich nur während des Unterkimmeridgium sedimentierte, enorme Mächtigkeit der Grobklastika von über 2000 Metern im Raum Arruda. Unklar ist dabei jedoch, wie hoch der primäre Anteil von terrigenem feinkörnigen Material überhaupt war. Die Frische der Feldspäte sowie die häufigen, nicht desintegrierten Grundgebirgsgerölle deuten an, daß chemische Verwitterungsprozesse und damit verstärkter Anfall von feinkörnigem Verwitterungsschutt nur untergeordnet wirksam waren, was mit einer relativen Aridität des Klimas erklärbar ist. Möglicherweise wurde aufgrund dieser Aridität auch nur saisonal Material angeliefert, wie es für die Fächerbereiche der Golfe des Roten Meers typisch ist (vgl. ROBERTS & MURRAY 1987; siehe jedoch Kap. 6.3.2). Allerdings sind neben den teils evaporitischen Gesteinen der mitteloxfordischen Cabaços Schichten auch Süß- und Brackwassersedimente sowie kohlige Ablagerungen im Oxfordium, Kimmeridgium und Tithonium des Lusitanischen Beckens weit verbreitet (FELBER et al. 1982, LEINFELDER 1986, 1987a), so daß der Ariditätsgrad sicherlich weit geringer war als im heutigen Bereich des Roten Meeres. Die weite Verbreitung leicht verwitterbarer phyllitischer Gesteine im Grundgebirge der portugiesisch-spanischen Meseta läßt ebenfalls annehmen, daß auch Tonfraktion in den Fächerbereich geschüttet wurde.

(4) Suspensionsströme: Wegen des oben postulierten starken Hinterlandgefälles ergeben sich beim Eintritt ins Wasser hohe Dichtewerte, so daß auch feinkörniges Sediment im wesentlichen in Form von bodenbezogenen, hyperpynischen Suspensionsströmen (vgl. ELLIOT 1986) entlang der Rinnenböden beckenwärts fließen konnte.

(5) Küstenparallele Strömungen. Die zunehmende Beckenkonstellation läßt vermuten, daß zusätzliche Abschirmung durch küstenparallele Strömungen vorhanden war. Derartige Strömungen können den Einfluß zumindest des feinkörnigen siliziklastischen Materials in den flachen Wasserschichten ganz auf einen schmalen Küstenstreifen beschränken (vgl. Kap. 6.3.2).

(6) Autozyklische und tektonisch bedingte Deaktivierung von Fächerbereichen. Die Ablagerung von Debrüt-Schuttströmen führt zu aus depositionalen Loben zusammengesetzten positiven Reliefstrukturen. Ab einer bestimmten Höhe

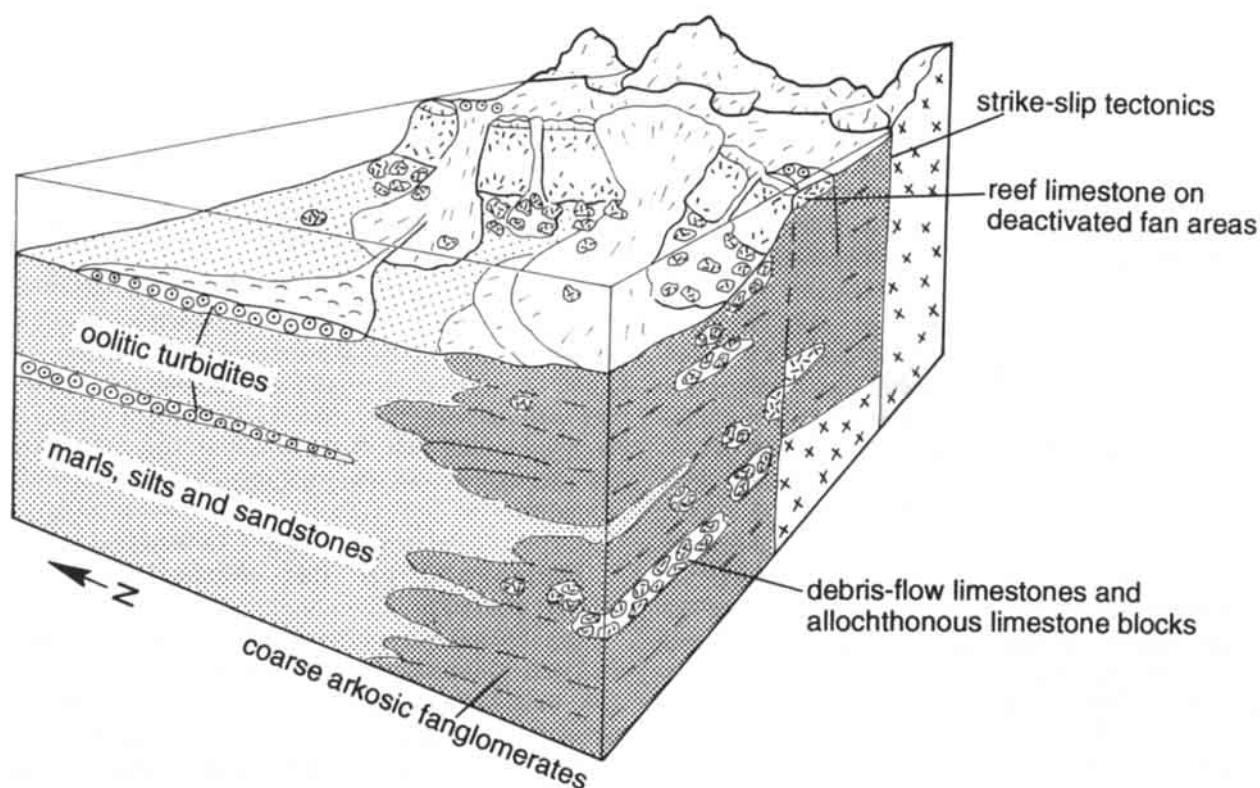


Abb. 147: Generelles Ablagerungsmodell für das gemischt karbonatisch-siliziklastische Castanheira Hangtyp-Fächerdelta. Autochthone Karbonatentwicklung erfolgte insbesondere während zwei relativer Meeresspiegelanstiegen, konnte sich jedoch auch dann nur auf einigen auto- oder allozyklisch deaktivierten Fächerbereichen durchsetzen. Kollapsphasen waren an lokale tektonische Aktivität sowie an relative Meeresspiegelfälle gebunden (vgl. Text).

Fig. 147: Generalised depositional model for the mixed carbonate-siliciclastic Castanheira slope-type fan delta. Deposition of autochthonous carbonates was particularly related to two phases of relative sea level rise, but could nevertheless only take over in some autocyclically or allocyclically deactivated fan areas. Collapse events were related to local tectonic activity and drops in relative sea level (see text).

umfließen die nachfolgenden Schuttstöße diese Hügel. Auf einer derartigen, autozyklisch deaktivierten Struktur kann ein Riff aufwachsen, welches mit der generellen Absenkung schritthalten, bzw. diese sogar überkompensieren kann ('keep-up' bzw. 'catch-up reefs'; vgl. SHINN 1988). Reichten depositionelle Loben zur Zeit ihrer Deaktivierung ins sehr flache Wasser hoch, konnten sich 'lagunäre' Karbonate oder Oolithbaren bilden. Die teils diskontinuierliche bathymetrische Entwicklung des Monte Gordo Riffs, sowie vor allem die tiefgründigen Verkarstungserscheinungen in den unterschiedlichen Niveaus weisen aber auch auf die Bedeutung tektonischer Bewegungen innerhalb des Fächers hin. Diese waren jedoch dem Anschein nach

mit relativen Meeresspiegelschwankungen gekoppelt (s. Kap. 6.3.3). Der Fächer bildete sich am aktiven Rand eines 'pull-apart' Beckens (s. Kap. 6.3.1) und war somit häufigen lateralen Bewegungen mit wechselnden kompressiven, tensionalen oder vertikalen Komponenten ('strike slip'-Tektonik) unterworfen. Daraus resultieren lokale Verstellungen von Klemmschollen, welche die allozyklische Deaktivierung von Fächerbereichen bewirken und die Tefgründigkeit der verbreiteten Karstphänomene erklären, sowie z.T. für Kollapsprozesse verantwortlich waren.

Abb. 147 zeigt ein vereinfachtes Ablagerungsmodell für das Castanheira Fächerdelta. Die

Initiierung des Riffwachstums im Castanheira Fächer begann im extremen Flachwasser. Die Riffe selbst wuchsen, im Zuge rascher, durch relativen Meeresspiegelanstieg verursachten Eintiefung über eine gewisse Zeit in etwas größeren Wassertiefen (etwa 20 bis 40 Metern), um zum Schluß ihres Wachstums in sehr flache Bereiche zu gelangen. Das nur punktuelle Auftreten der Riffe zeigt die zusätzliche Bedeutung auto- und allozyklischer Deaktivierung von Fächerbereichen innerhalb der transgressiven Phasen. Die Dominanz von mikrobiellen Bindstones in den weit verbreiteten Versturzböcken weist auf bevorzugte Bildung am Außenrand von depositionellen Loben hin. Dies bedeutete für die Rifforganismen geringere terrigene Sedimentationseinflüsse und bessere Möglichkeit des Abtransports unerwünschten Materials. Andererseits mußten dafür aber Licht- und möglicherweise sogar Nahrungsmangel in Kauf genommen werden, was zur Häufigkeit daran angepaßter Organismen führte (s.u.). Biogene Stabilisierung und Überwuchs der Außenrandbereiche depositioneller Loben führte möglicherweise zur Übersteilung von Teilen der Fächermorphologie, was sicherlich Kollapsprozesse förderte, welche insbesondere durch an tektonische Phasen gekoppelte relative Meeresspiegeltiefstände ausgelöst wurden.

Die Interpretation des Castanheira Fächers und des Monte Gordo Riffs ist erst mit den in den letzten Jahren erarbeiteten Modellvorstellungen einigermaßen befriedigend durchzuführen. Um so beeindruckender sind deshalb die Beobachtungen von ANDRADE (1934) aus den dreißiger Jahren, deren fazieller Ansatz für damalige Verhältnisse außerordentlich weitgehend war. Er interpretierte den Monte Gordo Kalk bereits als Riff, sah das primäre Aufwachsen der Struktur auf Konglomeraten bzw. Mergeln und erkannte die Diskordanz am Top des Kalkstotzens (heute Karstdiskordanz) sowie deren Überlagerung durch Sandsteine. Weiterhin interpretierte er die häufigen Olistolithe aufgrund ihrer Fazies als Fleckenriffe (allochthone Karbonate waren noch weitgehend unbekannt) und erwähnte die Sandstein-gefüllten Taschen (heute Paläokarst), wobei er Zeitgleichheit von Riffwachstum und siliziklastischer Sedimentation vermutete und den siliziklastischen Einfluß für das Absterben der Strukturen verantwortlich machte. Darüberhinaus nahm er für die arkotischen Konglomerate eine sehr küstennahe Ablagerung an und vermutete, ohne sich auf Ammonitenfunde stützen zu können, Zeitgleichheit der Konglomerate mit den weiter westlich anzutreffenden, feinkörnigen Abadia Schichten.

3.3 Das Amaral - Abadia Hangkappensystem

Die Amaral Formation besteht im wesentlichen aus korallenreichen Karbonaten, Schuttkalken und Oolithen. Sie bildet einen mehrere Zehner Meter mächtigen Horizont, welcher zwischen der mergelig-sandigen Abfolge der Abadia Formation im Liegenden sowie der Lourinhã Formation (Sobral

Formationsglied) im Hangenden eingeschaltet ist. Trotz ihres faziell und faunistisch interessanten Aufbaus existieren bislang nur wenige kursorische Übersichten neueren Datums, bei denen die Sedi-mententwicklung der Einheit im Rahmen anderer Untersuchungen kurz geschildert wurde (CREVELLO & HARRIS 1984, LEINFELDER 1986, LEINFELDER & WILSON 1989, ELLIS et al. 1990). Daneben sind einige unveröffentlichte Untersuchungen der Formation bzw. von Teilen davon vorhanden (CHAUMEAU 1962, DÖHLER 1984). Die nachfolgende kurze Beschreibung und Interpretation des Amaral-Abadia Ablage-rungssystems basiert auf neueren Beobachtungen, die v.a. im Rahmen einer Kartierkampagne mit fortgeschrittenen Studenten erarbeitet wurden. Darüberhinaus wurde das Amaral-Abadia System in einer demnächst verfügbaren ökologisch-faziellen und sequentiellen Detailstudie untersucht (NOSE in Vorb.), so daß hier nur ein kurzer Überblick über die generelle Entwicklung gegeben wird.

3.3.1 Verbreitung und laterale Faziesvariation der Amaral Formation

Die Amaral Formation ist über eine Fläche von ca. 400 Quadratkilometer verbreitet (s. Abb. 6). Die südlichsten Aufschlüsse liegen bei Sapataria. Nach Osten reicht die Formation bis fast zum Fluß Tejo, wird dort jedoch stark mergelig oder sandig. Die nördlichsten Aufschlüsse befinden sich in der Montejunto Region; nach Westen reicht die Einheit bis etwa Torres Vedras. Aufgrund fazieller Ähnlichkeiten sowie ihrer lithostratigraphischen Position kann die Einheit auch noch in den Bohrungen Monsanto und Barreiro bei Lissabon erkannt werden (RAMALHO 1971, ELLIS et al. 1990). Aus denselben Überlegungen lassen sich u.U. höherenergetische Kalke bei Sintra im Südwesten, sowie in der Gegend des Caldas da Rainha Diapir im Norden noch lithostratigraphisch mit der Amaral Formation vergleichen (LEINFELDER 1986, 1987a). Die nachfolgende Betrachtung bezieht sich jedoch nur auf den aufgeschlossenen und auskartierbaren Kernbereich der Verbreitung.

Die Formation besteht im Großraum Arruda-dos-Vinhos häufig aus einem korallenreichen, tieferen Teil ('Corálico' = Trancoso Formationsglied; LEINFELDER 1986) und einem höheren, oolithischen Abschnitt ('Oólito miliar'), wobei die beiden Untereinheiten nicht immer klar voneinander getrennt werden können (Abb. 148). Die maximale Mächtigkeit der Amaral Schichten beträgt ca. 80 m, die Formation kann aber lokal auch vollständig fehlen. Die Einschaltung der kompakten Kalke zwischen weicheren siliziklastischen Folgen läßt die Amaral Formation meist als Geländestufe in Erscheinung treten: Sie umrahmt als Steilkante das Tal von Arruda sowie seine Nebentäler (s. Abb. 6)

und bringt in der durchgewitterten Matacões-Montejuento Antiklinale die Sattelstruktur räumlich zum Ausdruck. Bereichsweise ist auch nur der oolithische Teil entwickelt, in welchen sich dann Korallencluster einschalten können. Im Zentrum des Arruda Subbeckens existieren meist beide Unter-einheiten; nach Norden dominieren jedoch die Oolithe, welche am Ostrand des Otakalks sehr mächtig werden können. Entlang der Matacões - Montejuento Antiklinale finden sich ebenfalls bevorzugt oolithische Sedimente. Hier, aber auch im Nordteil des Arruda Subbeckens treten auch innerhalb der Formation Einschaltungen von Sandsteinen auf. An der Ostgrenze der Verbreitung, bei Castanheira, verzahnen sich die Oolithe direkt mit roten Sandsteinen und Konglomeraten. Etwas weiter südlich geht der Corálico in mergelige Korallen-Fleckenriffe über, um danach zu verschwinden. An der Südgrenze der Verbreitung, bei Sapataria, findet sich eine direkte Verzahnung mit siliziklastischen sowie mikritischen Sedimenten (s. LEINFELDER 1986).

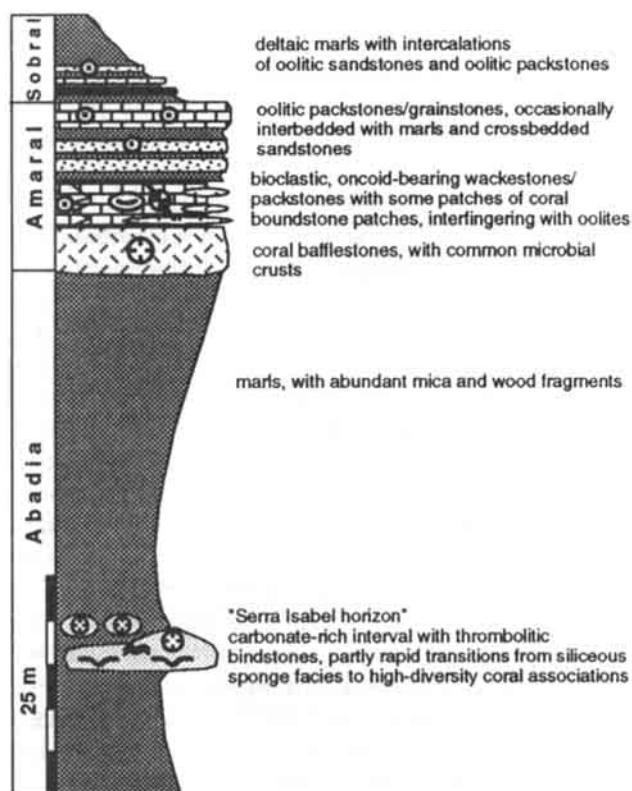


Abb. 148: Übersichtsprofil der höheren Abadia Schichten sowie der Amaral Formation östlich von Arruda dos Vinhos (aus LEINFELDER et al. 1993a, leicht verändert).

Fig. 148: Simplified section of the upper Abadia beds and the Amaral formation to the east of Arruda dos Vinhos (from LEINFELDER et al. 1993a, slightly modified).

3.3.2 Das Alter der Amaral Formation

Die Amaral Formation wird von der überwiegend feinklastischen Abadia Formation unterlagert, welche in der weiteren Umgebung von Arruda dos Vinhos eine reichere Ammonitenfauna geliefert hat. RUGET-PERROT (1961) erwähnt unter anderem *Perisphinctes (Progeronia) ribeiroi* CHOFFAT, *P. (Progeronia) pseudolictor* CHOFFAT und *P. (Progeronia) abadiensis* CHOFFAT, welche für das Top der tenuilobatus (= divisum) Zone sowie für die Basis der pseudomutabilis (= acanthicum) Zone charakteristisch sind und somit dem oberen Unterkimmeridgium und unteren Oberkimmeridgium (im französischen Sinne, bei Vermeidung eines Mittelkimmeridgium, wie in Portugal üblich) entsprechen. Funde von *Orthospinctes praenuntius* (FONTANNES), *O. vandellii* (CHOFFAT) und *Aspidoceras cf. longispinum* (SOWERBY) durch DÖHLER (1984) bestätigen diese Einordnung (SCHAIRER, München, mündl. Mitt.). Allerdings wurden von Studenten und vom Verfasser weiter im Südosten (bei Adanaia) u.a. *Hemihaploceras (Zittelicerias) sp. aff. piccinicii* (ZITTEL) gefunden. Die Gattung ist bislang nur aus der beckeri Zone, also dem obersten Kimmeridgium bekannt. Viele Ammoniten fanden sich in einem Horizont etwa 40 m unterhalb der Obergrenze der Abadia Schichten (Serra Isabel Einheit, s.u.) und weisen dort auf einen Bereich zwischen hypselocyclum, divisum (v.a. '*Orthospinctes*' ex gr. *O. freybergi*) und möglicherweise acanthicum Zone hin. In der entgegengesetzten Richtung, also nordwestlich von Arruda, im Montejuentobereich wurden in den Abadia Schichten, deren Mächtigkeit hier mit ca. 800 m faßbar ist, nur Ammoniten der planula-, platynota- und hypselocyclum Zone, also des obersten Oxfordium bis tieferen Kimmeridgium gefunden (RUGET-PERROT 1961, ATROPS & MARQUES 1986, 1988a). Allerdings wurden dem Anschein nach insbesondere die tieferen Teile der Einheit beprobt.

Die Ausdehnung des von ATROPS & MARQUES (1988a) postulierten Abadia Alters bis ins Tithonium wird hier nicht akzeptiert (s. Kap. 3.2.2). Die benthische Foraminiferenfauna (insbesondere Lenticulinen) weist für die Abadia Schichten ebenfalls auf einen mittleren Zeitabschnitt im Kimmeridgium hin (DÖHLER 1984, STAM 1986).

Die Amaral Formation befindet sich ca. 30-40 Meter oberhalb der ammonitenreichen Horizonte. Auf sie legt sich die sandig-mergelige Sobral Einheit (wenige Meter bis 60 m), welche ihrerseits meist durch die kalkig-mergelige Arranhó Einheit (= ex '*Pteroceriano*') überlagert wird. In der Serra da Arrábida fand sich an der Basis der Einheit ein Ammonit der lithographicum Zone, also des basalen Tithonium (MOUTERDE et al. 1972). LEINFELDER (1986, 1987a, 1988) vermutete eine im wesentlichen synchrone, schnelle Ausbreitung der Arranhó Einheit im Zuge einer eustatisch bedingten

Transgression (s. Kap. 6.3.3, 7.5). Im höheren Sobral konnte inzwischen dank eines neuen Ammonitenfundes basales Tithonium nachgewiesen werden (MANUPPELLA, Lissabon, mündl. Mitt.). Damit ist aus einer Kombination bio- und lithostratigraphischer Erwägungen die Amaral Formation in den höheren Teil des Oberkimmeridgium (überwiegend eudoxus Zone) einzuordnen.

3.3.3 Die Sedimente und Biofazies des 'Corálico'

Das Trancoso Formationsglied wird von 'koraligenen' Kalksedimenten aufgebaut, wodurch sich auch die verbreitete Bezeichnung 'Corálico' erklärt. Das mit wenigen Ausnahmen nur in der Umrandung des Arrudatals und seiner Seitentäler ausgebildete Schichtglied ist häufig nur wenige Meter bis 15 Meter mächtig. Lokal treten jedoch Mächtigkeiten bis zu fast 30 Meter auf. (Trancoso Region, Amaral Region). Im Gegensatz zur meist ebenen Oberkante der Amaral Formation ist ihre Unterkante (und somit die Basis des 'Corálico') häufig unregelmäßig ausgebildet. Am Top der Abadia Schichten können bereits dicke Kalklinsen in 'Corálico' Fazies auftreten, die aber nochmals von Mergeln überlagert werden, bevor der endgültige Wechsel zu karbonatischen Sedimenten vollzogen wird. Andernorts finden sich im Übergangsbereich thrombolithische Linsen oder oolithische Sandsteine (NOSE in Vorb.; siehe auch LEINFELDER 1993b, LEINFELDER et al. 1993b). Innerhalb des 'Corálico' findet sich in einigen Bereichen eine Diskontinuitätsfläche, welche als Karsthorizont interpretierbar ist (cf. CREVELLO & HARRIS 1984; NOSE in Vorb.). Die Oberkante des 'Corálico' kann lokal ebenfalls ein starkes Relief aufweisen, welches vom überlagernden 'Oólito' wieder ausgeglichen wird. Auch im lateralen Verlauf schwanken die Mächtigkeiten auf kurze Entfernung sehr stark. Bereichsweise fehlt der 'Corálico' auf mehrere Meter (z.B. oberer Trancoso Bruch) bzw. Zehner bis Hunderte Meter Breite (z.B. entlang der nördlichen Seite des Carnotatals) oder ist stark mergelig ausgebildet. Die Seitentalbildung scheint sich häufig nach diesen Zonen zu richten.

Der hell- bis dunkelgraubraune Kalk weist geringe, bereichsweise auch höhere Tongehalte auf. Gehalte von detritischem Quarz in Sandfraktion betragen meist 0 bis 5 %; lokal jedoch bis zu 25 %. Selten finden sich Mergel- und Sandsteineinschaltungen, welche lateral jedoch schnell auskeilen. Bei der Anhöhe Picoto, im Süden des Verbreitungsgebietes finden sich im 'Corálico' mehrere Meter breite und hohe Linsen von Mergeln und oolithischen Sandsteinen. Weite Bereiche des 'Corálico' werden durch Korallen-Boundstones gebildet. Meist liegen Biostrome ohne Relief vor, jedoch treten auch bis zu mindestens 10 Meter

mächtige Fleckenriffe auf, die eine starke Morphologie aufweisen. Bei den Korallen dominieren phaceloide, fasciculate und ramosa Formen (v.a. *Calamophylliopsis*, *Stylosmilia*, *Thecosmilia*, *Dermosmilia*, *Actinastrea*, 'Convexastrea'), welche in situ Rasen und Hecken in Bafflestone Gefügen bilden. Daneben finden sich massive, knollige bis hemisphärische Kolonien in verschiedener Kelchformtypen (*Cyathophora*, *Ovalastrea*, *Stylina*, *Microsolena*, *Thamnasteria*, *Comoseris*, *Microphyllia*, *Kologyra*, *Rhipidogyra*) sowie Einzelkorallen (*Montlivaltia*, *Axosmilia*). An weiteren Gerüstbindern sind Chaetetiden, Stromatoporen und kleine Kalkschwämme anzutreffen. Stromatoporen sind immer häufig und können lokal die Gerüstbildner dominieren. (s. NOSE in Vorb.)

Des weiteren treten Bivalven (dabei häufig Austern und Korallen attackierende Bohrmuscheln), Nerineen, Echinidenstachel, *Millericrinus*- Stielglieder, *Marinella lugeoni*, cayeuxiide Algen, Dasycladaceenfragmente (*Salpingoporella* sp., *Epimastoporella* sp., *Petrascula bursiformis*) sowie lituolide Foraminiferen (*Kurnubia* sp., *Everticyclammina* sp., *Pseudocyclammina* sp., 'Haplophragmium' sp., *Nautiloculina oolithica* u.a.), Bryozoen und Serpeln auf. Mikrobielle Krusten fungieren wiederum lokal als Gerüstbinder. Sie bilden jedoch oft nur superfizielle Überzüge. *Lithocodium* sp., *Bacinella irregularis* und nubeculariide Foraminiferen erscheinen häufig. Insbesondere im Übergangsbereich zu den tieferen Abadia Schichten finden sich auch isolierte Korallen-Stotzen, welche enorm reich an mikrobiellen Krusten sind.

Das Sediment zwischen den in Lebendstellung befindlichen oder umgestürzten Korallenstöcken ist im allgemeinen komponentenreich, aber überwiegend mikritisch (Wacke/Floatstone und Pack/Rudstone Gefüge). Neben cortoidisierten Bioklasten und Intraklasten, welche meist vollständig mikritisierte frühere Bioklasten darstellen dürften, finden sich kleine, konzentrischschalige Onkoide sowie Ooide. In Schirmporen und ausgewaschenen Bereichen können frühe, randständige Faserzemente auftreten. Irreguläre, z.T. mit Internsedimenten verfüllte Fenster finden sich sporadisch.

Die Boundstonebereiche sind von Schutt- und Onkoidkalken ummantelt. Diese besitzen meist ein mikritisches Pack/Rudstonegefüge und sind schlecht bis mäßig sortiert. Reine sparitische Sedimente sind seltener. Die Bioklastzusammensetzung der Schuttkalke entspricht den oben genannten Formen. Die Fragmente sind grundsätzlich von Mikroben angebohrt sowie dünn von ihnen inkrustiert. Durch Dickenzunahme der Mikrit-hüllen können die Bioklastkalke kontinuierlich in Onkoidkalke übergehen, wobei maximale Onkoidgrößen von drei Zentimetern auftreten. In beiden Typen kommen wiederum häufig Ooide vor.

Boundstones, Bioklastkalke und Onkolithe wechseln über sehr kurze Distanz sowohl lateral als auch vertikal miteinander ab. Wackestone Gefüge sind nur untergeordnet vertreten. Somit ergibt sich ein sehr kleinräumiges Faziesmosaik, welches durch seine 'Zufallsverteilung' dem 'Corálico' jedoch insgesamt einen homogenen Faziescharakter verleiht (s. NOSE in Vorb.).

3.3.4 Die Fazies des 'Oólitio'

Das 'Oólitio' Formationsglied legt sich als bis zu maximal 50 mächtiger Horizont über die 'Corálico' Einheit. Außerhalb der Verbreitung des 'Corálico' repräsentiert der 'Oólitio' die gesamte Amaral Formation. Hier finden sich dann häufig Linsen von bis mehrere Meter mächtigen Korallenbiostromen innerhalb der oolithischen Abfolge. Auch der 'Oólitio' kann primär fehlen, was allerdings seltener als beim 'Corálico' vorkommt. Dabei vertritt dann entweder der 'Corálico' die gesamten Amaral Schichten oder die Formation fehlt sogar vollständig. Während die Untergrenze des 'Oólitio' sehr häufig einen prägnanten Faziesumschwung darstellt, ist der Übergang in die im Hangenden auftretenden Sobral Schichten mehr oder weniger kontinuierlich. Die Obergrenze läßt sich an die Basis der Siliziklastikadominanz legen. Allerdings finden sich bereits innerhalb der 'Oólitio' Einheit bis zu zwei Meter mächtige Sandsteinlagen, z.T. auch siliziklastische Feinkieslagen und bis zu 5 m mächtige mergelige Abschnitte, die nur selten mit benachbarten Profilen korreliert werden können. Die Sandsteinlagen sind in höheren Teilen häufiger. Dort erscheinen auch sandige Oolithe und oolithische Sandsteine. Am Übergang zu den überlagernden Sobral Schichten finden sich des öfteren bis zu einem Meter mächtige Austernriffe. Vereinzelt treten sie schon in tieferen Profilabschnitten auf.

Die Hauptmasse der Sedimente des 'Oólitio' wird durch oolithische Ablagerungen gestellt. Die hellen bzw. durch Eisenhydroxide ockerbraun gefärbten Oolithkalke sind gut gebankt. Die Bankmächtigkeiten liegen meist im Dezimeterbereich. Im tieferen Teil dominieren Grainstone Gefüge; nach oben treten zunehmend Packstones, untergeordnet auch Wackestones auf. Die Matrix der Packstones wird nach oben zunehmend mergeliger. Die Sortierung der abgestützten Sedimenttypen ist meist gut bis sehr gut. Gradierungen und Korngrößensprünge kommen im Zentimeter bis Dezimeterbereich vor. Schräg- und Kreuzschichtung sind häufig und weisen auf südliche bis östliche Schüttungsrichtungen. Steile Konkavschrägschichtung könnte auf lokale äolische Überprägung deuten (cf. LEINFELDER 1986). Anzeiger für lokales frühes Trockenfallen sind insbesondere durch das Auftreten erosiver Diskordanzen,

circumgranularer Anlösungen, sowie vadosen Silts gegeben.

Die Ooide weisen meist tangential strukturierte Cortices auf. Radiale Strukturen kommen ebenfalls vor. Manche Horizonte führen ausschließlich mikritisierte Ooide. Polyooide sowie irreguläre oolithische Intraklasten und Aggregatkörner sind ebenfalls vertreten. Reife Ooide messen maximal zwei Millimeter im Durchmesser; feinste Mikrooide treten jedoch ebenfalls auf. Der Ooidkern wird teils durch Bioklasten, teils durch detritischen Quarz in Sandkorngröße gestellt. Dabei nimmt der Anteil der Quarzkerne von 30 % an der Basis bis zu teilweise 100% am Top der Einheit zu (op.cit.).

Während die gut sortierten Oolithtypen fast ausschließlich aus Ooiden bestehen, erscheinen in den schlechter sortierten Typen weitere Komponenten. Am häufigsten treten 0.5 - 2 Zentimeter große Onkoide sowie Knollen oder Fragmente der Rotalge *Marinella lugeoni* auf. Des Weiteren finden sich Bioklasten (darunter Korallen- und Stromatoporenreste), Echinidenstacheln, Bryozoen, Foraminiferen (insb. *Nautiloculina oolithica*, '*Haplophragmium*' sp., *Conicospirillina basilensis*), Dasycladaceenreste und 'cayeuxiide' Algen. Kleine, isolierte Stöcke phaceloider Korallen erscheinen auch innerhalb oolithischer Packstone-Fazies. Nördlich der Serra de Isabel wurde ein vollständiger Seestern auf einer Felsplatte gefunden (Fund KOBAN). Nerineen können insbesondere in Wackestone-Fazies massenhaft auftreten. Manche Bänke sind durch *Thalassinoides*, *Rhizocorallium* und *Skolithos* Grabgänge gekennzeichnet. Zum Hangenden hin erscheinen zunehmend Lignitfragmente und Hellglimmer, welche auf den Schichtflächen angereichert sind.

Zahlreiche Profile und Abbildungen der Amaral Formation sowie eine weit genauere palökologisch-fazielle Charakterisierung der Einheit werden von NOSE (in Vorb.) gegeben. Abb. 148 zeigt ein Übersichtsprofil der höheren Abadia Schichten und der Amaral Formation.

3.3.5 Die Ausbildung und Genese der unterlagernden siliziklastischen Abadia Schichten: Eine Hangabfolge des tieferen bis flachen Wassers

Die Zusammensetzung der Abadia Schichten wird im Arrudatal von feinkörnigen, dunkelgrauen, tonigen Mergeln und Mergeltonen dominiert, wobei ca. 200 bis 250 Meter aufgeschlossen sind. Der tiefere Teil der Formation wurde durch die Bohrung Arruda #1 erschlossen und besteht im wesentlichen aus groben, arktischen Sanden und Konglomeraten des Castanheira Formationsglieds, welches eine Mächtigkeit von mehr als 2130 Meter erreicht (s. Kap. 3.2.).

Die im Tal ausstreichenden Mergel sind feingeschichtet und haben häufig eine siltige Komponente. Bitumenimprägnationen sind lagenweise anzutreffen. Glimmer- und z.T. Lignitanreicherungen, sowie millimetermächtige Siltlagen unterstreichen häufig den laminierten Charakter der Sedimente. Die Lamination ist in vielen Horizonten jedoch durch Bioturbation teilweise oder vollständig zerstört. Bis zu 20 cm große, konzentrischschalige Toneisensteinkonkretionen sind häufig und ermöglichen die Kartierung der über weite Bereiche hin aufschlußlosen Abfolge.

Zentimeter bis eineinhalb Meter mächtige Silt- und Sandsteinbänke sind in den Mergel eingeschaltet. Im höchsten Bereich der Einheit treten sie jedoch zurück. Östlich von Arruda treten Sandsteine zu mächtigeren Paketen zusammen und bilden Geländerippen. Die glimmer- und z.T. lignitreichen Sandsteine sind häufig undeutlich gradiert. Flache Schrägschichtung kommt untergeordnet vor. Auf den Bankunterseiten der mächtigeren Sandsteinpakete finden sich manchmal Strömungs-, Rillen- und Belastungsmarken sowie Grabgänge. In den Mergeln sind kleine Rutschungsstrukturen vorhanden. Lagen mit Tongeröllbrekzien treten ebenfalls auf. Wegen der beschränkten Aufschlüsse können jedoch eventuell vorhandene, größermaßstäbliche syndimentäre Rutschungsabbrisse, wie sie z.B. in den Abadia Schichten am Strand von Sta. Cruz erhalten sind (vgl. WILSON 1985), nicht nachgewiesen werden.

Neben siliziklastischen und mergeligen Ablagerungen erscheinen in den Abadia Schichten des Arrudatals untergeordnet auch karbonatische Sedimente. Südlich der Straße Cadafais - Arruda kommen im Bachbett des Ribeira da Barroca auch dünnbankige, sandige Oolithe innerhalb der mergeligen Ablagerungen vor. Die Ooide besitzen teils Quarz-, teils Bioklastkerne. Zusammen mit auftretenden Lithoklasten bilden sie im allgemeinen ein dichtgepacktes Packstone-Gefüge. Die oolithischen Sedimente sind zum Teil gradiert und können gegen das Top der Bänke in Sandsteine übergehen. Teilweise sind sie reich an Bivalvenschutt. 20 bis 40 Meter unterhalb der Obergrenze der Abadia Schichten ist ein meist wenige Meter, selten bis etwa 15 Meter mächtiges Niveau zu finden, welches sich durch Faunenreichtum, Einschaltung rezifaler Karbonatlinsen sowie durch weitere Kondensationserscheinungen auszeichnet. Nach einer Faunenstelle bei der Anhöhe Serra Isabel, östlich Arruda, wird dieser weithin korrelierbare Abschnitt als Serra Isabel Einheit bezeichnet.

Hier findet sich die größte Zahl von Ammoniten, welche zusammen mit Eisenhydroxid-inkrustierten Mergelkalklagen auftreten. In mergeligen Zwischenlagen tritt eine reiche Benthosfauna, bestehend aus

endobenthischen und epibenthischen Bivalven (darunter häufig Cluster von *Aulacomyella abadiensis*), Gastropoden, *Millericrinus*-Stielen und Wurzeln sowie Korallen und corallinen Schwämmen auf. Durch starke Beteiligung mikrobieller Krusten können sich thrombolithische *Millericrinus*-Korallenstotzen bilden. Innerhalb der Krusten erscheinen auch lithistide, lychniskide und tetractinellide Kieselschwämme. In der Serra Isabel Einheit eingeschaltet finden sich bis zu 7 Meter mächtige, lateral schnell auskeilende Boundstone Strukturen, von denen manche vollständig aus mikrobiellen Krusten unter Beteiligung von *Tubiphytes* bestehen. Andere Stotzen sind ebenfalls krustenreich, führen aber zusätzlich viele Korallen. Bereichsweise finden sich auch Boundstonelinsen, welche an der Basis aus kieselschwammführendem Thrombolith bestehen, im höheren Teil jedoch rasch in Korallenkrustenfazies übergehen. Die Besonderheiten dieses Niveaus können durch stark herabgesetzte Sedimentationsrate sowie Sauerstoff-/Nährstoff-Fluktuationen im Zuge eines schnellen Meeresspiegelanstiegs erklärt werden. Diesbezügliche Interpretationen sowie detailliertere Beschreibungen dieses außergewöhnlichen Niveaus finden sich in LEINFELDER et al. (1993a,b) sowie WERNER et al. (1994). Die Einheit ist zudem für die sequenzstratigraphische Untergliederung der Abadia Schichten von großer Bedeutung (LEINFELDER 1993b).

Insbesondere im obersten Bereich der Abadia Schichten sind Korallen ebenfalls lokal häufig. Es treten sowohl niederdiverse als auch hochdiverse Assoziationen auf, welche gewisse Ähnlichkeiten zu den jüngeren Korallenrasen und Fleckenriffen des Alrota Bereichs (s. Kap. 3.5) zeigen. Südlich und südwestlich von Arruda finden sich isolierte krustenreiche Korallenboundstones, welche zur Corálico Sedimentation überleiten (s.o.). Eine semiquantitative Auswertung dieser koralligenen Assoziationen wird derzeit vorgenommen (NOSE in Vorb.).

In der Montejunto Region ist die gesamte Abadia Formation mit ca. 800 m Mächtigkeit abgeschlossen. Hier befindet sich auch die Typlokalität, das Dörfchen Abadia (s. Abb. 6). Das basale Tojeira Formationsglied umfaßt das höhere Oberoxfordium und besteht überwiegend aus mergeligen Tonen, in die autochthone und allochthone Karbonate, darunter verkarstete Kalkblöcke der Montejunto Plattform eingeschaltet sind (s. Kap. 3.1). Darüber lagern die unteren Abadia Mergel sowie in der Region Torres Vedras das Cabrito Formationsglied, welches durch Sandsteine dominiert wird und z.T. extrem grobe, Grundgebirgsgeröll-führende Konglomerate (Mirante Konglomerat) beinhaltet. In der Cabrito Einheit sind Mergel und Tone eher untergeordnet vorhanden. Als Einschaltungen finden sich allochthone, sandige Oolithe und Intraklastkalke

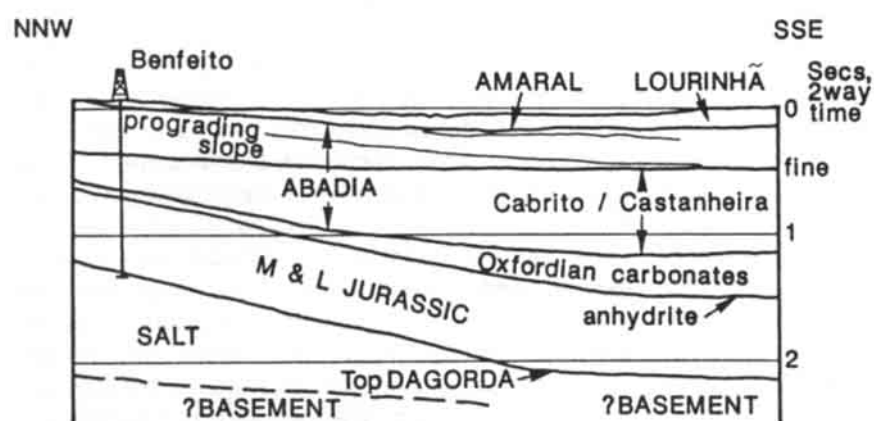
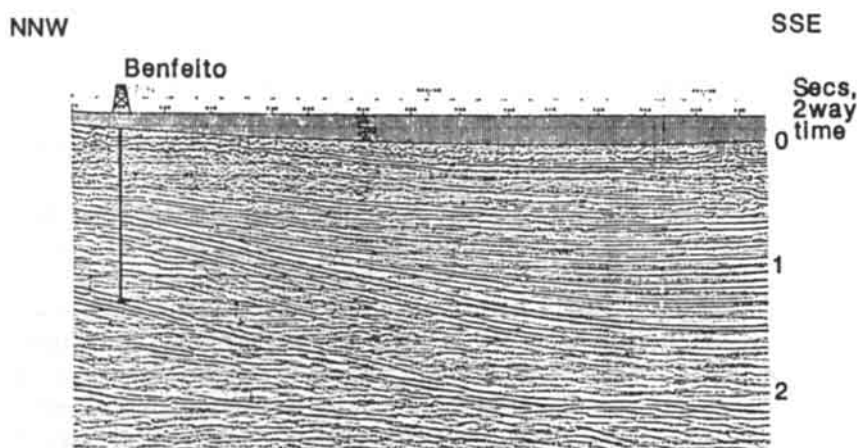


Abb. 149: Durch Bohrung Benfeito #1 abgesichertes seismisches Profil durch den nordwestlichen Teilbereich des Arruda Subbeckens, südöstlich der Montejunto Antiklinale. Lage siehe Abb. 5. Die besten Reflektoren werden durch die obertriasischen und mitteloxfordischen Salz- und Anhydritlagen verursacht. Beachte cliniforme Reflektoren in den höheren Abadia Schichten (aus LEINFELDER & WILSON 1989).

Fig. 149: Seismic line across the northwestern part of the Arruda Subbasin, to the SE of the Montejunto anticline. Interpretation is supported by results from drillhole Benfeito #1. See Fig. 5 for location. The best reflectors are caused by Upper Triassic and Middle Oxfordian evaporite layers. Note cliniform reflectors in upper part of the Abadia beds. (from LEINFELDER & WILSON 1989)

(siehe auch ELLWOOD in ELLIS et al. 1987). Der höhere Teil der Formation entspricht im wesentlichen der Abfolge des Arrudatals. Im hangenden Bereich treten wiederum Korallen, Crinoiden, Reste von cidaroiden Seeigeln, Bivalven und Gastropoden auf, jedoch nicht in der Fülle und Mannigfaltigkeit wie im Arrudatal.

Direkt nördlich des Arrudatals und seiner Nebentäler, sowie nördlich des Montejunto, also in Bereichen, in denen die Abadia Schichten nur im Untergrund anzutreffen sind, weisen seismische Profile ein geringmächtigeres Niveau mit cliniformen Reflektoren auf (200-300 Meter), welches zudem nach Osten ausdünn (Abb. 149; LEINFELDER & WILSON 1989). Die süd- bis südostwärts gerichteten cliniformen Reflektoren sind das wichtigste diagnostische Merkmal für die Interpretation der höheren Abadia Schichten als progradierendes Hangsystem. Der im Arrudatal klar ersichtliche Verflachungstrend innerhalb der Abfolge unterstützt gemäß der WALTHER'schen Faziesregel (1892/93) diese Interpretation. Der Grund für das ostwärtige Ausdünnen des Hangsystems ist in der

Verzahnung mit grobklastischen, von Osten geschütteten Fächersedimenten (Castanheira Formationsglied) zu sehen (s. Kap. 3.2).

Der Bereich der Abadia Schichten, der durch süd- bis ostgerichtete, cliniforme seismische Reflektoren charakterisiert ist, weist im weiter nördlich gelegenen Ramalhal Becken eine erhöhte Mächtigkeit von ca. 500 Metern auf. Daraus kann im Prinzip (unter Vernachlässigungen von Meeresspiegelschwankungen die maximale Wassertiefe im Becken abgelesen werden. Schwierigkeiten ergeben sich allerdings bei der Abschätzung eventueller Kompaktionseffekte. Dekompaktiert würde sich aus 500 Metern Hangsedimenten etwa eine Wassertiefe von 700 Metern am Fuß des Hangsystems ergeben. In jedem Fall entspricht die Hangfuß Wassertiefe eines nach oben bis zur Wellenzone reichenden Hangsystems mindestens der Mächtigkeit seiner heute in kompaktierter Form vorliegenden Sedimente. Für den Bereich Arruda-Torres Vedras-Montejunto wären somit mindestens 200 - 300 Meter Wassertiefe anzunehmen. Da das progradierende Hangsystem andererseits möglicherweise

während mehrerer Meeresspiegelzyklen gebildet wurde (s.u.), gelten die angegebenen maximalen Wassertiefen jedoch nur unter Vorbehalt.

3.3.6 Das Gesamtmodell: Gleichzeitige oder aufeinanderfolgende Bildung von Abadia und Amaral Formation?

Die statistische Verteilung der einzelnen Fazies-typen des 'Corálico' über das gesamte Vorkommen erschwert die Interpretation des Ablagerungsbereichs. Eine statische, absolut synchrone Entstehung der Einheit über das gesamte Verbreitungsgebiet hin ist schwer vorstellbar. Hierbei wäre der Ablagerungsraum sehr viel stärker in diskrete Faziesbereiche aufgegliedert worden. Biostrom- und Biohermwachstum an den Rändern des Areals hätten im Inneren des Bereichs zu stärkeren Abschnürungen und damit zu verbreiteter Stillwassersedimentation sowie zu einer generellen Diversitätsabnahme bzw. zum Verschwinden der Riffstrukturen führen müssen. Die größten mehr oder weniger gleichförmig ausgebildeten modernen Riffrasenstrukturen finden sich in Tafelriffen (LOGAN et al. 1967, GEISTER 1985). Diese haben dennoch eine geringere Ausdehnung als die des 'Corálico' und wachsen überdies isoliert auf Hochzonen im offenen ozeanischen Raum, so daß der Wasseraustausch auch über weite Flächen gewährleistet ist. Für den Fall des 'Corálico' trifft dies nicht zu.

Auch bei den Ablagerungen des 'Oólito' bereitet die Vorstellung einer absolut synchronen Sedimentation Schwierigkeiten. Aktive Bereiche tangentialer (d.h. senkrecht zur Wasserströmung ausgerichteter) Ooidbarrensysteme sind nur einige Zehner bis maximal 100 Meter breit (vgl. PURDY 1961). Die aktiven Barren führen zur Abschirmung der dahinterliegenden Bereiche, in denen die für Ooidbildung notwendigen, ausgewogenen Gleichgewichtsverhältnisse wie erhöhte Wasserenergie, und bipolare Strömungen nicht mehr verwirklicht sind (HINE 1967, HARRIS 1983, 1984). Oolithische Gezeitenbarren, die parallel zur vorherrschenden Wasserströmung verlaufen, können allerdings weitere Bereiche einnehmen (z.B. HALLEY et al. 1983). Zwischen den Ooidbarren treten dort jedoch wiederum lokale Stillwasserbereiche auf. Diese können durch laterale Migration der Gezeitenkanäle zwar der Fossilisation entgehen; in diesem Fall weisen die Ablagerungen aber longitudinale, irreguläre Schrägschichtungsgefüge auf. Longitudinale Schrägschichtung ist aus oolithischen Ablagerungen des portugiesischen Oberjura bekannt (LEINFELDER 1986), kann jedoch in der 'Oólito' Einheit nicht nachgewiesen werden. Die häufige Schichtkonstanz der oolithischen Sedimente, sowie die relative Seltenheit der unidirektionalen, gleichmäßigen, nach Süden geneigten Schrägschichtungs-

strukturen deutet auf die Bedeutung von Um-lagerung der Ooidbarren durch Sturmereignisse, wie sie etwa von BALL (1967) aus dem Karibik-bereich beschrieben wurden (tempestitic sand sheets').

Dementsprechend wurde bereits mehrfach vermutet, die Amaral Formation könne eine diachrone Bildung darstellen. WILSON (1979) nahm Zeitgleichheit zwischen 'Corálico', 'Oólito' und der darüber folgenden Sobral Einheit an (s.a. Kap. 2.1). LEINFELDER (1986: Abb. 10) etablierte für den Bereich des Arruda Subbeckens ein generelles Ablagerungsmodell, bei welchem an das ästuarine Sobral Delta im 'offshore' Bereich die Oolithbarren des 'Oólito' anschließen, welche wiederum auf die Sedimente des 'Corálico' progradieren. Für die Abfolge der Matacães-Montejunto Antiklinale erarbeitete ELLWOOD (in ELLIS et al. 1987) ein Modell, in welchem nun auch die unterlagernden Abadia Schichten mit in das Ablagerungssystem einbezogen wurden. Hangfußablagerungen würden danach durch das Cabrito Formationsglied charakterisiert. Diese sandige Einheit weist häufige Einschaltungen allochthoner, oolithischer Grainstones auf. Der darüber folgende Teil der Abadia Schichten zeigt in seismischen Profilen die erwähnten südwärts progradierenden cliniformen Reflektoren, die ein progradierendes Hangsystem direkt nachweisen. Die 'Corálico' Einheit tritt im Matacães-Montejunto Gebiet nur in Form diskontinuierlicher Linsen auf, so daß im Modell in der Hangknickposition die Oolithe folgen. Zwischen den Ooidbarren kam es zur Bildung isolierter Korallenbiostrome und Austernfleckentriffe. Ins Hinterland geht das System in die Siliziklastika der Lourinhã Formation über.

Im Ablagerungsmodell von ELLWOOD müssen die Siliziklastika durch die am Hangknick befindliche Zone der Karbonatbildung geführt werden. Die Amaral Formation ist tatsächlich etwas toniger als etwa der Otakalk; lokal treten sogar Einschaltungen von Mergeln auf. Dennoch ist kaum vorstellbar, wie die enormen, für die hohe Mächtigkeit und starke Progradation der höheren Abadia Schichten benötigten Mengen terrigenen Materials durch die koralligene und oolithische Karbonatzone geschleust werden konnten, ohne wesentliche Spuren zu hinterlassen bzw. zu einem Zusammenbruch der Karbonatsedimentation zu führen.

Im Zuge sequenzstratigraphischer Untersuchungen ergibt sich ein modifiziertes Bild des Abadia-Amaral Modells (vgl. LEINFELDER 1993b, NOSE in Vorb., s. Kap. 6.3.3): Die Interpretation der Serra Isabel Einheit als überwiegend kondensierte Einheit eines transgressiven Systemtrakts erlaubt, den darunter liegenden Teil der Abadia Formation als progradierenden Schelfkeil eines Tiefstandsystemtrakts zu interpretieren. Der die Serra Isabel

Einheit überlagernde Teil der Abadia Schichten ist als Hochstandssystemzug bzw. wahrscheinlicher als weitere Sequenz zu interpretieren. Thrombolithische Bildungen und diskontinuierlich einsetzende, teils mergelige, teils karbonatische koralligene Assoziationen der basalen 'Coralico' Einheit sind für ein weiteres Flutungereignis und relativen Meeresspiegelhochstand charakteristisch. Diese Sequenz wird von einer Verkarstungsphase abgeschlossen. Nur dieser Teil der Abfolge kann als gemischt karbonatisch-siliziklastisches progradierendes Hangsystem betrachtet werden. Die Amaral Formation ist jedoch überwiegend dem nachfolgendem transgressiven Systemzug zugehörig, wobei eine kräftige Transgression ein landwärtiges Zurückdrängen terrigener Sedimentation sowie ein schnelles Retrogradieren der Faziesbereiche und damit die relative Gleichförmigkeit der Ausbildung verursachte. Die nun sehr stark herabgesetzte terrigene Zufuhr konnte von den karbonatproduzierenden Organismen toleriert werden. Die Ooidbildung übte dabei durch ooidische Umkrustung detritischer Quarzkörner eine wichtige Filterwirkung auf die siliziklastische Sandfraktion aus. Innerhalb dieses Zyklus lassen sich mehrere Parasequenzen ausscheiden (NOSE & LEINFELDER 1992, NOSE in Vorb.).

3.4 Das Barreiro 'buildup': Vertikale Zonierung und finales 'drowning'

Das Barreiro 'buildup' wurde von ELLIS et al. (1990) beschrieben. Als Grundlage für die weitere Auswertung wird die Struktur hier nochmals kurz erläutert (nach ELLIS et al. 1990): Das 'buildup' befindet sich am Südufer des Tejoästuars, gegenüber Lissabon (s. Abb. 5). Es liegt im Untergrund und erscheint als linsenförmige seismische Anomalie (s. op. cit.: Abb. 11). Weiter südlich erscheinen weitere Anomalien auf einer NNE-SSW Linie aufgereiht und liegen somit parallel zu einem wichtigen Beckenlineament. Diese Anomalien scheinen damit an der Kante eines rotierten, nach SE einfallenden Grundgebirgsblock entstanden zu sein. Die Interpretation der Struktur stützt sich auf fünf seismische Profile sowie auf vier, teils gekernte Erdölexplorationsbohrungen. Barreiro #4 wurde im Zentrum der Anomalie abgeteuft, Barreiro #1 und #2 lagen westlich bzw. nördlich davon. Barreiro #3 liegt im Südwesten am Rand einer weiteren kleinen Anomalie (Abb. 150).

RAMALHO (1971) machte für Barreiro #1-3 mit Hilfe mikrobiostratigraphischer Studien ein Oberoxfordalter für die von den Abadia Schichten überlagerten Karbonate wahrscheinlich. Die sehr viel mächtigere Abfolge in Barreiro #4 könnte jedoch u.U. bis ins Kimmeridgium reichen.

Die 'buildup' Struktur liegt mitteljurassischen Karbonaten auf. Die Abfolge zeigt einen deutlichen Verflachungstrend ('shallowing-upwards') (Abb. 150). Der tiefere Teil des zentralen Bereichs besteht aus leicht mergeligen, bioklastreichen onkolithischen Wackestones (250 m). Die häufigen, teils großen Bioklasten setzen sich aus Korallenfragmenten (*Stylina*, *Microsolena* u.a.), nerineiden Gastropoden, Brachiopoden, Kieselschwämmen, Austern, lituoliden Foraminiferen sowie Mikroben-/Algenfragmenten zusammen. Zum Teil treten in-situ Kolonien von Korallen, Chaetetiden und Stromatoporen auf, welche in einem Fall ein fünf Meter dickes Band von Gerüstkalcken mit mikritisch-mergeliger Matrix bilden. Darüber lagern knapp 400 m helle, tonarme, bioklastische Wackestones und Packstones mit häufigen Einschaltungen von *Microsolena*-Mikrobenkrusten Bindstones. Sekundäre Dolomitbildung verschleiert zum Teil die primären Strukturen.

Die Abfolge repräsentiert eine Entwicklung von einem initialen, tonbeeinflussten Schlammhügelstadium zu einer mikritdominierten Mudmound-Struktur, bei der Mikrobenkrusten und krustig wachsende Korallen die Bindefunktion übernehmen. Das Fehlen ausgewaschener Sedimente sowie die geringe Korallendiversität zeigen an, daß ein Hochwachsen zum Wasserspiegel und ein damit eventuell verbundenes Diversifikationsstadium nicht erreicht wurden. Eine Verflachungstendenz ist auch in den nördlich und westlich vorgelagerten Flankensedimenten zu erkennen. Über kiesel-schwammnadelreichen, tonigen Periplattformkalcken mit geringmächtigen Einschaltungen allochthoner Packstones und 'debris flow'-Brekzien erscheinen in Barreiro #2 50 Meter Karbonate des flacheren Wassers, welche sich aus korallenführenden, fossilreichen Packstones zusammensetzen. In Barreiro #1 finden sich über dunklen, stark tonigen Beckenkarbonaten helle fossilführende Wackestones.

Die auch in den Randbereichen vorhandene 'shallowing-upwards' Tendenz deutet zusammen mit den vorhandenen cliniformen seismischen Reflektoren auf eine leichte Progradation des 'buildups' nach Nordwest.

Im Unterschied zu den bislang behandelten recifalen Strukturen wurde die Existenz des Barreiro-'buildups' nicht durch zunehmende Verflachung bzw. Trockenfallen, sondern durch 'Ertrinken' ('drowning') beendet. Über dem Top des 'buildups' finden sich *Tubiphytes*-reiche Wackestones und Packstones, die den Hangsedimenten des Montejunto 'buildups' ähneln. Bereichsweise führen die Sedimente eckige, teils angelöste Karbonatklasten. Die darüber folgenden 100 Meter bestehen im wesentlichen aus Kalkbrekzien. Diese Brekzien bestehen aus Flachwasserklasten, die in merge

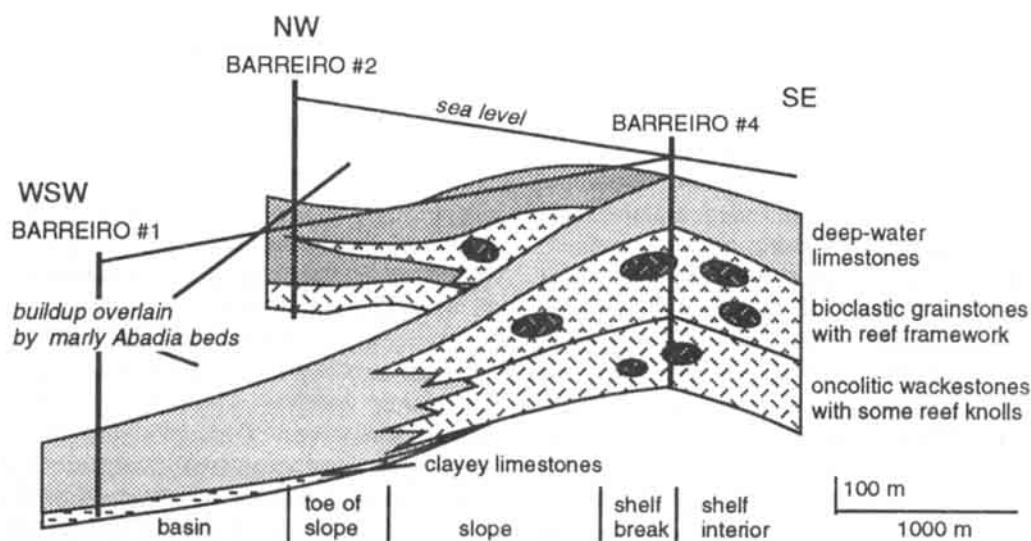


Abb. 150: Interpretativer Schnitt durch das Barreiro 'buildup'. Vereinfacht nach ELLIS et al. (1990). Lage s. Abb. 5.
Fig. 150: Interpretative cross-section across the Barreiro buildup. Simplified from ELLIS et al. (1990).

ligem, hemipelagischen Schlamm eingebettet sind. Sie repräsentieren turbiditische und 'debris-flow' Sedimente, die von angrenzenden Flachwasserbereichen, wahrscheinlich benachbarten, noch aktiven 'buildups' generiert wurden. Die südwestlich an die Barreiro Struktur anschließende Bohrung Barreiro #4 besteht ausschließlich aus Karbonatbrekzien. Gleichaltrige Brekzien erscheinen noch 15 Kilometer weiter WNW (Bohrung Monsanto #1; vgl. RAMALHO 1971) und sind möglicherweise desselben Ursprungs.

3.5 Die Fleckenriffe des Alrota Golfes

Die Alrota Fleckenriffe wurden durch LEINFELDER (1986) ausführlich beschrieben. In der vorliegenden Arbeit werden insbesondere die Architektur des betreffenden Bereichs sowie die das Riff- und Biostromwachstum steuernden Faktoren diskutiert (s. Kap. 6.3). Die Daten stammen überwiegend aus der oben erwähnten Arbeit, wurden jedoch durch neuere Aufnahmen ergänzt. Der Alrota Bereich bildet insbesondere die Datenbasis zu den in Kap. 6.2 vorgestellten funktionsmorphologischen Modellen bezüglich der Anpassung von Korallen an erhöhte Sedimentationsraten.

3.5.1 Die paläogeographische Situation

Die Alrota Fleckenriffe befinden sich südlich von Arruda dos Vinhos (s. Abb. 6). Ihr Alter entspricht dem höheren Untertithonium. Da keine Ammonitenfunde vorliegen, stützt sich die Einstufung auf mikrobiostratigraphische Befunde (vgl. Kap. 2.1.2).

Zur betreffenden Zeit hatten sich die intensiven Riftbewegungen des frühen Kimmeridgium bereits wieder beruhigt; strukturelle Beckendifferenzierung war jedoch nach wie vor vorhanden (s. Kap. 6.3.1). Die von nördlichen Richtungen nach Süden progradierenden Siliziklastika hatten im Westteil des Lusitanischen Beckens den marinen Bereich bereits weitgehend aufgefüllt, sparten im Osten auf der Höhe von Vila Franca / Torres Vedras jedoch einen möglicherweise nur 20 Kilometer breiten Golf aus. Die Westbegrenzung des lagunären bis ästuarinen Golfes folgt der Runa - Montejunto-Struktur; die Ostgrenze lag vermutlich in der Nähe der Vila Franca Störungslinien (Abb. 151).

Von Norden, Westen und Osten wurden Siliziklastika an den Golfbereich herangeführt. Die Sand- und Geröllfraktion wurde durch verschiedene Mechanismen überwiegend abgefangen (s. Kap. 6.3); die Tonrube sowie untergeordnet auch siliziklastische Sande gelangten jedoch in den Golf und bildeten zusammen mit der Karbonatproduktion primäre, d.h. nicht diagenetisch bedingte Kalk/Mergel-Wechselfolgen (vgl. LEINFELDER 1986, 1987a).

3.5.2 Die Architektur der Alrota Abfolge: Faziestypen und Korallenassoziationen

Abb. 152 zeigt die intensive Faziesverzahnung im Alrota Bereich. Linsen mikritreicher Korallen Boundstones und mergelige Korallenrasen wechseln mit gebankten, mikritischen bioturbierten Knollenkalken, sowie arenitischen und ruditischen Kalken,

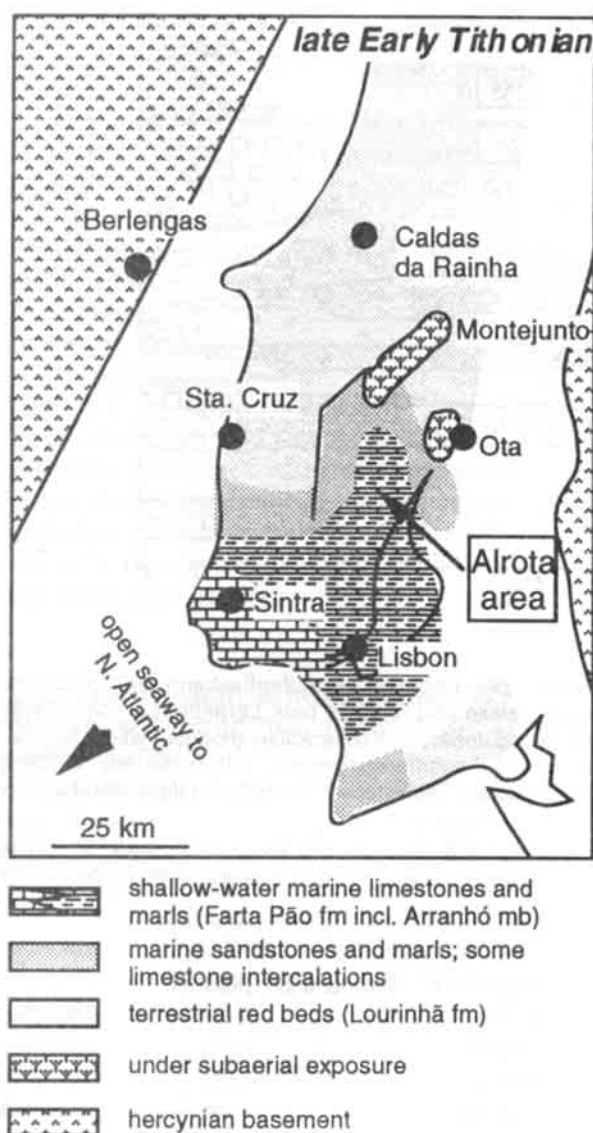


Abb. 151: Paläogeographische Karte des mittleren Lusitanischen Beckens für das höhere Untertithonium (nach LEINFELDER 1987a, vereinfacht).

Fig. 151: Paleogeographic map of the middle part of the Lusitanian Basin for the late Early Tithonian (simplified from LEINFELDER 1987a).

bestehend aus Pack-/Grainstones und untergeordnet Rudstones in oolithischer, bioklastischer oder onkolithischer Rotalgen-Fazies. Mollusken- und korallenführende Mergel stellen ca. 40 % der Sedimente im Alrota Bereich.

Die Abfolge wurde in sehr flachem Wasser abgelagert. Hinweise darauf ergeben sich durch das Vorhandensein ausgewaschener arenitischer Sedimente, durch Sturmlagen, durch die teilweise mit longitudinaler Gezeitenschrägschichtung abgelagerten oolithisch-bioklastischen Typen, durch die Häufigkeit lituolider Foraminiferen und Dasy-

cladaceen sowie durch das Auftreten von Trockenrissen und frühem vadosen Silt in den Interpartikelporen mancher Bereiche (LEINFELDER 1986).

Die Korallen Boundstones sind maximal 5 m mächtig, lassen sich jedoch lateral teilweise über mehrere 100 m verfolgen. Die dickeren Linsen sind häufig von mikritischen und sparitischen, bioklastischen Schuttsedimenten überlagert. Neben einer nieder- bis mitteldiversen Korallenassoziation (s.u.) kommen als weitere Gerüstbildner untergeordnet Stromatoporen, Chaetetiden sowie weitere coralline Schwämme vor. Buschige Korallenstöcke sind meist verkippt eingebettet; massive Korallenknollen wachsen z.T. übereinander und bilden so bis zu einen Meter mächtige Cluster. Die Gerüstbildner werden durch Mikrobenkrusten, *Bacinella*, *Lithocodium* und nubeculariide Foraminiferen verkittet, wobei jedoch die Mikrobenkrusten bei weitem nicht die Mächtigkeiten derjenigen des Ota oder Monte Gordo Riffs erreichen und nur fleckenhafte Verfestigungen bewirkten. Weitere Algen werden durch *Permo-calculus*, Dasycladaceenreste, Solenoporen (v.a. *Solenopora cayeuxiformis* LEINFELDER) und *Marinella lugeoni* repräsentiert. Foraminiferen, insbesondere Lituoliden sind reichlich vertreten. Daneben erscheinen Echinodermen, Brachiopoden, Gastropoden, Bivalven (u.a. lithophage Formen) und Serpuliden. Die häufig fragmentierten Faunenreste bilden zusammen mit Intraklasten, Peloiden und Aggregatkörnern die Verfüllung zwischen den organisch gebundenen Bereichen in Form von Floatstones, häufiger jedoch Pack/Grain- bis Rudstones. Rudstone Varietäten weisen manchmal Relikte fibröser, randständiger Zemente auf. Mikritreichere Typen können bioturbirt sein.

Mono- oder oligospezifische Assoziationen buschiger Korallen finden sich als lang durchhaltende Rasen, welche meist in mergeliger Matrix vorliegen. Bafflestones in rein karbonatischer Fazies sind selten, entwickeln sich jedoch manchmal aus einem unterlagernden mergeligen Korallenrasen. Mergelige Horizonte treten nach Osten zurück; im Westen, in der Nähe der Runa Störung erscheinen bereichsweise siltig-sandige Korallenrasen.

Insgesamt können qualitativ sechs Korallenassoziationen unterschieden werden. Die Analyse der Wuchsform und Kelchmorphologie läßt unterschiedlich gute Anpassungen der Korallen an eine Hintergrundsedimentation erkennen. Die Korallendiversität erlaubt zusammen mit den sedimentologischen Kriterien Rückschlüsse auf weitere Milieuparameter (s. Kap. 6.2):

(1) Mergelige Rasen, untergeordnet kalkige Bafflestones, fast ausschließlich bestehend aus der phaceloiden Koralle *Calamophylliopsis*. Das

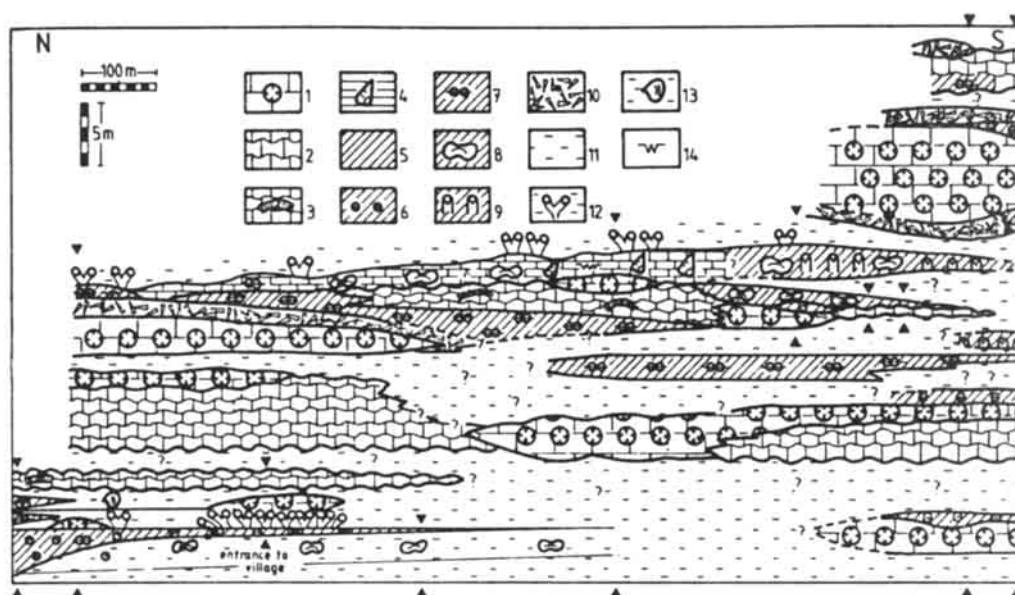


Abb. 152: Die Sedimentkörpergeometrie des Alrota Bereichs: Verzahnung von Korallenfleckenriffen, Korallenbiostromen und assoziierten Schuttkalken mit 'lagunären' mergeligen Kalken und Mergeln (aus LEINFELDER 1986; Pfeile beziehen sich auf dort abgebildete Profilaufnahmen). 1 Korallen Boundstones, 2 Knollenkalke (nodular wackestones), 3 Trichites Kalke/lms, 4 Nerineen Packstones, 5 Pack/Grainstones, undifferenziert/not differentiated, 6 Ooid Grainstones, 7 Cortoid Pack/Grainstones, 8 Onkoid Packstones, 9 Rhodolith Packstones, 10 Riffschuttfazies/reef debris facies.

Fig. 152: Arrangement of facies types in the Alrota area: Coral patch reefs, biostromes and associated bioclastic debris strongly interdigitates with lagoonal marly limestones and marls (Explanation of 1-14 see above) (from LEINFELDER 1986).

Ablagerungsmilieu ist durch hohe, anhaltende Hintergrundsedimentation (terrigenen oder kalkigen Schlamm) unter Ruhigwasserbedingungen charakterisiert. Die Salinität war möglicherweise reduziert.

(2) Rasen und Bafflestones, bestehend aus ramosen Formen von *Stylina* und/oder *Actinastrea* in mergeliger oder kalkiger Schlammmatrix. *Calamophylliopsis*, *Amphiastrea* sowie coralline Schwämme (darunter Stromatoporen) können als Nebengerüstbildner auftreten. Der ruhige Ablagerungsbereich war periodisch bzw. episodisch von feinkörnigen Sedimentationsereignissen betroffen.

(3) Mergelig-siltige Korallenbiostrome, bestehend aus bis zu 80 cm großen, meist mäandroiden, knollig bis hemisphärischen Korallenköpfen (*Comoseris*, *Meandrophyllia*, *Polyphylloseris* u.a.) sowie Einzelkorallen der Gattung *Axosmilia*. Weitere Korallen kommen vor. Die Wasserenergie war etwas erhöht, bereits sedimentierter Ton konnte jedoch wegen seiner Adhäsionskräfte nicht ausgewaschen werden. Periodische Sedimentationsereignisse in siltiger Korngröße waren häufig.

(4) Höher diverse Korallenbänke auf mergeligem Substrat. Bis zu 20 Korallenarten treten zusammen auf. Es dominieren massive, meist hemisphärische Korallen mit verschiedensten

Kelchtypen (z.B. *Stylina* ssp., plocoid; *Cyathophora bourgueti*, *Actinastrea trochiformis*, ceriod; *Microphyllia davidsoni*, *Microsolena agariciformis*, *Thamnasteria* ssp., thamnastroid; *Meandrophyllia* ssp., *Comoseris meandrinoides*, *Polyphylloseris bellis*, mäandroid). Ramosen (z.B. *Actinastrea crasso-ramosa*, *Stylina sexradiata*) und solitäre Formen (v.a. *Axosmilia* ssp.) finden sich vereinzelt. Die für lagunäre Verhältnisse hochdiverse Assoziation spricht für stabile Umweltbedingungen sowie leicht erhöhte Wasserenergie. Sedimentation fand nur sehr untergeordnet statt.

(5) Kalkige *Amphiastrea piriformis* Float/Rud/Framestones. Diese bezüglich der Korallen monospezifische Assoziation weist zusammen mit der niederdiversen Begleitfauna (v.a. Austern, Serpuliden, Lituoliden) auf ungünstige Milieubedingungen hin. Die cerioide, meist knollige Wuchsform von *Amphiastrea* scheint funktionsmorphologisch eher schlecht an eine Hintergrundsedimentation angepaßt zu sein (s. Kap. 6.2). Das detritische Begleitsediment weist immer wieder ausgewaschene Bereiche auf und Mikrobenkrusten können häufig sein, so daß als einschränkender Faktor hier weniger eine zu hohe Sedimentationsrate als vielmehr eine erniedrigte Salinität anzunehmen ist. Monospezifische *Amphiastrea piriformis* Bänke

finden sich entsprechend auch andernorts innerhalb leicht ausgesüßter Abfolgen (vgl. FÜRSICH 1981, WERNER 1986).

(6) Höher diverse Kalk-Frame/Bindstones. Zu einer höher diversen Korallenassoziation gemäß (4) gesellen sich noch Stromatoporen und Chaetetiden als Gerüstbildner, welche durch die oben aufgeführten Oberflächenbinder sowie teilweise durch fibröse Zemente verkittet werden. Das Zwischensediment ist häufig sparitisch und führt zahlreiche Bioklasten u.a. von Korallen, Mikroben/Algen und Seeigelstacheln. Dieser Korallenkalktyp formt die erwähnten Riffinseln, welche positives Relief aufweisen und von Korallen- und Korallen-/Mikroben-/Algenschuttfazies ummantelt sind. Etwas höherenergetische Bedingungen und fehlende Hintergrundsedimentation waren Voraussetzung für das Auftreten dieser Fleckenrifffazies innerhalb des lagunenartigen Bereichs.

3.5.3 Das Modell: Autozyklische Stillwasser-'buildups' mit Selbstverstärkung

Der Ablagerungsbereich der Alrota-Fleckenriffe und Korallenrasen war ganz überwiegend durch ruhiges Wasser gekennzeichnet. Darauf weisen die Häufigkeit mikritischer und mergeliger Sedimente sowie die Erhaltung vieler, auch mergeliger in-situ Korallenrasen hin. Damit gingen auch teilweise hohe Sedimentationsraten einher. Bedingt durch tektonische Bewegungen im Hinterland, durch relative Meeresspiegelschwankungen sowie durch irregulär wechselnde, ästuarine Strömungssysteme war der Anteil terrigenen Tones lokal oder im ganzen Becken episodisch erhöht (s. Kap. 6.3.2). Auch die feinkörnige Kalkschlammsedimentation war teilweise allochthoner Herkunft und wurde bei Stürmen aus anderen Bereichen eingebracht. Hinweise darauf sind insbesondere Anpassungen der epibenthonisch lebenden mytiliden Bivalve *Arcomytilus morrisi* an semiinfaunale Lebensweise nach Zuschüttung (LEINFELDER 1986). Nach schnellen Kalkschlammschüttungen wechseln daneben die Lebensspuren von Wohnbaudominanz (*Thalassinoides* sp.) zu Freßbaudominanz (*Rhizocorallium irregulare*), da bei den Sedimentationsereignissen viel organisches Material eingeschlossen wurde (op. cit.).

Im Alrota Golf waren die Korallen insbesondere durch erhöhte Sedimentationsraten einer Streßsituation unterworfen. Der kritische Faktor der Sedimentation ist dadurch offenkundig, daß kalkige Korallenbiostrome oft ganz plötzlich ihr Wachstum beendeten, wenn eine Mergelschicht über sie sedimentiert wurde. Umgekehrt gehen mergelige Rasen von Buschkorallen nach oben teilweise in Kalkbiostrome mit arenitischem Zwischensediment über. Daneben unterscheiden sich bei jeweils

gleichem Zwischensediment die Korallenbänke und -linsen in ihrer Diversität sehr stark. Mit einer Ausnahme werden die niedrig diversen Assoziationen durch aus funktionsmorphologischer Sicht gut an Hintergrundsedimentation angepaßter Korallen phaceloider bis ramos massiver Wuchsform zusammengesetzt (s. Kap. 6.2).

Die Alrota Korallenrasen und Fleckenriffe entstanden in einem geschützten, golfartigen Bereich in einigen Metern Wassertiefe (max. 15 Meter?), welcher episodischen Sturmereignissen unterworfen war. Bei nachlassender Sedimentation bildeten sich buschige, niederdiverse Korallenrasen. Dieses Pionierstadium wurde durch sich wieder erhöhende Sedimentationsraten jedoch häufig nicht überschritten. Bei zeitweisem Stopp der terrigenen Tonzufuhr konnten sich kalkige Fleckenriffe bilden. Bei Wiederaufleben terrigener Sedimentation wurde das suspendierte tonige Material durch die leichten ästuarinen Strömungen um die morphologisch erhöhten kalkigen Korallenkissen herumgeleitet und kam im Strömungsschatten der Strukturen zur Ablagerung. Teilweise erreichten die Korallenkissen die - in abgeschirmten Golfen sehr flach liegende - Zone ständig bewegten Wassers und verstärkten damit den Kanalisierungsprozess. Selten erreichten Buschkorallen auf mergeligem Substrat durch rasches Hochwachsen die Zone der Auswaschung und konnten sich damit nach oben zu kalkig detritischen Biostromen entwickeln. Meist jedoch beendete eine kurzfristig erhöhte terrigene Sedimentation ('marl event' nach LEINFELDER 1986) das Fleckenriffwachstum, bevor der Wasserspiegel erreicht wurde (vgl. Kap. 6.2).

3.6 Die ästuarinen Riffrasen des Sobraldeltas

Nördlich des Alrota Bereichs wurden zur Zeit des obersten Kimmeridgium und evtl. des basalsten Tithonium (MANUPPELLA, Lissabon, pers. commun.) die Sandsteine und Mergel des ästuarinen Sobraldeltas abgelagert (LEINFELDER 1986). Das Delta zeichnete sich durch das Vorhandensein großer, silt- und mergeldominierter Buchten aus, in denen sich Austern- und Steckmuschelbänke (*Isognomon*, *Gervillia*) bildeten. In diesen Bereichen, sowie in den Prodeltabereichen wuchsen innerhalb des siliziklastischen Milieus bereichsweise ebenfalls kleine Korallenrasen und Fleckenriffe. Abgesehen von den distalen Verzahnungsbereichen mit lagunären Karbonaten stellen die koralligen Strukturen bei genügend dicht stehenden Korallen die einzigen kalkigen Bänke im Deltabereich dar.

Die Korallen des Sobraldeltas werden von großkelchigen Formen beherrscht, bei denen die Einzelkoralle *Axosmilia* häufig eine dominante Rolle spielt. Oft treten verschiedene Arten von

Axosmilia (*A. crassa*, *A. carrapateirensis*, *A. cf. corallina*) zusammen mit der ramosen Form *Actinastrea crasso-ramosa* in Austernriffen auf. Des Weiteren finden sich oligospezifische Assoziationen der der heutigen Doldenkoralle ähnlichen *Ovalastrea cf. lobata* mit *A. cf. discoidea*. Die beiden letzten Formen entwickelten zum einen stabile Auflageflächen, welche ein Einsinken ins Sediment verhindern, zum anderen große Kelche, die möglicherweise durch Weichteilauflähungen von sedimentiertem Material gereinigt werden konnten. Daneben zeichnen sich alle *Axosmilia* Arten durch sehr hohe Septenzahl aus, was wiederum auf effektive Reinigungsmöglichkeiten schließen läßt (s. Kap. 6.2). Rasen phaceloider Korallen, gebildet durch *Calamophylliopsis flabellum*, können 30 Zentimeter mächtig werden. In diesen Rasen kommen auch *Axosmilia* und *Ovalastrea* untergeordnet vor.

Die Korallenrasen repräsentieren Zeiten oder Bereiche verminderter Süßwasserzufuhr. LEINFELDER (1986) nahm an, daß es aufgrund flacher submariner Hangneigung zu einer schnellen, küstennahen Vermischung von Süß- und Salzwasser kam (homopycnischer Ausfluß), wobei küstennah starke Aussüßung herrscht, seewärts jedoch die Salinität nur untergeordnet beeinflusst wird. Die meist niedrige Diversität der Korallenrasen mag z.T. auch durch die leichte Aussüßung bedingt sein. Der wichtigere Faktor war jedoch wiederum die hohe Sedimentationsrate, da ganz überwiegend daran angepaßte Korallen auftreten. *Calamophylliopsis*-Rasen bildeten sich bei gleichmäßiger, jedoch nicht zu hoher Sedimentationsrate; die *Axosmilia* - *Ovalastrea* Vergesellschaftung war eher an episodisch auftretende Sedimentationsereignisse angepaßt. Manche *Ovalastrea* Stöcke besitzen eine getreppte Basis, welche nach GEISTER (1983) für episodisch hohe Sedimentation charakteristisch ist. *A. discoidea* war möglicherweise eine mobile Form, ähnlich wie sie heute mit der morphologisch ähnlichen Form *Diaseris distorta* auftritt (vgl. HUBBARD & POCKOCK 1972).

3.7 Chapter summary: Other coral reefs and platforms from the eastern part of the Lusitanian Basin

The Upper Oxfordian Montejunto Platform exhibits a facies zonation with considerable similarities to the Ota Platform, although it grew within a carbonate-dominated setting. It developed over an uplifted block modified by the rise of a salt pillow. The buildup is again mud-dominated, but is bordered to the west by a high-energy grainstone shoal. Coral patch reefs developed in front of, within and behind these shoals. Gradual transitions to basinal ammonitic limestones occur, showing the

depositional character of the eastern platform margin. The platform passed from a ramp stage to a shoal rimmed carbonate shelf with a depositional margin. Similar to the Ota, the platform largely exhibits aggradational geometry, with slight progradation towards the end of the development. Despite growing in a carbonate-dominated setting, carbonate productivity was lower than in the Ota example, which is shown by the chiefly aggradational character of the Montejunto Platform despite the existence of a depositional margin, as well as by the position of the peritidal belt within, and not distal to, the lagoonal zone.

The Kimmeridgian Castanheira-Monte Gordo Fan/Reef System was formed at the eastern margin of the Lusitanian Basin. Coarse arkosic siliciclastics, including basement pebbles, were fed into the basin from the eastern hinterland, filling up local graben structures, created by rift tectonics, with more than 2200 metres of sediments which were drilled in Arruda #1. The fan is exposed in the Vila Franca-Castanheira area with about 350 metres of arkosic conglomerates and sandstones, showing thick amalgamated debris flows, collapse structures, lack of progradation and rapid transition to distal facies, which is diagnostic for a slope-type fan delta. Within and on top of the fan, two levels with autochthonous and allochthonous reef relics occur. The Monte Gordo reef relic, at Vila Franca de Xira represents a 60 m thick coral reef relic which developed in the lower part of the fan conglomerates. It is composed of a basal lithoclastic-black pebble unit, a subsequent deepening-up reef (from coral boundstones to coral-siliceous sponge facies) and a topping shallowing part dominated by coral bafflestones (keep up/give up/catch up/keep up-trend). The reef is truncated by a karstic unconformity. Karstification caused the formation of huge blocks which were transported during a subsequent sea level drop. The Castanheira reef developed on top of the fan, and is represented by a few metres thick carbonate relic showing a rapid give up / catch up trend. Karstic cavities show that the reef was also truncated by a karstic unconformity, although the reef top is mostly not preserved. Both reef relics are surrounded by a broad zone containing allochthonous carbonates, such as olistoliths, breccia-type debris flows, intraclastic to oolitic grain flows, and turbidites, the latter of which extended far into distal areas of the fan. The growth of the carbonate coral reefs was enabled by a combination of factors (see Chap. 6.4).

The Amaral formation, presumably of mid Late Kimmeridgian age, is composed of coraliferous reefs and oolite-dominated grainstones. It locally contains lenses of oolitic sandstones and marls.

Ooids mostly exhibit nuclei of detrital quartz. The Amaral formation, with a thickness of several tens of metres (max. 80 m), covers an area of at least 400 square kilometres. It forms a carbonate cap on top of a fine siliciclastic slope system, the Abadia formation, which prograded southwards. Detection of features relevant for sequence stratigraphic interpretation, such as thrombolitic microbial buildups below the Amaral, karstic horizons within parts of the Amaral and drowning by prodelta sediments shows that the Amaral formation did not develop penecontemporaneously with the underlying prograding siliciclastic slope system, as assumed by ELLWOOD (in ELLIS et al. 1987), but rather developed subsequently during relative sea-level rise (see Chaps. 6.4, 7.7).

The *Barreiro buildup*, of late Oxfordian to, possibly, early Kimmeridgian age is only known from seismics and drillholes. It developed over an uplifted basement block at the eastern margin of the basin, but unlike the Ota or Montejunto buildup, of similar structural situation, represents the only example where growth was initiated in the deeper water in a clay-rich environment. It developed into a mud mound buildup which then cought up to shallower water, as shown by an association of crustose corals together with microbial crusts. Again contrasting the above examples, the Barreiro buildup was finally drowned and overlain by deep-water sediments.

In marine areas of the *Sobral* estuarine delta (chiefly latest Kimmeridgian) as well as in the *Alrota* gulf (early Tithonian), shallow-water, mostly low-energy, euryhaline marls and clayey limestones predominated. Very locally, coral associations developed, which in the Alrota gulf occasionally grew up to water level, facilitating removal of fine-grained, particularly terrigenous material. This caused positive feedbacks on the development of biohermal, carbonate-dominated patch reefs. Diversities of coral faunas were strongly dependent on the rate of sedimentation. The Alrota area is the key area to calibrate morphological criteria of corals thought to reflect sedimentation rate (see Chap. 6.4).

The above systems are also briefly discussed in the following studies (in english language): ELLIS et al. (1990)(Montejunto, Barreiro), LEINFELDER & WILSON (1989)(Castanheira-Monte Gordo Fan), LEINFELDER (1986)(Alrota, Sobral). A detailed analysis of the Amaral formation will be available in the near future (NOSE in prep., in German).

4 ÜBERBLICK ÜBER OBERJURASSISCHE KORALLIGENE RIFF-, RIFFRASEN- UND 'BUILDUP'-STRUKTUREN IM RESTLICHEN TEIL DES BECKENS

4.1 Die Ramalhal und Vimeiro-Caldas da Rainha 'buildups': Von karbonatischem zu gemischtem Regime

Westlich und nordwestlich der Montejuntostruktur, also im Bombarral Subbecken (s. Abb. 5), kamen während des Oberoxfordium ebenfalls verbreitet reine Flachwasserkarbonate zur Ablagerung. Diese Sedimente bildeten sich auf der Südostseite des Caldas da Rainha - Vimeiro Salzdiapirrückens und treten entlang diesem zu Tage. Seismische Untersuchungen, sowie die Bohrungen Lourinhã, Campelos und Ramalhal ergaben, daß diese Plattformkarbonate über ca. 200 Quadratkilometer verbreitet sind und sich nach Osten, ins Zentrum des Bombarral Subbeckens verdicken, um dann unter Ausbildung eines Hangknicks über eine verhältnismäßig kurze Distanz auszudünnen (ELLIS et al. 1990). Weiter östlich scheinen nur noch Ablagerungen des tieferen Wassers ausgebildet zu sein (Abb. 153). Die Mächtigkeit des 'buildups' an der Oberfläche entlang der Vimeiro - Caldas Zone beträgt nur wenige hundert Meter, in der Bohrung Ramalhal beläuft sie sich jedoch auf wenigstens 1500 m (op. cit.).

Im Untergrund werden die Plattformkarbonate von den Abadia Schichten überlagert, womit die Einstufung der Karbonate in das Oberoxfordium gerechtfertigt erscheint. In den Bohrungen Campelos und Lourinhã wurde die Unterlage, die mitteloxfordischen Cabaços Schichten erreicht. Im Bereich des Caldas - Vimeiro Diapirrückens ging die Flachwasserkarbonatsedimentation jedoch anscheinend bis ins Kimmeridgium weiter, da die tonig-sandige Abadia Formation nicht ausgebildet ist. Zwischen den Oxfordium und Kimmeridgium Flachwasserkalken finden sich jedoch eine meist mehrere Zehner Meter mächtige flachmarine Sandstein/Mergel/Kalk-Wechselagerung. Der obere Anteil der Plattformkarbonate ist durch Funde von *Clypeina jurassica* dem 'mittleren' bis höheren Kimmeridgium zuzuordnen.

4.1.1 Untergrundgeologie

Die Untergrundgeologie des Ramalhal 'buildups' wurde durch ELLIS et al. (1990) beschrieben: In den Bohrungen weist die 'buildup'-Entwicklung einen Verflachungstrend ('shallowing upwards') auf.

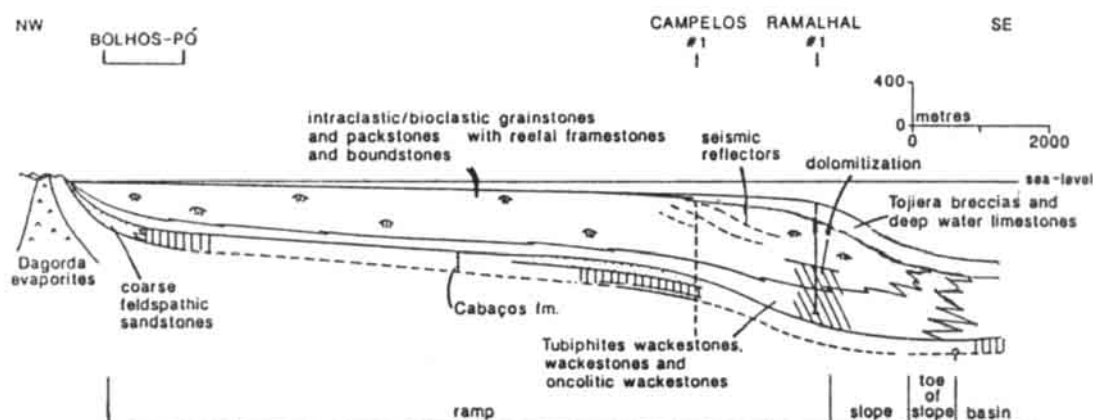


Abb. 153: Interpretativer Schnitt durch das oberoxfordische Ramalhal 'buildup', basierend auf Seismik- und Bohrdaten. Lage der Bohrungen s. Abb. 5 (aus ELLIS et al. 1990).

Fig. 153: Interpretative cross-section through the Upper Oxfordian Ramalhal 'buildup', based on seismic and well data. For location of wells see Fig. 5 (from ELLIS et al. 1990).

Feinkörnige, lagunäre Karbonate gehen nach oben in fossilreiche Packstones und Grainstones über. Diese beinhalten massive Korallenstöcke, Stromatoporen, *Trichites*, Solenopora und viele Bioklasten, welche in ein oolithisch-onkolithisch-intraklastisches Sediment eingebettet sind. Biohermale Einschaltungen sind durch von Mikrobenkrusten verkittete Bereiche charakterisiert. Am Top des 'buildups' kehrt sich die Verflachungstendenz um und es erscheinen pyritreiche, ammonitenführende Tiefwasserkarbonate.

Aus den beiden vorhandenen seismischen Profilen werden Hügelstrukturen im höheren Teil der Abfolge erkennbar, welche auch progradativ übereinandergelagert auftreten (ELLIS et al. 1990: Abb. 14). Der bathymetrische Unterschied zwischen dem mäßig steilen Schelfknick am Top des 'buildups' und dem Top der ostwärts anschließenden Beckenfazies liegt in der Größenordnung von 200 Metern.

Das Ramalhal 'buildup' scheint sich auf einer flach einfallenden Karbonatrampe entwickelt zu haben. Salzwanderung vom Bombarral Becken in die westwärts gelegene Diapirzone resultierte in einer beschleunigten Absenkung im Ostteil, welche bei hoher Karbonatproduktivität zur Progradation und zur Ausbildung einer verstellten Rampe, sowie später zu einem Hangknick führte. Dabei war die Sedimentation der Plattformstruktur durch eine Dominanz arenitischer Lockersedimente gekennzeichnet ('grainstone buildup' nach HECKEL 1974). Eine ausgeprägte Fazieszonierung kam wegen des Fehlens einer gut ausgebildeten Riffzone bzw. wegen des zu flachen Hanggefälles nicht zustande.

4.1.2 Flachwasserkarbonate entlang des Vimeiro - Caldas da Rainha Diapirrückens

Aufschlüsse von Flachwasserkarbonaten, die mit dem Ramalhal 'buildup' in Zusammenhang zu bringen sind, finden sich zum einen am Vimeiro Diapir, zum anderen in der Umrahmung des Bolhos und Caldas da Rainha Diapirs (s. Abb. 5). Aufgrund syndedimentärer Diapirbewegungen zeigen diese Karbonate stark unterschiedliche Mächtigkeiten und sind teilweise unterschiedlichen Alters. Bei Vimeiro sind ca. 300 Meter Kalke aufgeschlossen, welche dem Bereich des Oberoxfordium bis Kimmeridgium angehören dürften (Vorkommen von *Alveosepta jaccardi*, Fehlen der Abadia Schichten). Überlagert werden sie von randmarinen Siliziklastika des ausgehenden Oberkimmeridgium (Sobral Formationsglied der Lourinhã Formation; LEINFELDER 1986). In der Gegend des Bolhos und Caldas da Rainha Diapirs sind die oberoxfordischen Flachwasserkarbonate lokal bis zu 500 Meter mächtig (Abb. 154). Die darüber zu erwartenden Abadia Schichten sind hier nicht mehr ausgebildet, sondern werden durch eine gemischt karbonatisch-siliziklastische Abfolge vertreten, welche als Alcobaca Schichten bezeichnet wird (z.B. MOUTERDE et al. 1972): Nach einer im allgemeinen mehrere Zehner Meter mächtigen siliziklastisch dominierten Einschaltung (tiefere Alcobaca Schichten) folgen wiederum bis zu 150 Meter mächtige Flachwasserkarbonate des Kimmeridgium. Sie werden im folgenden als Caldas-Bolhos Karbonateinheit (mittlere Alcobaca Schichten) bezeichnet. Überlagert werden die Karbonate wiederum von einer siliziklastisch dominierten Serie (höhere Alcobaca Schichten). Diese Sedimente gehen zum Hangenden, möglicherweise noch

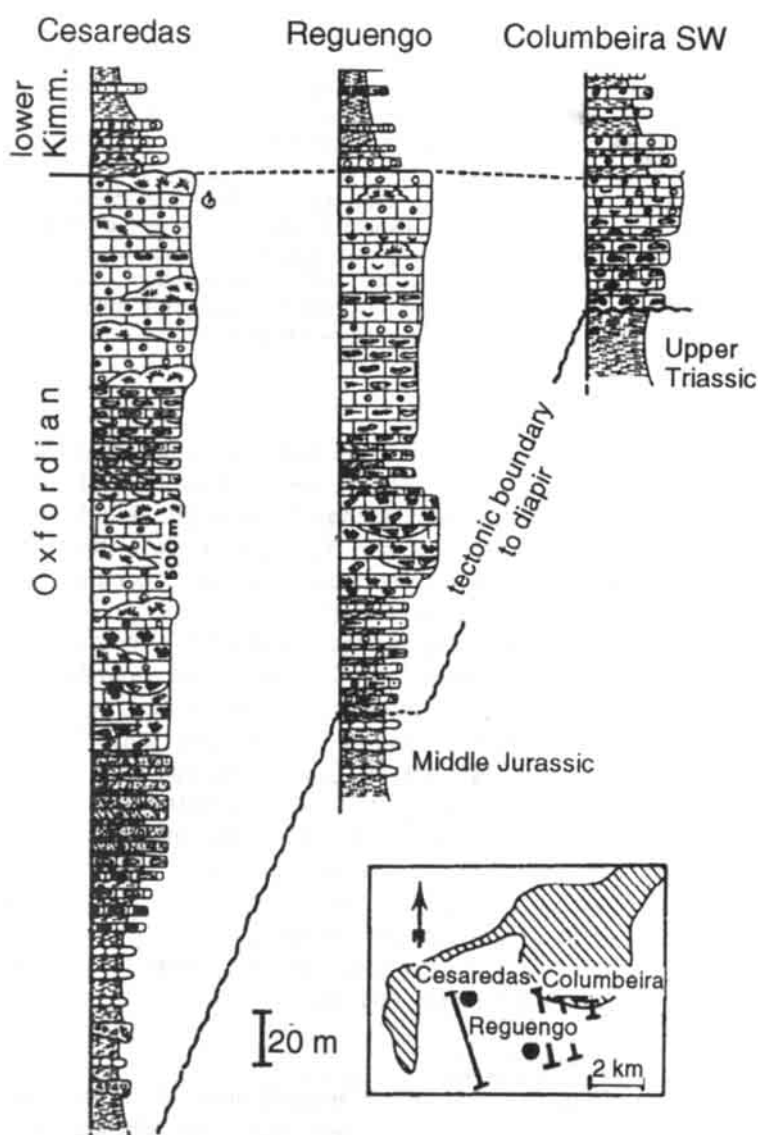


Abb. 154: Die oberoxfordische Flachwasserabfolge des Ramalhal 'buildups', abgeschlossen an der Südflanke des Caldas da Rainha Diapirs bei Cesaredas (aus GUERY 1984, leicht verändert). Zur generellen Lagen siehe auch Abb. 155 und Abb. 5.

Fig. 154: The Upper Oxfordian shallow-water succession of the Ramalhal buildup as exposed at Cesaredas (from GUERY 1984, slightly modified). See also Figs. 155 and 5 for general location.

während des Kimmeridgium, unter starken faziellen Schwankungen in terrestrische Siliziklastika über (Lourinhã Formation)(KLINGEL in Vorb.).

Die mächtigen Flachwasserkarbonatserien des Oberoxfordium und des mittleren bis höheren Kimmeridgium finden sich weder westlich noch nördlich des Diapirs. Im Westen erscheinen an der Küste bei São Martinho lagunäre, mergelige Kalke und Mergel des Oberen Oxfordium (Pholadomya protei Schichten), welche von terrestrischen bis randmarinen Siliziklastika mit untergeordneten, bankweisen Einschaltungen von Flachwasserkarbonaten des Kimmeridgium (Praia do Salgado) überlagert werden (e.g. WILSON 1979, WERNER 1986, LEINFELDER 1987a, BERNARDES 1992). Nach Norden finden sich mergelig-karbonatische Oxfordablagerungen im Bereich des Porto de Mós Diapirs

(SCHMIDT 1986). Das Kimmeridgium ist im Norden durch eine stark wechselhafte, siliziklastisch-mergelig-karbonatische Ausbildung der Alcoaça Schichten vertreten.

Die Flachwasserkarbonate der Caldas da Rainha und Bolhos Diapir Umrahmung wurde insbesondere von GUERY (1984) untersucht; weitere Untersuchungen sind derzeit im Gange (KLINGEL in Vorb.). Zur Erstellung eines Ablagerungsmodells wurde vom Verfasser insbesondere die Abfolge der Caldas-Bolhos Karbonateinheit (mittlere Alcoaça Schichten) bei Dagorda und Cesaredas untersucht.

Oberoxfordium

Der oberoxfordische Anteil der Schelfkarbonate ist ähnlich der Fazies des Untergrundanteils des Ramalhal 'buildup' meist in höherenergetischer

- Rechte Seite: Abb. 155: Die Caldas-Bolhos Flachwasserkarbonateinheit (mittlere Alcobaça Schichten, 'mittleres' Kimmeridgium) in der Umrahmung des Caldas-Bolhos Diapirs. Nach Norden und Westen keilt die Einheit aus. Für ein Detailprofil bei Cesaredas s. Abb. 163. Profile aus GUERY (1984, leicht verändert), jedoch mit teils unterschiedlicher lithostratigraphischer Korrelation (gestrichelte Linien und Pfeile: Korrelation nach GUERY; durchgezogene Linien: teilweise Reinterpretation). Der Kontakt zu Trias /basalem Lias wird hier im Unterschied zu GUERY als tektonisch angesehen.
- Facing page: Fig. 155: The Caldas-Bolhos shallow-water carbonate unit (middle part of Alcobaça beds, 'mid' Kimmeridgian age) in the surroundings of the Caldas-Bolhos diapiric structure. The unit disappears towards north and west. For detailed 'Cesaredas' profile see Fig. 163. Lithological profiles are from GUERY (1984, slightly modified), but in part are correlated differently (broken lines and arrows: GUERY's correlation; solid lines: partial reinterpretation). Contrasting GUERY's opinion, the contact to the underlying Triassic/lowermost Liassic deposits is interpreted as tectonic.

Flachwasserfazies ausgebildet. Es treten insbesondere oolithische, onkolithische und bioklastische Packstones und Grainstones auf. Eingeschaltet finden sich mehrere Meter dicke Biogengerüstkalke, welche durch Korallen, Stromatoporen und Chaetetiden aufgebaut werden. Untergeordnet sind jedoch auch mikritreiche Lagen vertreten. GUERY (1984) nahm einen hochenergetischen Schwellenbereich im Süden und Osten des Diapirs an, der Bereiche des tieferen Wassers im Südosten von Bereichen des teils siliziklastisch beeinflussten Flachwassers im Nordwesten trennt. Diese Interpretation läßt sich nach Meinung des Verfassers nicht vollständig nachvollziehen. Hingegen ist die Oberoxfordentwicklung zwischen Columbeira und Cesaredas gut mit der gesamten Entwicklung des Ramalhal 'build-ups' in Einklang zu bringen (s.u.).

Häufig fehlen in der Umrahmung des Bolhos - Caldas Diapirs die Oxfordkarbonate, so daß das Kimmeridgium an die obertriassischen roten Tone der Dagorda Schichten grenzt. Nach GUERY (1984), MONTENAT & GUERY (1984) und GUERY et al. (1986) liegt Kimmeridgium in diesen Bereichen im normalen stratigraphischen Kontakt auf Trias. Die Autoren sehen als Ursache synsedimentären Diapir-aufstieg an. Bei einer Mächtigkeit des Oxfordium von 500 Metern (Cesaredas) sowie dem wahrscheinlichen Vorhandensein von Mitteljura im Steinbruch von Sobral de Lagoa würde dies einen durch physikalische Verwitterung und/oder Verkarstung bedingten Abtrag von mindestens 500 Metern im basalen Kimmeridgium bedeuten, was wenig realistisch erscheint. Nach den angegebenen Autoren lag die erste Hauptabtragung jedoch bereits im Unteroxfordium und führte zur Beseitigung des Unteren und Mittleren Jura im Bereich der Diapirstruktur. Der ammonitenführende Bathonium-Aufschluß bei Sobral de Lagoa (cf. RUGET-PERROT 1961), der möglicherweise ein intensives Verkarstungsrelief sowie eine Winkel-diskordanz zum Oberjura aufweist (ELLIS et al. 1990), wäre demnach ein von der Verwitterung teilweise unversehrt gebliebenes Relikt. Die von GUERY (1984) als stratigraphisch angenommene

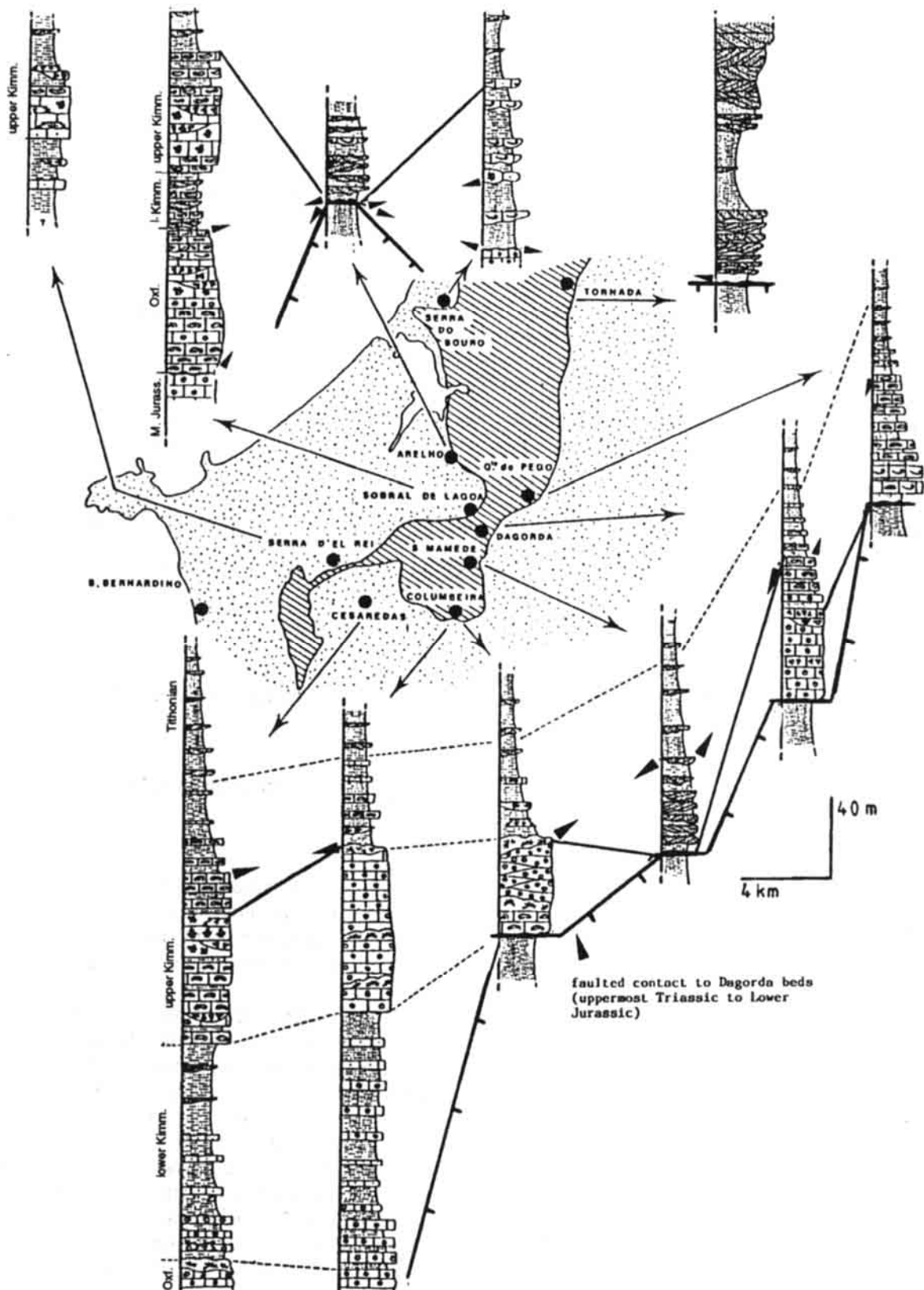
Kontakte zwischen Trias und Kimmeridgium werden vom Verfasser jedoch als zumindest tektonisch überprägte Kontaktflächen angesehen. Ansatzweise vorhandene Parakonformitäten könnten mit teilweisen Aufschiebungen auf die inkompetenten triassischen Tone erklärt werden.

Inwieweit das häufige Fehlen des Oxfordium mit primärem Fehlen des Schichtglieds (Inselbildung durch synsedimentären Diapir-aufstieg), mit teilweiser Abwitterung während des Unterkimmeridgium (verstärkter Diapir-aufstieg infolge des verstärkten Rifting sowie genereller Meeresspiegeltiefstand; s. Kap. 6.3) oder mit tektonischer Unterdrückung zu erklären ist, muß vorläufig offen bleiben. Bereits ZBYSEWSKI (1959) nahm tektonische Kontakte entlang des Diapirs an. Die oben angegebenen Erklärungsmöglichkeiten schließen sich jedoch nicht gegenseitig aus.

Kimmeridgium

Die Fazies des Kimmeridgium ist lateral sehr variabel. Generell liegen über der siliziklastisch-karbonatischen Wechselfolge der tieferen Alcobaça Schichten (Sandsteine, Mergel, Oolithe, Onkolithe, Stromatoporen- und Kalkschwammriffchen) die siliziklastisch nicht beeinflussten, bis zu 130 Meter mächtigen Flachwasserkarbonate des mittleren bis höheren Kimmeridgium (Caldas-Bolhos Karbonateinheit). Die darauf folgenden höheren Alcobaça Schichten sind ähnlich den tieferen aufgebaut und leiten ins Tithonium über (Abb. 155).

Da sowohl die Caldas-Bolhos Karbonateinheit als auch die tieferen Alcobaça Schichten ähnlich dem Oberoxfordium bereichsweise wiederum fehlen, nahm GUERY (1984) eine direkte laterale Verzahnung zwischen der hier so genannten Caldas-Bolhos Einheit, den höheren Alcobaça Schichten und den rein siliziklastischen, hier als jünger angesehenen Ablagerungen an. Insbesondere bei Roliça und bei São Mamede sollen seiner Meinung nach zwei siliziklastisch verfüllte Kanäle die Karbonatplattform der Caldas - Bolhos Einheit durchschneiden. GUERY bezieht sich auf Luftbildauswertungen sowie auf bankweises Kartieren. Aufgrund der schlechten Aufschlußverhältnisse sowie der starken tektonischen Zerstückelung in diesem Bereich konnten diese Untersuchungen durch den Verfasser nicht nachvollzogen werden. Die Sandsteine



und Mergel des sog. Kanal von Roliça lagern wiederum direkt der Trias auf, was analog oben, eher einem tektonischen Kontakt entsprechen könnte. Darüberhinaus finden sich innerhalb der postulierten Kanäle auch nach GUERY (1984) nur Aufarbeitungen verhärteten Karbonats,

jedoch keinerlei Korallenfragmente, Onkoide oder ähnliche Komponenten, die an den Rändern des Kanals hätten erodiert werden müssen. Karbonatische Einzelkomponenten treten allerdings im sog. Kanal von São Mamede auf, der nach GUERY direkt im stratigraphischen Kontakt

Abb./Figs. 156-161: Großonkoide bei Cesaredas (Caldas-Bolhos Einheit, Kimmeridgium) / Giant ocoids at Cesaredas (Caldas-Bolhos unit, Kimmeridgian).

Abb. 156: Knollenkalk. Knollige Struktur ist durch kompaktive Überprägung von Großonkoiden verursacht. Hammerlänge 28 cm.

Fig. 156: Nodular limestone. Nodular texture is caused by compaction of giant oncoids. Length of hammer is 28 cm.

Abb. 157: Onkoid Packstone mit Kornvergrößerung ins Hangende. Die Onkoide sind meist kernlos; teilweise sind Nerineenkerne vorhanden (Pfeil): Balkenlänge 5 cm.

Fig. 157: Coarsening-up oncooid packstone. Oncoids mostly without nuclei. Arrow: nerineid nucleus. Length of bar is 5 cm.

Abb. 158: In-situ verwachsene Großonkoide. Cortexstrukturen sind mit Bleistift nachgezeichnet. Balkenlänge 10 cm.

Fig. 158: Oncoids exhibiting in-situ amalgamation. Cortical fabrics outlined with pencil. Length of bar is 10 cm.

Abb. 159: Irreguläre und verwachsene Großonkoide. Beachte domförmiges Wachstum innerhalb einer Cortexplage sowohl nach oben als auch nach unten (Pfeile). Balkenlänge 10 cm.

Fig. 159: Irregular and amalgamated oncoids. Note domal growth both upwards and downwards within same cortex layer (arrows). Length of bar is 10 cm.

Abb. 160: Detail aus Onkoid-Cortex mit Fäden von *Bacinella irregularis* in Fenster. Balkenlänge 1 mm (Dünnschliff).

Fig. 160: Thin-section detail from oncooid cortex: with threads of *Bacinella irregularis* crossing birdseye. Length of bar is 1 mm.

Abb. 161: Anschliff eines Großonkoids. Beachte loferitartige Fensterstruktur. Einseitigkeit der Fenster spricht für fehlende Drehung (auf der Unterseite vorhanden gewesene Fenster wurden evtl. kompaktiv geschlossen). Skala ist 3 cm lang.

Fig. 161: Polished slab of giant oncooid. Note polar development of birdseye fabric suggesting in-situ growth. Length of scale bar is 3 cm.

der Trias auflagert. Schwierig zu interpretieren ist das häufige Vorkommen von Mergeln innerhalb der postulierten Kanäle. Absatz von Tonrube in den Kanälen wäre nur bei absoluter Ruhigwassersedimentation möglich gewesen und hätte sich zumindest in den Kalkschlammarealen der benachbarten Karbonatplattformbereichen bemerkbar machen müssen (vgl. Kap. 3.3). Bei Columbeira führt GUERY Verzahnungen von Biostromkalken, Oolithen und Siliziklastika als weiteren Nachweis des direkten lateralen Übergangs an. Eigene Beobachtungen ergaben jedoch, daß eine derartige Wechselfolge der Caldas-Bolhos Karbonateinheit aufliegt und als in praktisch allen Profilen verbreiteter, höherer Teil der Alcobaça Schichten anzusprechen ist. Nach der in dieser Arbeit vorgenommenen Korrelation erscheint es jedoch ebenfalls möglich, daß innerhalb der insgesamt stark siliziklastisch beeinflussten höheren Alcobaça Schichten kanalartige Bereiche vorkamen, in denen karbonatische Einschaltungen zurücktraten. Weitere Untersuchungen zu diesen Fragestellungen sind derzeit im Gange (KLINGEL in Vorb.).

Die Entwicklung der Caldas - Bolhos Einheit bei Dagorda

Im tieferen Teil des Dagorda Bruchs ist die Caldas - Bolhos Einheit in Form von intraklastischen, oolithischen und onkolithischen Pack/Grainstones entwickelt, in welche mehrere Meter mächtige Biostromkalke eingeschaltet sind. Dominierendes Element der Biostromkalke sind bis zu 30 cm große Chaetetidenkolonien. Korallen, Solenoporen, *Bacinella irregularis*, *Lithocodium* sp., sessile Foraminiferen, Serpuliden, Bivalven, Nerineen und Echinidenreste sind häufig. *Marinella lugeoni* ist ein wichtiges Element der onkolithischen

Bereiche. Die Sedimente gehen nach oben in die quarzsandführenden höheren Alcobaça Schichten über.

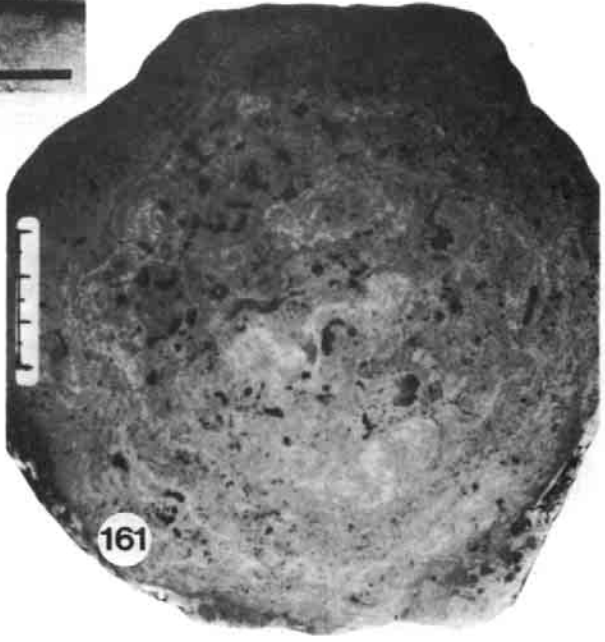
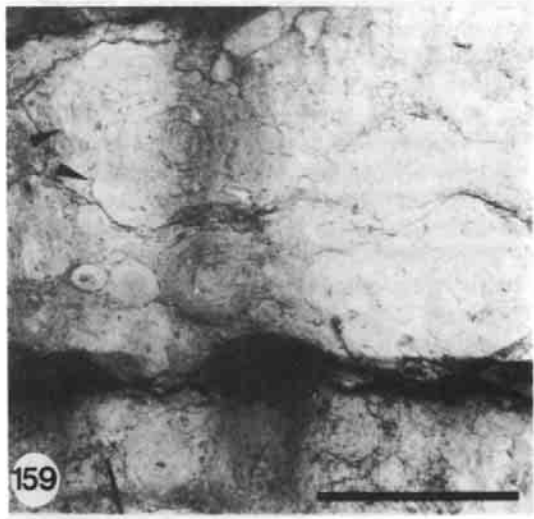
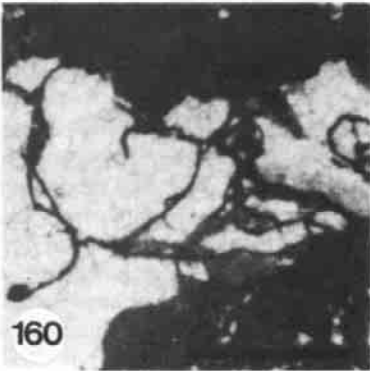
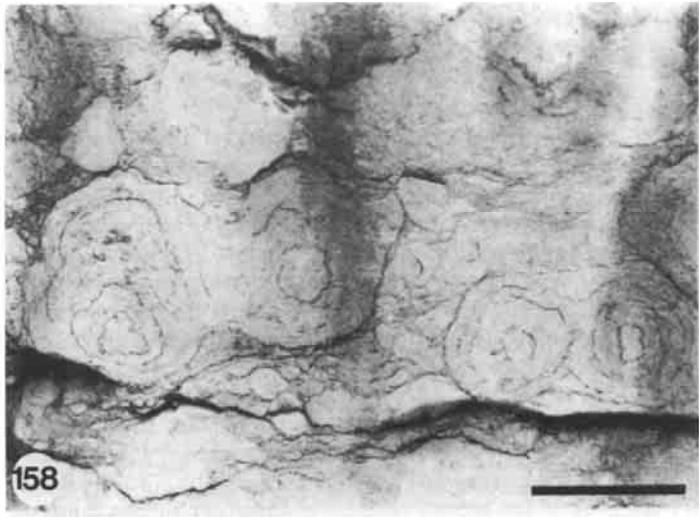
Die Entwicklung der Caldas - Bolhos Einheit bei Cesaredas

Die Faziestypen

Das Profil Cesaredas wurde an der Südseite der Diapirstruktur aufgenommen (Lage s. Abb. 5, 155). Die hier 106 Meter mächtige Caldas - Bolhos Einheit läßt sich sieben Faziestypen zuordnen:

Biostromkalke: Biostromkalke bestehen einerseits aus bis zu einem Meter mächtigen *Calamophylliopsis* Rasen in Lebendstellung, andererseits aus dezimetermächtigen Stotzen die von thamnasterioiden Korallen und Stromatoporen gebildet werden. Letztere weisen krustose Mikroben und häufige *Tubiphytes* auf, welche das Sediment stabilisieren und für die Bildung zentimetergroßer Kavernen verantwortlich sind. Weiterhin finden sich dickwandige Dasycladaceen (*Petrascula bursiformis*), Onkoide sowie Molluskenklasten.

Schillkalke: Schillagen erscheinen in Zentimeter bis Dezimeter dicken Horizonten. Die Packstonegefüge weisen Klasten von Korallen, Stromatoporen, Bivalven (darunter Austern), Nerineen,



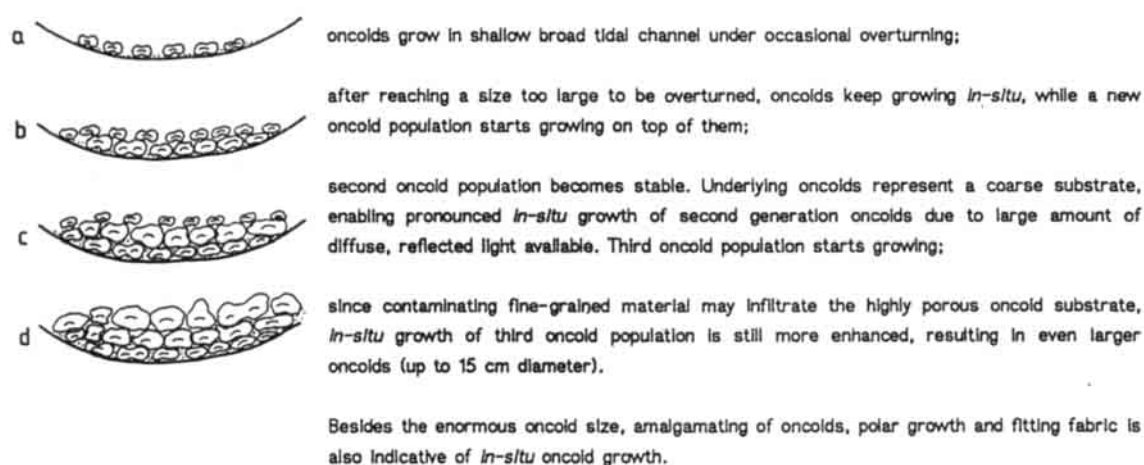


Abb. 162: Modell des in-situ Wachstums der Cesaredas Großonkoide.

Fig. 162: Model for the in-situ growth of the giant oncolds from the Cesaredas area.

Echinodermen, Algen (*Marinella lugeoni*, *Clypeina jurassica*) sowie Onkoide und Intraklasten auf. Imbrikationsgefüge und chaotische Lagerung der Komponenten deuten auf Sturmereignisse.

Mikritische Peloidkalke: Feine Peloiden sind häufig miteinander verbacken, so daß Mud-, Wacke- und Packstone Gefüge nebeneinander auftreten und ineinander übergehen. Die lagunären Kalke können eine von Bioturbation herrührende, knollige Struktur aufweisen. Bereichsweise finden sich Mollusken, insbesondere Nerineen. Selten sind auch Korallen- und Stromatoporenfragmente vorhanden. In manchen Horizonten sind feinste primäre, rundliche, spartverfüllte Hohlräume ('birdseyes') häufig.

Intraklast Peloid Pack-/Grainstones: Diese Fazies zeigt Anklänge an die im Otakalk ausgebildete Aggregatkorngfazies. Intraklasten weisen oftmals eine aus verklebten Peloiden bestehende Struktur auf. Ooide und Onkoide kommen vor. Bioklasten sind mit Mikrobohrungen versehen (Biocortoide).

Onkoid Ooid Packstones: Dieser Faziestyp tritt im Profil am häufigsten auf. Neben den bis zu drei Zentimeter messenden Onkoiden und den meist dickschaligen Ooiden finden sich Intraklasten, Peloiden und Bioklasten (Mollusken, Echinodermen, Korallen, Stromatoporen). Die Sortierung der Komponenten ist schlecht. Übergänge zu Grainstones einerseits und Wackestones andererseits sind häufig.

Ooid Grainstones: Die im allgemeinen gut sortierten, häufig schräg geschichteten Ooid-

barrensedimente sind faziell denen der Amaral Formation (Oórito Einheit, s. Kap. 3.3.4) vergleichbar. Übergänge zu Onkoid Ooid Packstones und Intraklast Peloid Packstones sind häufig.

Großonkoidfazies (Abb. 156-161) Diese Varietät der oben angeführten Onkoid Ooid Packstones stellt eine faziell herausragende Besonderheit dar. Es treten Großonkoide mit Durchmessern bis zu 15 Zentimetern in gesteinsbildender Häufigkeit auf (Entdeckung durch N. SCHMIDT-KITTLER, Mainz, 1983). Ooide fehlen indes. Als Onkoidkerne fungieren meist Mikroben-/Algenklasten. Daneben finden sich häufiger Nerineen, z.T. auch Bivalven und Korallenklasten.

Die dichte Lagerung der Onkoide sowie das teilweise Fehlen von Zwischensediment führte zur Ausbildung von Knollenkalke (Abb. 156), die genetisch jedoch völlig unterschiedlich zu den durch Bioturbation nach dem Modell von FÜRSTICH (1973) entstandenen Flachwasserknollenkalke zu interpretieren sind. Die Onkoide entsprechen den Großonkoiden des Otabereichs an Größe und Struktur, d.h. sie bestehen wiederum aus irregulären, undeutlichen Mikritlagen mit primären, tangentialen Fenstergefügen. Meist sind sie kernlos, zuweilen finden sich jedoch Nerineen als Kerne. Die einzelnen Onkoidlagen sind bis zu einem Meter mächtig. Die Onkoidhorizonte sind mäßig sortiert, jedoch meist invers gradiert (Abb. 157). Die Lagen sind über einige Zehner Meter lateral zu verfolgen. Häufig sind auch kleinere Rinnenstrukturen vorhanden. Das Auftreten von Fenstergefügen zeigt wie im Fall der Ota-Onkoide den sehr flachen Charakter sowie die schnelle Verhärtung der Onkoide an. Demgemäß ist wiederum schwer

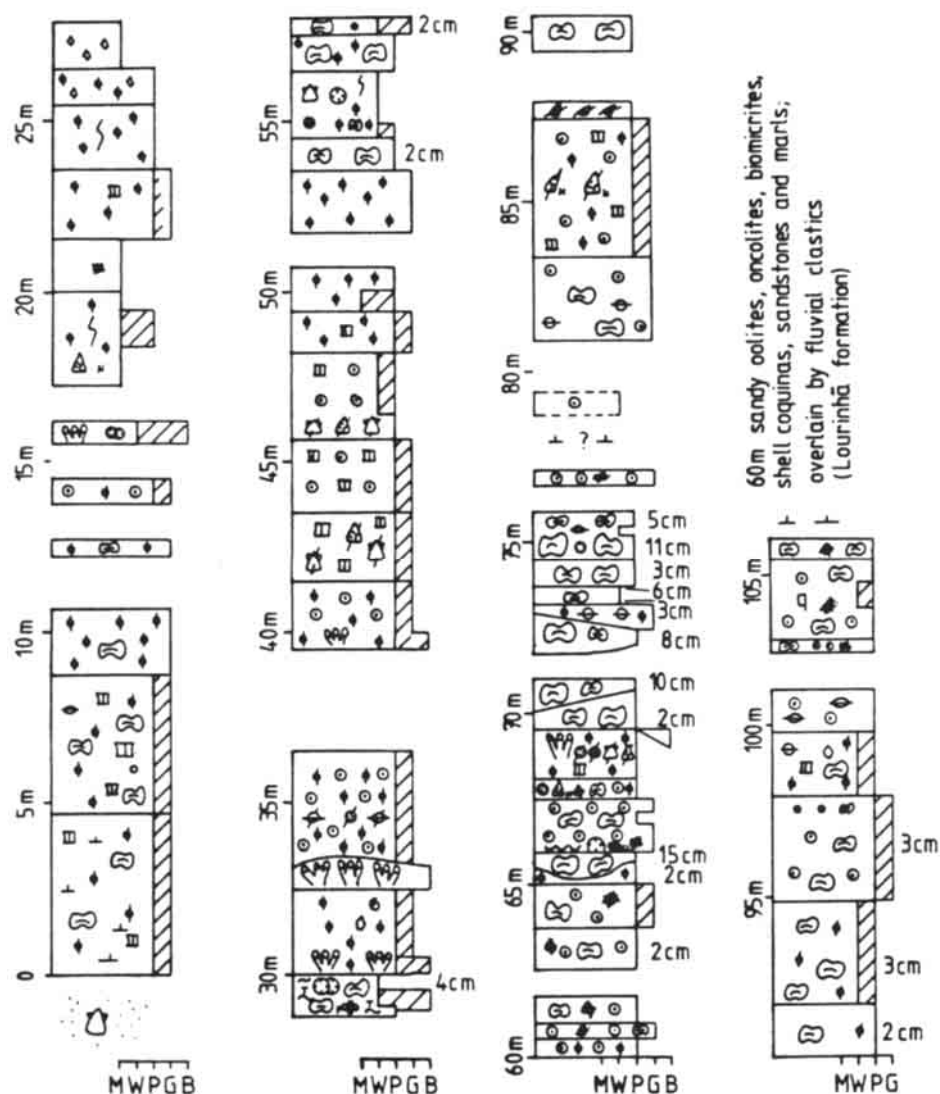


Abb. 163: Profil 'Cesaredas', mittleres? Kimmeridgium des Caldas - Bolhos Bereichs. Lage s. Abb. 155. Legende s. Abb. 174 (Appendix). Die Zentimeterangaben beziehen sich auf die maximale Onkoidgröße (falls Onkoide > 2 cm).

Fig. 163: Profile 'Cesaredas', middle? Kimmeridgian of the Caldas - Bolhos region. For location see Fig. 155. Legend see Fig. 174 (Appendix). Centimetre indications refer to maximum oncolite size (for oncolites > 2 cm).

vorstellbar, wie derartige, schon primär wohl bis zu Kilogramm-schwere Onkoide umgelagert wurden, ohne daß dabei ausgeprägte, tief eingeschnittene Kanäle durch die anzunehmende hohe Wasserenergie entstanden. Eine geringmächtige Lage von Großonkoiden wie im Fall der Ota Großonkoide (s. Kap. 2.2.3) kann noch als Anreicherung infolge lateraler Migration eines Gezeitenkanal bzw. als Auswaschungsstruktur angesehen werden, die Mächtigkeit des hier behandelten Onkoliths schließt einen derartigen Anreicherungsprozess hochenergetischer Onkoide jedoch aus.

Es ist anzunehmen, daß die Onkoide zumindest im späteren Teil ihres Wachstums in-situ gewachsen sind. Direkte Anzeichen dafür sind das Zusammenwachsen benachbarter Onkoide und deren gemeinsame Umkrustung in älteren Wachstumsstadien sowie polares Wachstum in den äußeren Lagen (Abb. 158, 159). An manchen Onkoiden ist direkt ersichtlich, daß Cortexwachstum auch innerhalb des Substrats vorkam. In einigen Fällen wachsen Onkoide, die unterhalb einer Lage anderer Onkoide vorkommen und damit nur noch Streulicht zur Verfügung hatten, durch polares Wachstum direkt in die Zwickel zwischen den auf ihnen

liegenden Onkoiden. Die extrem dichte Packung der Onkoide, die bereichsweise in polygonale Begrenzungen übergeht, ist ein weiterer Hinweis darauf, daß Onkoide auch im Untergrund, also bei extrem niedrigen Lichtverhältnissen noch weiterwachsen konnten. Allerdings wird eine primär dichte Packung zum Teil durch circumgranulare Stylolithbildung vorgetäuscht. Senkrecht stehende Nerineenkerne kommen selten vor und belegen, daß zumindest manche Onkoide, möglicherweise durch Bioturbation oder Unterspülung auch gedreht bzw. verkippt wurden.

Abb. 162 skizziert ein Modell für das in-situ Wachstum dieser Großonkoide. Als Bildungsraum sind flache Gezeitenkanäle anzunehmen, welche etwas höhere Wasserenergie aufwiesen, so daß sich keine Kalkschlammtrübe absetzen konnte. Im Rinnenboden bildeten sich kleine Onkoide, wahrscheinlich unter gelegentlicher Drehung. Durch Hinzufügen neuer potentieller Kerne in Zeiten erhöhter Wasserenergie begann neues Onkoidwachstum. Die kleinen Onkoide fielen dabei teilweise durch die Zwickel der bereits größeren Onkoide. Die dadurch ansatzweise entstandene inverse Gradierung wurde wahrscheinlich durch die herrschende Wasserenergie stärker akzentuiert (Schütteleffekt). Die an der Sedimentoberfläche verbleibenden Onkoide konnten auf dem durch die tieferliegenden Onkoide geschaffenen grobkörnigen Substrat auch von unten Streulicht empfangen und wuchsen somit in-situ, z.T. unter Verschmelzung mehrerer Onkoide, zu den Großonkoiden heran. Durch fehlende Auflast und sehr schnelle Verhärtung der inzwischen ins sehr flache Wasser gelangten Onkoide blieben Gasblasen, die sich durch die Verrottung von Mikroben-/Algenmaterial bildeten, als Fenster erhalten.

In-situ Wachstum von Onkoiden ist zwischenzeitlich gut bekannt und auch rezent nachweisbar (e.g. HARTKOPF-FRÖDER et al. 1989; LEINFELDER & HARTKOPF-FRÖDER 1990, auch für weitere Referenzen).

Die Profilabfolge bei Cesaredas (Abb. 163): Oberhalb der oxfordischen Flachwasserkarbonate findet sich bei Cesaredas eine ca. 100 Meter mächtige Profillücke. Dieser Abschnitt dürfte überwiegend aus Mergeln aufgebaut sein, in welche sich marine Sandsteine sowie sandige Oolithe und dünne Biostromkalke einschalten. Beim Straßenbau freigelegte Blöcke der Biostromfazies zeigen einen aus Stromatoporen, Kalkschwämmen, *Marinella* und Mikrobenkrusten zusammengesetzten Aufbau. Die unteren 15 Meter der Caldas - Bolhos Einheit bestehen überwiegend aus basal noch leicht mergeligen Onkoid Ooid Pack-/Grainstones. In einigen Profillücken dürften noch Mergel zu erwarten sein. Bei Meter 16 erscheint ein metermächtiger Korallenrasen. Darüber lagern ca. 12 Meter mikritische Peloidkalke. Es folgen knapp 30 Meter Intraklast Peloid Pack-/Grainstones, in welche sich onkoidische Lagen sowie Korallenbiostrome bzw. Korallenstotzen einschalten. Über weiteren acht Metern oolithischer

Gesteine, in welchen bereits Lagen mit mehreren Zentimeter großen Onkoiden auftreten, befindet sich dann eine 11 Meter mächtige Abfolge, die viele Lagen von invers gradierten Großonkoiden aufweist. Eingeschaltet sind Schillagen, Korallenrasen sowie Intraklast Peloid Packstones. Darüber liegen, mit einigen Aufschlußlücken bis zum Top der Caldas - Bolhos Einheit etwa 20 Meter von überwiegend Onkoid Ooid Packstones, in welchen noch einzelne Lagen mit Großonkoiden auftreten. Oberhalb der Bolhos Einheit tauchen wieder häufige Profillücken, bedingt durch Mergeleinschaltungen auf. Innerhalb dieses ca. 50 - 60 Meter mächtigen Abschnitts finden sich jedoch viele Lagen von Oolithen, *Marinella*-Onkolithen, Nerineenschillen, kleinen Korallen - Stromatoporenbiostromen sowie, insbesondere im oberen Teil, Sandsteinen. Diese Folge leitet in die Rotserien der Lourinhã Formation über.

Entwicklung der Caldas - Bolhos Plattformkarbonate (Abb. 164)

Eine plausible Erklärung der Mächtigkeitsunterschiede, der klastischen Einschaltungen sowie des teilweisen Fehlens der Kimmeridgium Flachwasserkarbonate ergibt sich durch die Annahme einer diskontinuierlichen Plattformentwicklung: Nach der Ausbildung des oberoxfordischen, auch in diesem Raum entwickelten Ramahal 'buildups' mit Rampencharakteristika kam es in der direkten Umrahmung der Vimeiro - Caldas Diapirkette nur zu untergeordnetem, tektonisch bedingtem Absinken ('drowning'). Bereichsweise hielt die Flachwasserkarbonatsedimentation ins Kimmeridgium hinein durch (z.B. Bohrung Lourinhã). Marine Siliziklastika wurden um die isolierten Flachwasser-Karbonatstrukturen herumgeführt, was im Bereich des Caldas - Bolhos Diapirs zur Ausbildung der unteren klastischen Folge (tiefere Alcobaça Schichten) führte. Durch verstärkte Salzkissenbildung und damit verbundene Abnahme der Wassertiefe kam es im Bereich der späteren Diapire jedoch zum Erliegen des siliziklastischen Einflusses und weiträumiger Umleitung der Siliziklastika um den gesamten Diapirbereich herum. Obzwar keine Gezeitenalgenmatten auftreten, waren die Wassertiefen jedoch äußerst gering, wie Fensterstrukturen in den Großonkoiden sowie in mikritischer Fazies zeigen. Darauf deuten u.U. auch Fährten terrestrischer Landsaurier im Sobral de Lagoa Steinbruch (Entdeckung durch F. FÜRSTICH, Würzburg, 1984; s.a. RAMALHO 1988). Tatsächlich mußten damit auch größere Inselbereiche vorhanden gewesen sein. Allerdings ist die stratigraphische Einstufung des fährtenführenden Abschnitts unklar und könnte eventuell auch dem höheren Oxfordium zugehören.

Auf alle Plattformbereiche legten sich wiederum siliziklastisch beeinflusste Sedimente (höhere Alcobaça Schichten), was mit einem Stopp im Salzaufstieg und damit der Eingliederung dieser

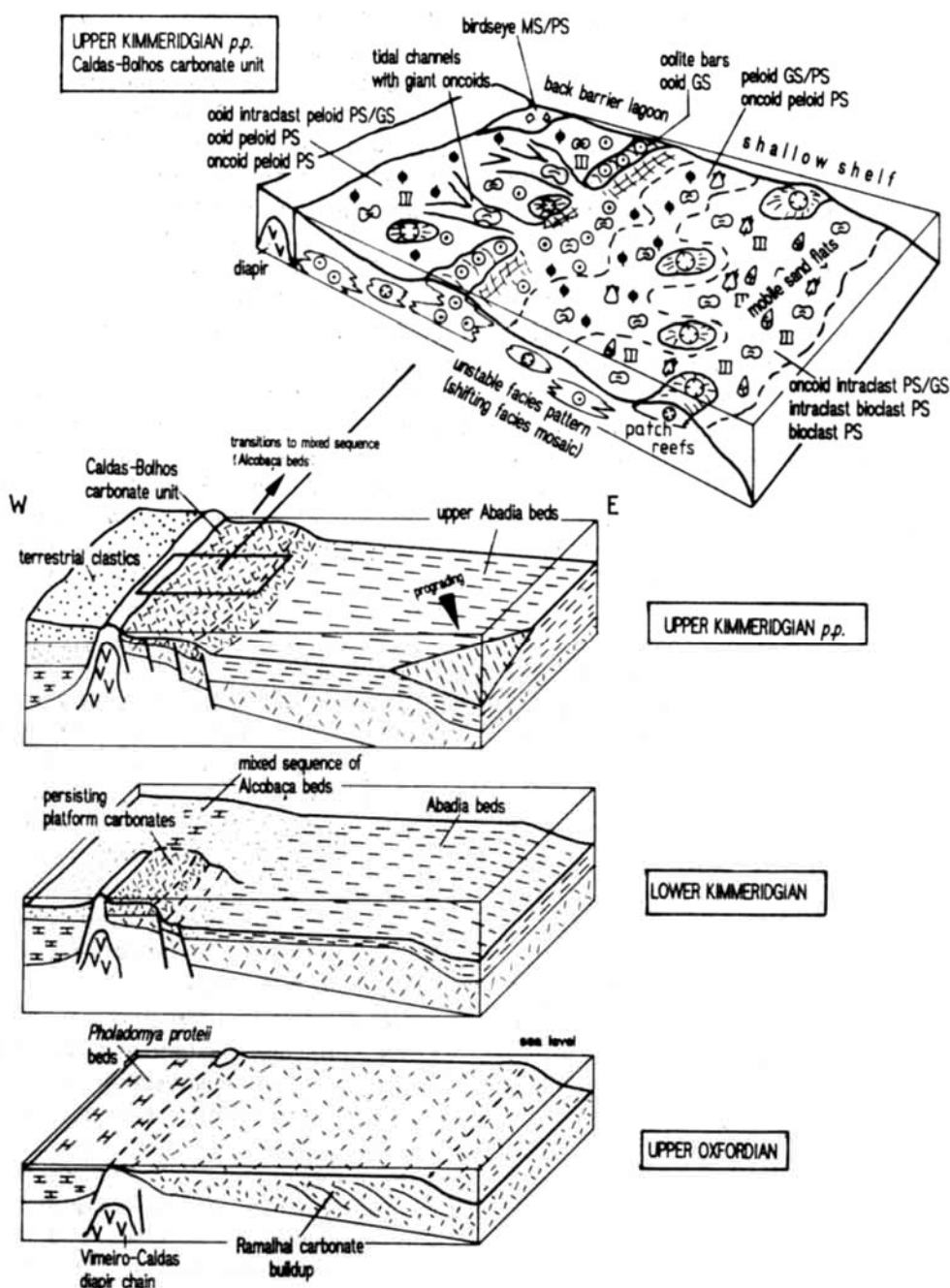


Abb. 164: Ablagerungsmodelle für den Bereich Ramalhal - Vimeiro - Caldas da Rainha für verschiedene Zeitschnitte. Das Faziesmodell der Caldas - Bolhos Karbonateinheit (oben) basiert überwiegend auf den Abfolgen bei Dagorda und Cesaredas. Nähere Erläuterung siehe Text bzw. unten.

Abb. 164: Depositional models for the Ramalhal - Vimeiro - Caldas da Rainha region, for different time intervals. At the end of the Late Oxfordian the Ramalhal buildup, with the exception of the Vimeiro area, becomes drowned and overlain by Kimmeridgian Abadia deeper water facies (cf. Fig. 153). West-derived siliciclastics largely get screened-off by a subaerial, salt-pillow and/or tectonic uplift. Due to improving protection and, possibly, sea level rise, shallow water carbonates (Caldas-Bolhos unit) expanded northwards to the Caldas area during the early Late (= 'mid') Kimmeridgian, but were coeval with shallow-water to terrestrial siliciclastic sedimentation further north and west. The facies model for the Caldas - Bolhos carbonate unit is mainly based on the sequences near Dagorda and Cesaredas. The unit represents shallow-ramp-type carbonates, characterised by a facies mosaic superimposing a weak facies zonation.

Zone in das allgemeine Subsidenzverhalten erklärt werden kann.

Die Abfolge des höheren Kimmeridgium bei Cesaredas läßt sich mit dem in Abb. 164 gegebenen Modell eines durch Barren differenzierten Rampensystems erklären. Für eine von GUERY (1984: Abb. 45) geforderte, die Plattform begrenzende 'Barriere' (Barrensedimente und Riffstrukturen) im Süden des Bereichs finden sich keinerlei Hinweise. Auch die in derselben Abbildung postulierten siliziklastischen, die Plattform durchschneidenden Kanäle sind anhand offensichtlich falscher Profilkorrelationen belegt. Dasselbe gilt für den angenommenen, innerhalb eines Kilometers stattfindenden Übergang von terrestrischen siliziklastischen Arealen in hochreinen, karbonatische Plattformbereiche. Die gemischte Abfolge erscheint grundsätzlich erst im Hangenden der Caldas - Bolhos Einheit und kennzeichnet das Übergreifen von terrigenen Klastika auf einen karbonatischen Plattformbereich. Dieser Plattformbereich bildete sich direkt östlich einer wahrscheinlich subaerisch exponierten, synsedimentär aktiven Diapirschwelle. Die Schwelle hielt von Westen geschützte terrigene Einflüsse ab. Nach Norden, Osten und Süden keilen die Plattformkarbonate zwar schnell aus, jedoch im Gegensatz zur Annahme von GUERY erst außerhalb des Bereichs des heutigen Caldas - Bolhos Diapirdurchbruchs.

Palökologie, Fazies und Stratigraphie der Alcoaba Schichten im Bereich des Bolhos und Caldas da Rainha Diapirs werden derzeit von FÜRSICH & WERNER (in Vorb.) sowie von KLINGEL (in Vorb.) untersucht. Diese zusätzlichen Daten werden in Zukunft die Verfeinerung des Ablagerungsmodells dieses Bereichs erlauben.

4.2 Die Korallenrasen bei Consolação

WERNER (1986) beschrieb ein detailliertes Feinprofil der randmarinen bis terrestrischen, dominant siliziklastischen Küstenabfolge südlich von Peniche (Consolação). Im tieferen Teil, welcher durch einen Ammonitenfund als Unterkimmeridgium zu datieren ist, treten dabei sehr gut erhaltene Korallenrasen auf. Der Autor führt als bestimmende Faktoren für die überwiegend niedrige Diversität der Korallen zum einen schwankende Salinitäten, zum anderen erhöhte Sedimentationsraten an.

Die mergelig-siltige, korallenführende Abfolge von Consolação bildete sich zu einer Zeit, in der nur wenige Kilometer östlich dominante Kalkproduktion stattfand. Beide Bereiche waren durch den Vimeiro - Caldas Diapir Rücken voneinander abgeschirmt (vgl. Abb. 164).

4.3 Die Sintra Karbonatrampe

Die Abfolge des mittleren und höheren Oberjura (Kimmeridgium und Tithonium) westlich von Sintra wurde von ELLIS (1984) faziell untersucht. Die Ergebnisse sind in ELLIS et al. (1990) veröffentlicht. Der folgenden kurzen Übersicht über die Sintra-Rampe liegen die erwähnten Arbeiten zugrunde.

Der wichtigste Aufschluß befindet sich an der Küste (Praia de Abano, s. Abb. 5); daneben existieren einige Straßenaufschlüsse weiter im Inland. Die Abfolge ist über 1000 Meter mächtig und besteht aus der durch den Sintra-Granit metamorph überprägten, nicht weiter faziell untersuchbaren São Pedro Formation (Oxfordium), der Ramalhão Formation (unteres bis 'mittleres' Kimmeridgium), der Mem Martins Formation ('mittleres' Kimmeridgium bis Tithon) sowie der Farta Pão Formation (Tithonium bis tiefstes Berriasium). Die Zeiteinstufung erfolgte mittels Mikroorganismen (RAMALHO 1971) sowie einiger, allerdings nicht horizontierter Ammonitenfunde (ATROPS & MARQUES 1988b).

Die etwa 400 Meter mächtige Ramalhão Formation besteht aus leicht metamorphen Ton-schiefern und enthält im tieferen Teil untergeordnet Einschaltungen allochthoner Karbonate in Form von Karbonatbrekzien und Karbonatturbiditen (s. ELLIS et al. 1990). Charakteristische Organismen sind Ammoniten, Belemniten, Reste von Kiesel-schwämmen, Mikrobenkrusten und *Terebella* (Mikroproblematikum *Thartarella*; *Thartarella* Assoziation von ELLIS 1984).

Die ebenfalls ca. 400 Meter mächtige Mem Martins Formation besteht aus Mergeln und, nach oben zunehmend, mikritischen Kalken. Darin eingeschaltet sind häufige, bis zu vier Meter mächtige Kalkbrekzienhorizonte. Die Komponenten der Brekzien bestehen aus mikritischen Klasten, die zum Teil Krusten von *Tubiphytes* und anderen Mikroben aufweisen. Korallen- und Stromatoporenfragmente treten ebenfalls auf. Daneben erscheinen dünnbankige Horizonte von Pack- und Grainstones, welche als Schutt- und Turbiditströme interpretiert werden. Die Einschaltungen der allochthonen Karbonate treten im Inland nicht mehr auf. Im mittleren Teil der Mem Martins Schichten erscheinen Mikrobenkrustenkalk (Thrombolithe) sowie kleine *Microsolena*-Kalkschwammriffe (*Corynella* Assoziation von ELLIS 1984). Im höheren Teil treten Chaetetiden, phaceloide Korallenbüsche sowie nerineen- und diceratidenreiche Kalke auf (*Epidiceras* Vergesellschaftung von ELLIS 1984).

Die Farta Pão Formation ist etwa 50 Meter mächtig und wird überwiegend von lagunären *Anchispirocyclina*-Knollenkalken aufgebaut, wie sie auch im höheren Tithonium der Serra da Arrábida (FÜRSICH & SCHMIDT-KITTLER 1980; FELBER et al. 1982)

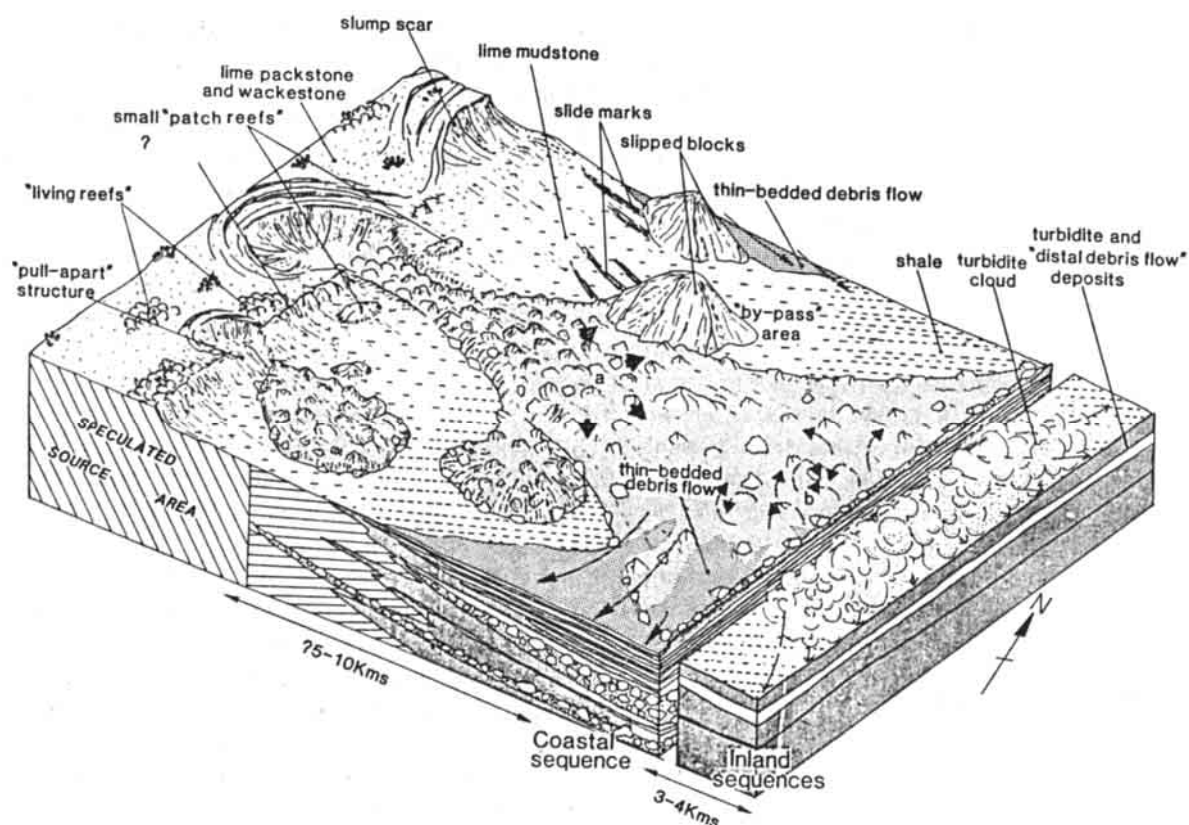


Abb. 165: Ablagerungsmodell für die Abfolge des Kimmeridgium der Sintra Region (aus ELLIS 1984, ELLIS et al. 1990).
 Fig. 165: Depositional model for the Kimmeridgian succession in the Sintra area (from ELLIS 1984, ELLIS et al. 1990).

sowie des Arruda Subbeckens (LEINFELDER 1986) auftreten.

Die Sintra Abfolge wurde in dem Teil des Lusitanischen Beckens abgelagert, welcher von siliziklastischen Einflüssen am wenigsten betroffen war. Die allochthonen, häufig brekziösen Karbonate des tieferen Teils der Serie stammten von einer produktiven Karbonatprovinz, welche weiter westlich, im heutigen offshore-Bereich beheimatet war. Der niederenergetische Aspekt der zu Brekzien aufgearbeiteten Fazies läßt als Ablagerungsmodell eine Karbonatrampe vermuten, bei welcher entlang einer postulierten, wahrscheinlich störungsbedingten Kante die Brekzien generiert wurden (Abb. 165). Die Entwicklung des höheren Teils der Abfolge läßt sich mit einem nach Osten progradierenden, durch sehr flache Hangneigungen charakterisierten Rampenmodell erklären. Die Progradation wird insbesondere durch die Abfolge der Riffeinschaltungen (Mikrobenkrusten-Thrombolithe -> Mikrobenkrusten-*Microsolena* Biostrome -> Korallen-Chaetetiden Bioherme) deutlich. Karbonate wurden nicht nur in Arenit- und Ruditgröße allochthon verfrachtet, auch Kalkschlämme gelangten, möglicherweise während Stürmen, von dieser produktiven

Karbonatprovinz in entferntere Beckenteile. LEINFELDER (1986) nahm an, daß auch im Bereich des Arruda Subbeckens während des Tithonium allochthone Karbonatschlämme sedimentiert wurden (vgl. Kap. 3.5).

4.4 Die Korallenbiostrome in der siliziklastisch-karbonatischen Wechselfolge der westlichen Serra da Arrábida: Kurzfristige Milieuverbesserungen

Die erste, nach faziellen Gesichtspunkten ausgerichtete Beschreibung oberjurassischer koralligener Strukturen (höheres Kimmeridgium und Tithonium) des Lusitanischen Beckens stammen vom Cabo Espichel und der östlichen Serra da Arrábida (FÜRSICH & SCHMIDT-KITTLER 1980, FELBER et al. 1982).

Korallen finden sich in Form kleiner Biostrome in verschiedenen kalkigen und mergeligen Niveaus. Die Korallen sind häufig in Lebendstellung erhalten. Es dominiert die ramose Form *Actinastrea*, daneben finden sich vor allem *Dermosmilia*, *Thecosmilia*, *Isastrea*, *Ovalastrea* sowie Stromatoporen. Als Begleitfauna treten u.a. epi- und infaunale Bivalven

sowie reguläre Seeigel (*Pseudocidaris*) auf. Das Zwischensediment ist kalkig-mergelig und oftmals reich an Bioklasten. Gelegentlich finden sich dünne, nicht durchgehende Ton- und Silthütchen als Lagen zwischen einzelnen Wachstumsstadien von Korallenstöcken, wodurch das Wachstum kurzfristig und bereichsweise unterbrochen wurde (FELBER et al. 1982, OSCHMANN 1989). Des öfteren sind die gesamten Korallenbiostrome von einer Tonschicht überdeckt, welche für das Absterben der Korallengemeinschaft verantwortlich gewesen sein dürfte (FÜRSICH & SCHMIDT-KITTLER 1980, FELBER et al. 1982). FÜRSICH & SCHMIDT-KITTLER nehmen als weiteren, die Diversität der Biostrome bestimmenden Faktor Schwankungen in der Salinität an. Ähnlich wie die Alrota Biostrome dürften die Arrábida Biostrome zu Zeiten generell etwas herabgesetzter Sedimentation gewachsen sein und durch Selbstverstärkungsmechanismen gewissen Bestand gehabt haben.

4.5 Chapter summary: Upper Jurassic reefs from the rest of the Lusitanian Basin

The Ramalhal buildup, of Late Oxfordian to 'mid' Kimmeridgian age, developed in the Bombarral Subbasin, to the North of the Arruda Subbasin where the examples of Chap. 3 were situated. During the Late Oxfordian, a huge, up to 1500 metres thick, grainstone-dominated buildup, which is known both from outcrop and subsurface data, developed to the eastern side of an active salt pillow into the diapiric marginal syncline. The diapiric pillow prevented influx of fine west and northwest derived clastics, which to the west of the diapiric zone were deposited, in shallow water, as mixed muddy limestone - marl succession (*Pholadomya protei* beds). At the end of the Oxfordian the buildup became mostly drowned and was overlain by the fine siliciclastic Kimmeridgian Abadia slope system, prograding southwards. On the ridge of the salt pillow pure shallow-water carbonates persisted in the Vimeiro area or became reestablished during the 'mid' Kimmeridgian (Caldas-Bolhos carbonate unit), after an early Kimmeridgian phase of mixed carbonate-siliciclastic shallow-water deposition (lower Alcobaça beds). These shallow-water carbonates developed penecontemporaneously with dominantly terrestrial red beds directly to the west. The analysis of the 'middle' Kimmeridgian Caldas - Bolhos unit, situated at the southern flank of the Caldas - Bolhos diapir, reveals a grainstone to packstone-dominated, frequently shifting facies mosaic which developed on a gently inclined ramp exhibiting indistinct facies zonation. Sediments include coral patch reefs, oncoidal sediments of various settings (including up to 15 cm large in situ oncoids of tidal channels), oolite grainstones, peloidal facies and

birdseye limestones. Despite their similarities in age, the facies pattern of this unit is not comparable with the Ota Limestone, which is due to the fact that it is related to a mobile salt pillow, rather than to a stable, steeply bordered, tectonic horst structure as in the Ota example.

Roughly contemporaneous with the lower Alcobaça beds of the Caldas-Bolhos areas, marine sediments developed further west. At the present coastline, at Praia de Consolação, coral meadows, mostly of low diversity, developed in a mixed clayey limestone - marl - sandstone succession, before deltaic and terrestrial sediments took over. Low diversities of coral meadows were due to both fluctuating salinities and elevated sedimentation rates. Similar sediments can be found at Praia do Salgado. They may be partly coeval with the Caldas-Bolhos carbonate unit further east.

The Sintra carbonate ramp can be only reconstructed by analysing allochthonous sediments shed from this Kimmeridgian to Tithonian, mud-dominated carbonate factory, which was situated in today's offshore area to the west of Sintra. Despite the carbonate dominance of the area, coral reefs were of fairly low diversity, which must be explained by the prevalence of deeper settings on the distally steepened ramp and the poorly washed character even in shallow areas. This led to the rapid suffocation of pioneer reef association within carbonate muds. A mixed carbonate - fine siliciclastic succession was created by shedding allochthonous carbonate debrites as well as lime mud far towards the northeast, into areas dominated by basinal, fine-grained, siliciclastic sedimentation.

Further South, in the western Serra da Arrábida situated at the southern margin of the basin Upper Kimmeridgian to Tithonian coral biostromes similar to those at Alrota locally developed in a mixed carbonate - siliciclastic succession.

The Oxfordian part of the Ramalhal buildup and the Sintra carbonate ramp are described by ELLIS et al. (1990; in english language). WERNER (1986, in german) analysed the Consolação meadows. The general setting and a brief description of the Arrábida biostromes is given in FÜRSICH & SCHMIDT-KITTLER (1980, in english).

5 ÜBERBLICK ÜBER OBERJURASSISCHE KORALLENRIFFE UND 'BUILDUPS' IM RESTLICHEN PORTUGAL SOWIE IN DER UMRÄHMUNG DES NORDATLANTIKS

Im Zuge der Öffnung des Nordatlantik entstanden eine Fülle weiterer ozeanischer Randbecken (s. Abb.2b), welche Ähnlichkeiten, aber auch Unterschiede zur Entwicklung des Lusitanischen Beckens aufweisen (cf. WILSON & WILLIAMS 1979, LEINFELDER 1987a, HISCOTT et al. 1989). In diesen Randbecken, aber auch auf dem Kontinentalschelf entstanden ebenfalls oberjurassische Riff- und 'buildup'-Strukturen. Manche dieser Strukturen bildeten sich zeitgleich mit umgebenden siliziklastischen Sedimenten. Vergleichsmöglichkeiten bestehen auch zu den Riffen von Südportugal, wobei die Westalgarve als Bindeglied zwischen Nordatlantik- und Tethysentwicklung anzusehen ist, die Ostalgarve jedoch als charakteristischer Teil des nördlichen Tethysschelfes anzusehen ist.

Korallen-/Kalkschwammkalke beim Cabo de Sines, Südportugal

Auf halber Höhe zwischen den beiden portugiesischen Randbecken (Lusitanisches und Algarve Becken) existiert ein kleiner Aufbruch von Oberjura in Küstennähe zwischen Cabo de Sines und Santiago de Cacém (s. Abb. 3). In Bohrungen wurden Biolithithorizonte des Oberen Oxfordium angetroffen, welche in Biomikrite eingeschaltet sind. Die Boundstones sind reich an Korallenschutt und corallinen Schwämmen (Stromatoporen, Chaetetiden und Pharetroniden) und werden durch Mikrobenkrusten (u.a. *Tubiphytes*) zementiert (TERMIER et al. 1985a,b). Funde mehrerer oberoxfordischer Ammoniten (RIBEIRO et al. 1979) deuten auf offener marine Einflüsse und machen wahrscheinlich, daß die Bucht von Santiago de Cacém nur Teil eines größeren marinen Areals darstellte und möglicherweise, ähnlich dem Lusitanischen Becken, ebenfalls strukturell bedingt war.

Korallenriffstrukturen im Algarve Becken, Südportugal

Der Oberjura des Algarve Beckens ist weit weniger von grobkörnigen, randmarinen und terrestrischen Siliziklastika beeinflusst als das Lusitanische Becken. Es dominieren Karbonate und Mergel. Sandsteine finden sich nur untergeordnet als dünne Horizonte sowie im höchsten Teil des Tithonium (Purbeck Fazies) (RIBEIRO et al. 1979).

Koralligene Strukturen erscheinen insbesondere in den Ablagerungen des Oberoxfordium und des tieferen bis mittleren Kimmeridgium und wurden durch ROSENDAHL (1985) untersucht. Bei Cerro do

Monte am Westende der Algarve erscheinen kalkschwammreiche Kalke noch im höheren Kimmeridgium (TERMIER et al. 1985). Der westliche Bereich des Algarve Beckens ist generell stärker randmarin ausgeprägt als der östliche Bereich. Im östlichen Bereich findet sich eine mit der Abfolge im zentralen Lusitanischen Becken vergleichbare 'shallowing' upwards Abfolge von ammoniten-führenden Tiefwasserkalken und -mergeln, welche nach oben in bioklastische Schuttkalke, dann koralligene Plattformkalke (Kimmeridgium) und lagunäre Karbonate übergehen (LEINFELDER et al. 1993a, NOSE in Vorb.).

Im westlichsten Teil der Algarve (Carrapateira) bildeten sich inmitten der mergeligen Sedimente des tieferen Kimmeridgium tonreiche oder kalkige Korallenbiostrome, die häufig Korallenrasen aus einer oder mehrerer ästiger Formen darstellen (Dominanz von *Actinastrea* oder *Calamophylliopsis*) oder von massiven *Stylina* dominiert werden. Andernorts finden sich auch hochdiverse kalkige Korallen-Biohermstrukturen (NOSE in Vorb.). Die koralligene Plattform ist meist weniger als 30 Meter mächtig, kann jedoch auf fast 200 Meter anschwellen (Cabeça Riffkalk). Die Korallenvergesellschaftung ist hochdivers; es dominieren ästige und knollige Formen, die jedoch meist unter 10 Zentimeter Größe blieben. Starre Gerüste (Typ D) im Sinne von GEISTER (1983) kommen untergeordnet vor. Das Sediment zwischen den Korallen ist ähnlich wie der 'Corálico' der Amaral Formation des Lusitanischen Beckens reich an Bioklasten, Ooiden und Onkoiden. Eine Besonderheit der östlichen Algarve ist das häufige Auftreten von oftmals sehr krustenreicher, recifaler Kieselchwammfazies, welche in unterschiedlichen, meist wassertiefenabhängigen Typen vorkommt. Häufig finden sich dabei gerade an der Basis, teilweise auch innerhalb der koralligenen Cabeça Kalke Mischtypen, in welchen Korallen und Kieselchwämme gleichzeitig auftreten (LEINFELDER et al. 1993a)

Die koralligenen Strukturen der Algarve bildeten sich teilweise zeitgleich mit feinen siliziklastischen Sedimenten. Insbesondere in der Westalgarve besitzen viele Korallenbiostrome eine mergelige Matrix. Die mergeligen Strukturen ähneln teilweise denen des tithonischen Alrota Bereichs im Lusitanischen Beckens, die karbonatischen Riffe denen der Amaral Formation (vgl. Kap. 3.5). In der Algarve treten anscheinend mehr Korallenarten als im Lusitanischen Becken auf (insgesamt 131 Arten in der Algarve nach ROSENDAHL 1985; die tithonischen Alrota Biostrome beinhalten 40 Arten (nach LEINFELDER 1986); die Oberkimmeridgium-Korallenassoziationen der höchsten Abadia Schichten sowie des Corálico insgesamt 77 Arten (nach NOSE in Vorb.).

Koralligene 'Buildups' der marokkanischen Becken

Genauso wie in den portugiesischen Randbecken liegen weite Teile der marokkanischen Becken heute ebenfalls auf dem Festland. Das nördlichste, das Atlas Pre-Rif Becken befindet sich im Hinterland der Straße von Gibraltar; weiter südlich liegen das Essaouira-Agadir und das Tarfaya-Aaiun Becken. Während des Oberjura waren diese Becken keiner Riftphase unterworfen; sie befanden sich zu dieser Zeit im Drift-Stadium, welches zur Entwicklung des passiven Kontinentalrand des Atlantiks führte (cf. JANSÁ & WIEDMANN 1982). Die im offshore-Bereich befindliche Mazagan Plattform stellt die Fortsetzung der Plattformkarbonate der südlichen marokkanischen Becken dar (JANSÁ et al. 1984). Während des Oberjura können die Ablagerungsbereiche als Teil des südlichen Tethysschelfes angesehen werden.

Während des Oberoxfordium kamen in den südlichen Becken niederenergetische Schelfkarbonate zur Ablagerung. In exponierten Teilen bildeten sich Ooidbarren, in tieferen Bereichen entwickelten sich lokal Knollenriffe. Sie bestehen aus Korallen, 'Spongiomorphen' (= Stromatoporen bzw. z.T. *Microsolena?*), Mikroben-/Algen, Crinoiden und Bivalven, und wurden auf einer mikritdominierten, flach abfallenden Rampe gebildet (ADAMS 1979, HÜSSNER 1985).

Einen ähnlichen Aufbau besitzt anscheinend der oberjurassische Anteil der Mazagan Plattform. Im Oberoxfordium bildeten sich wiederum Oolithbarren und Korallen/Schwamm-Bioherme auf einer Karbonatrampe (AUZENDE et al. 1984, JANSÁ et al. 1984). Auf der Rampe hielt die karbonatische Sedimentation noch mindestens bis ins Berrias an. Ab dem höheren Oberjura wurde der Schelf jedoch durch synsedimentäre Staffelbrüche ('down-faulting') verkürzt und versteilt (STEIGER & JANSÁ 1984). In der tieferen Kreide fiel der Schelfrand trocken, wobei es zu intensiver meteorischer Diagenese kam (STEIGER & JANSÁ 1984). Die damit verbundene starke Lithifizierung ermöglichte in Verbindung mit weiterer tektonischer Verkürzung der Plattform die Ausbildung der steilen Schelfhangmorphologie (Mazagan Escarpment) auch ohne Entwicklung ausgeprägter Riffbarrierensysteme.

'Buildups' im Western Approach Becken (Englischer Kanal)

Im Western Approach Becken des Nordseekanals wurden einige oberjurassische bis unterkretazische Riffstrukturen aufgrund seismischer Untersuchungen erkannt (MASSON & ROBERTS 1981). Diese Strukturen entwickelten sich auf der flachen Flanke eines Halbgrabens. Die einzige zugängliche Bohrung (DSDP site 401) durchteufte keine Riffazies (cf. MONTADERT et al. 1979).

'Buildups' im nordamerikanischen offshore Bereich

Im Neuschottland Becken verzahnen sich die terrestrische bis randmarine siliziklastische Mic Mac Formation mit den Plattformkarbonaten des Bacarro Formationsglieds der Abenaki Formation. Die Flachwasserkarbonate gehen ihrerseits in die Tiefwasser-Tonschiefer der Verril Canyon Formation über (ELIUK 1978, MCWHAEE 1981, JANSÁ 1981). ELIUK (1978) vermutete die Entwicklung ausgeprägter Schelfkantenriffe. JANSÁ et al. (1983) und ELLIS (1984) reinterpretierten die vorhandenen Hydrozoen-, Chaetetiden-, Korallen- und Kiesel-schwammstrukturen als lokale Biostrome des flacheren sowie isolierte Hügelriffe des tieferen Wassers und bestätigten JANSÁ's (1981) Annahme eines großen, Oolithbarren-gesäumten Karbonat-rampenbereichs. Manchmal sind allerdings steilere Plattformkanten vorhanden, welche von JANSÁ (1981) mit submariner Lithifikation erklärt werden.

Im Baltimore Trog finden sich ebenfalls großdimensionale, progradierende Karbonatplattformen, welche nach ERLICH et al. (1987) wiederum von hochenergetischen Korallenriffen gesäumt werden. Allerdings stützt sich diese Interpretation nur auf eine Bohrung. Diese ergab Korallen - Stromatoporen Grainstones mit nur einer untergeordneten Einschaltung von Boundstones, so daß die Kriterien für die Postulierung des Riffcharakters nicht hinreichend erscheinen (ELLIS et al. 1990). Wahrscheinlich ist die Plattform ähnlich aufgebaut wie das Ramalhal 'buildup' des Lusitanischen Beckens.

Südlich des Baltimore Trogs, also entlang des atlantischen Offshore-Bereichs der Vereinigten Staaten, zeigten umfassende seismische Untersuchungen sowie einige Bohrungen das Vorhandensein eines ausgedehnten oberjurassischen Karbonatschelfs, dem sog. 'Reef Trend' (GROW 1980, GIORDANO et al. 1982, VOGT & TUCHOLKE 1986). Wiederum ist Progradation vorhanden; Riffstrukturen größeren Ausmaßes wurden aber bislang nicht erbohrt. Möglicherweise handelt es sich wiederum um einen karbonatsandgesäumten Schelf, ähnlich denen des Neuschottland und Baltimore Bereichs. Weiter südlich, bis Florida reichend, stellt die gut untersuchte, oberjurassische Smackover Formation ein weiteres Grainstone-dominiertes Rampensystem im Untergrund des Festlands und des 'offshore' Bereichs dar, wobei hier auch kleinere korallendominierte Riffstrukturen auftreten (AHR 1973, BARIA et al. 1982, CREVELLO & HARRIS 1984).

Aggradative, störungskontrollierte Strukturen, wie sie in Portugal insbesondere durch die Ota, teilweise auch durch die Montejunto 'buildups' repräsentiert werden, finden sich auf der Le Have

Plattform der Grand Banks (cf. JANSÁ 1981). Karbonatrampen mit Ähnlichkeiten zur Sintra Rampe (bei Lissabon) existieren auf dem Neuschottland Schelf (ELIUK 1981, ELLIS 1984). Der 'O'-Marker Karbonathorizont der Grand Banks wird von progradierenden Hangsedimenten unterlagert (JANSÁ 1981) und ähnelt somit in seiner geometrischen Situation der Amaral Formation von Portugal.

Chapter summary: Review of other Upper Jurassic reefs and buildups from Portugal and around the North Atlantic margin

Coral reefs and coral - coralline sponge reefs developed during the Upper Oxfordian and Kimmeridgian in the Algarve Basin of southern Portugal. Often transitions to mixed siliceous sponge reefs and thrombotic microbial reefs occur (cf. LEINFELDER et al. 1993a, in english language). The reefs include an enormous variety of coral taxa (cf. ROSENDAHL 1985, in german). Most coral reef structures seem to have grown on steepened ramp settings, explaining the rapid transitions to siliceous sponge reefs. In the eastern Algarve, the coral-dominated, laterally persistent Cabeça limestone, chiefly of 'mid' Kimmeridgian age, developed above a marl-dominated succession (Peral Beds), a situation which is similar to the Abadia-Amaral system of the Lusitanian Basin. A coraliferous, grainstone/packstone dominated, isolated platform (São Romão Limestone) developed over a structural or halokinetic uplift and therefore shows similarities with the Caldas-Bolhos carbonate unit of the Lusitanian Basin. In the Western Algarve (e.g. Carrapateira) marly and calcareous coral meadows partly similar to the Alrota and Consolação associations of the Lusitanian Basin occur in a shallow, marl-dominated setting.

Upper Jurassic Moroccan coral-dominated buildups apparently developed during drift phase. They hence are of large dimensions and occur within a carbonate dominated setting (e.g., JANSÁ et al. 1984, HÜSSNER 1985), showing little similarities with the Lusitanian Basin buildups. On the other hand, buildups within other North Atlantic marginal basins, particularly known from the offshore off North America, occur in mixed carbonate - siliciclastic settings. Known are, for example, carbonate buildups capping fine-grained siliciclastic slopes (cf. Amaral - Abadia System), aggradational buildups (cf. Ota and Montejunto buildup, muddy ramps (cf. Sintra ramp) and grainstone dominated buildups (cf. Ramalhal buildup). (For references on the North American buildups see, e.g., ELIUK 1978, 1981, JANSÁ 1981, BARIA et al. 1982, GIORDANO et al.

1982, VOGT & TUCHOLKE 1986.) However, buildup sizes were again considerably larger than in the Lusitanian Basin (ELLIS et al. 1990), although it cannot be ruled out that smaller structures are overlooked due to insufficient seismic and drillhole resolution.

6 SYNTHESE: RIFFE UND 'BUILDUPS' IN GEMISCHTEN ABFOLGEN - STEUERENDE FAKTOREN AM BEISPIEL DER 'BUILDUPS' DES LUSITANISCHEN BECKENS

In den letzten Jahren wurden die Ablagerungsmodelle für karbonatische Sedimente weiter verfeinert. Für die flachmarinen Karbonate waren die Differenzierung in Rampen und 'rimmed shelves' (z.B. AHR 1973, READ 1980) sowie die Einbindung von 'by-pass' versus 'depositional margin' Charakteristika (JAMES & MOUNTJOY 1983, JAMES 1983, 1984b) in die Karbonatmodelle die Meilensteine seit Aufstellung der klassischen Plattformmodelle durch IRWIN (1965) oder J.L. WILSON (1975) und gipfelten in der Etablierung der bekannten Plattformmodelle durch READ (1985). Die von READ (1985) aufgestellten Rampenmodelle wurden zwischenzeitlich weiter verfeinert (BURCHETTE & WRIGHT 1992). Bei den Karbonaten des tieferen Wassers standen in den letzten Jahren die Überarbeitung und modellmäßige Erfassung der submarinen Fächer- und Hangschutt-('slope apron')-Karbonate im Vordergrund, wobei insbesondere auf COOK & EGBERT (1981), COOK & MULLINS (1983), MULLINS & COOK (1986) und WATTS (1985) zu verweisen ist.

Die Interpretationsmöglichkeiten mergeliger Abfolgen wurden durch die Anwendung moderner quantitativer ökologischer Analysemethoden ebenfalls sehr erweitert (z.B. FÜRSICH 1977, 1981, OSCHMANN 1988a).

Die modellhafte Erfassung gemischter Serien erfuhr, von wenigen Ausnahmen abgesehen (z.B. WALKER et al. 1983, DRIESE & DOTT 1984, MOUNT 1984, BURCHETTE 1988) kein derartiges Interesse. Meist werden derartige Serien als einfache Mischprodukte zweier nicht bis mäßig interaktiver Endglieder behandelt. Anhand eines karbonischen Beispiels machten etwa WALKER et al. (1983) Karbonatproduktion innerhalb siliziklastischer Bereiche insbesondere vom Subsidenzgrad des Untergrunds abhängig. Die Sedimentationsraten der Beckenrandklastika entsprechen nach den Annahmen der Autoren der Karbonatproduktion in den 'offshore' Bereichen. Dazwischen liegt eine Mischzone mit

stark verringerter Sedimentationsrate, da einerseits nur noch wenig siliziklastisches Material in diese Bereiche vordringt, andererseits durch die noch vorhandene terrigene Verunreinigung die Karbonatproduktion verlangsamt wird. Durch Verstärkung infolge Auflast kann sich ein Wandern der Subsidenzzonen und damit auch der Karbonatbereiche ergeben. Generell können temporale und laterale gemischte Systeme unterschieden werden, die jeweils noch weiter differenziert werden können (cf. MOUNT 1984).

Derzeit werden insbesondere die Effekte von Meeresspiegelschwankungen und Kompaktion auf gemischte Systeme verfolgt, um prädiktive Modelle zur Entwicklung der Sedimentarchitektur eines Beckens zu gewinnen (DOYLE et al. 1988). Die aus den Methoden der seismischen Stratigraphie erarbeiteten 'systems tract' Modelle der Sequenzstratigraphie wurden ebenfalls bezüglich ihrer Anwendbarkeit auf gemischte Serien überarbeitet (VAIL & SANGREE 1988, SARG 1988, SCHLAGER 1992). Siliziklastische Sedimentation innerhalb karbonatischer Areale erscheint dabei jeweils an die Abfälle und Tiefstände des Meeresspiegels gebunden, während Kalziklastika sowohl während Tiefständen als auch während Hochständen ('highstand shedding', SCHLAGER 1992) beckenwärts verfrachtet werden können. 'Lowstand shedding' von Karbonaten und Progradation von Siliziklastika während Hochständen erscheinen jedoch ebenfalls möglich (z.B. FRIEBE 1993) und erschweren die Interpretation.

Schon länger in Diskussion sind die Genesemöglichkeiten, die zur Ausbildung von Kalk/Mergel-Wechselfolgen führen. Derartige Abfolgen fallen ebenfalls unter gemischt karbonatisch-siliziklastische Sedimentation, werden hier nicht näher untersucht. Manche Kalk-Mergel-Folgen scheinen sich diagenetisch aus einer homogenen Kalk-Ton-Mischung segregiert zu haben, andere haben ihre Ursache im schwankenden Eintrag von terrigenem Ton bzw. in unterschiedlich hoher Karbonatproduktivität im Zuge von klimatischen Schwankungen (zur Diskussion s. EINSELE 1982, LEINFELDER 1986, 1993a).

Die Annahmen differentieller Subsidenz oder einfacher Mischungsverhältnisse, teilweise unter Einbeziehung einer linearen Verringerung der Karbonatproduktion aufgrund terrigener Verunreinigungen, genügen der Komplexität gemischter Abfolgen häufig jedoch nicht. Durch ihren biogenen Charakter reagieren viele marine Karbonate besonders empfindlich auf terrigene Störungen, andere bleiben davon unbeeinflusst. Bereits kleine terrigene Mengen können zum totalen Zusammenbruch der Karbonatproduktion führen (s.u.), während andererseits angepaßte Organismen innerhalb siliziklastischer Milieus signifikante Kalkhorizonte verursachen können. Des weiteren können

sich inmitten siliziklastischer Bereiche hochreine, größere Karbonatareale entwickeln, die in der Faunen- und Sedimentzusammensetzung keine oder kaum Einschränkungen gegenüber rein karbonatischen Bereichen zeigen und somit durch bestimmte Mechanismen vor terrigenen Einflüssen abgeschirmt sein müssen. Das Auftreten sowie die Geometrie gemischter Abfolgen ist deshalb an die Kombination vielfältiger Faktoren, wie ökologische Toleranz der karbonatproduzierenden Organismen, Mechanismen der Abschirmung vor terrigener Verunreinigung, Wassertiefe, tektonischer Kontrolle, Meeresspiegelschwankungen u.v.m. gebunden. Die in dieser Arbeit vorgestellten Fallbeispiele erlauben, die Bedeutung derartiger Mechanismen für konkrete Fallbeispiele näher abzuschätzen.

6.1 Architektonische Grundtypen gemischt karbonatisch - siliziklastischer Ablagerungen im Oberjura des Lusitanischen Beckens

Die oberjurassischen gemischten Abfolgen des Lusitanischen Beckens lassen sich in drei bzw. vier geometrische Grundtypen aufteilen, welche z.T. in unterschiedlicher Hierarchie miteinander kombiniert auftreten können (Abb. 166). Der Architekturtyp weist insbesondere auf den dominierenden Faktor bei der Entstehung gemischter Abfolgen hin. Die Kombination der beteiligten Faktoren wird anhand der wichtigsten hier vorgestellten Ablagerungssysteme dann im Detail in den darauffolgenden Kapiteln dargestellt.

Architekturtyp I: Intensive großmaßstäbliche Verzahnung karbonatisch - siliziklastischer Sedimente: Dominanz relativer Meeresspiegelschwankungen

Die intensive Verzahnung karbonatisch - siliziklastischer Sedimente führt zu einer lateral oft über mehrere Zehner von Kilometern aushaltende Wechsellagerungsabfolge. Die Verzahnung kann gerichtet oder unregelmäßig erfolgen (gerichtetes oder ungleichmäßiges Pro- und Retrogradieren des Verzahnungsmittelpunkts). Karbonatische Abschnitte wechseln dabei mit siltig-sandigen oder tonig-mergeligen Abschnitten. Es können auch Unterzyklen ausgebildet sein, bei denen Kalkfolgen mit untergeordneten Mergelinschaltungen periodisch oder episodisch mit Sandstein - Mergelfolgen mit untergeordnet Kalkeinsschaltungen abwechseln.

Beispiele für derartige Abfolgen sind:

(1) Wechselfolgen aus peritidalen Kalken und terrestrischen Sandsteinen im Oberoxfordium/Unterkimmeridium der östlichen Serra da Arrá-

bida. Riffe oder andere 'buildups' treten nicht auf (LEINFELDER 1983, EHSSES 1989);

(2) lagunäre Kalk/Mergel/Sandstein-Wechselfolgen im obersten Kimmeridgium und Tithonium der westlichen Serra da Arrábida und des Cabo Espichels, mit Korallenrasen und Biostromen (FÜRSICH & SCHMIDT-KITTER 1980, FELBER et al. 1982; s. Kap. 4.4), sowie

(3) lagunäre Kalk/Mergel/Sandstein-Wechselfolgen des obertithonischen Freixial Formationsglieds der Arruda und Turcifal Subbecken (ohne Riffstrukturen) (LEINFELDER 1986), und

(4) vergleichbare Abfolgen der Alcobaça-Schichten des Kimmeridgium (mit Korallenrasen und Biostromen) (WERNER 1986, FÜRSICH & WERNER in Vorb., KLINGEL in Vorb.; s. Kap. 4.1.2),

(5) die untertithonische, lagunäre Kalk/Mergel-Folge der Farta Pão Formation (Arranhó Formationsglied = ex-'Pteroceriano') des Arruda Subbeckens (LEINFELDER 1986). Diese Folge besteht aus Zyklen zweier Ordnungen, zum einen dem kleinmaßstäblichen, lateral nicht weit korrelierbaren bankweisen Wechsel von mergeligem Kalk zu tonigem Mergel, zum anderen einem größermaßstäblichen, lateral korrelierbaren Wechsel von kalkdominierten und mergeldominierten Bankgruppen. Korallenrasen, Biostrome und kleine Bioherme treten als linsige Einschaltungen in der Gegend von Alrota auf (s. u);

(6) die Wechselfolge brekziöser Kalke mit feinen Beckenklastika des Kimmeridgium von Sintra. Das Auftreten proximaler Riffazies ist anhand von allochthonen Klasten rekonstruierbar (s. Kap. 4.3).

Derartige gemischte Folgen des Architekturtyps I sind im allgemeinen *allozyklisch* durch relative Meeresspiegelschwankungen verursacht. Diese können lokal durch tektonisch verursachte Hinterlandsbewegungen oder größermaßstäblich durch regionaltektonische bzw. eustatische Bewegungen gesteuert sein. Größermaßstäbliche Steuerung kann im allgemeinen nur durch regionalen, zumindest beckenweiten Vergleich erkannt werden. Relative Meeresspiegelabfälle bewirken wegen der Vergrößerung des Gefälles und intensiveren Abtrags jeweils ein schnelles Vorrücken der siliziklastischen Fazies. Dies trifft für die extrem rasch vorrückenden terrestrischen Einschaltungen im höheren Kimmeridgium und Tithonium der Serra da Arrábida (Südrand des Lusitanischen Beckens) sowie für das höhere Tithonium des zentralen Lusitanischen Beckens zu. Beckenweite Korrelierbarkeit dieser Phasen, etwa im Tithonium (s.u.) deutet auf einen übergeordneten Steuerungs-

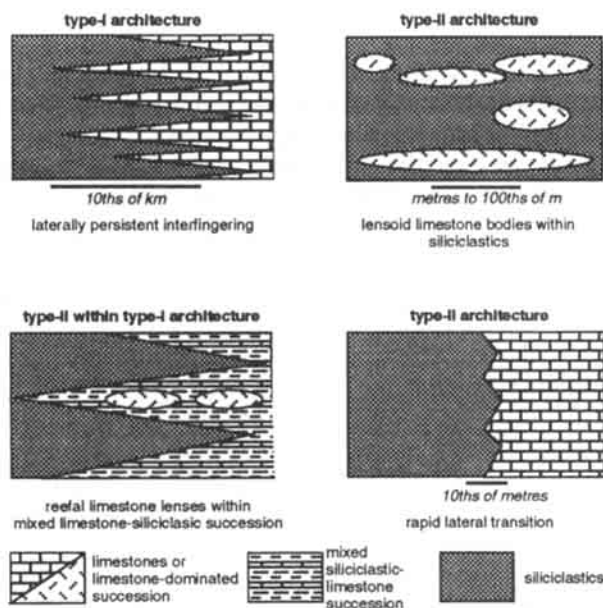


Abb. 166: Geometrische Grundtypen ('Architektur') gemischter karbonatisch - siliziklastischer Abfolgen im Oberjura des Lusitanischen Beckens. Beispiele siehe Text.

Fig. 166: Basic geometries ('architecture') of Upper Jurassic mixed carbonate - siliciclastic sequences from the Lusitanian Basin. Examples see text.

mechanismus (Regional wirkende Tektonik oder eustatische Meeresspiegelschwankungen). Bei nur mäßig weit korrelierbaren Sukzessionen kann eine Mischung aus lokaltektonischen und (über-)regionalen allozyklischen Ursachen vermutet werden (etwa für die Einschaltung der zahlreichen Klastika-lagen in den Alcobaça Schichten).

Eine gewisse Ausnahme zu sequenzstratigraphischen Vorstellungen gemischter Abfolgen stellt die Sukzession bei Sintra dar (Fall 6): Hier werden durch episodische allozyklische Bewegungen (relative oder absolute Meeresspiegelschwankungen) innerhalb einer Karbonatplattform Kalkpartikel und Kalkschlamm allochthon in einen feinsiliziklastisch dominierten Beckenbereich verfrachtet, ähnlich dem 'source mixing' im Sinne von MOUNT (1984). Dabei erfolgte die Verfrachtung der Karbonate wahrscheinlich bei relativen Meeresspiegeltiefständen, während ansonsten die Karbonatsedimentation nach den sequenzstratigraphischen Modellen (z.B. SARG 1988, SCHLAGER 1992) insbesondere an die transgressive und frühen Hochstandphasen gebunden ist und Siliziklastika während Zeiten fallenden und sehr tiefen Meeresspiegels eingebracht werden. Werden durch globale oder regionale Meeresspiegelschwankungen klimatische Änderungen bewirkt, können ebenfalls Änderungen auftreten (etwa Eintrag von Silizi-

klastika während humiderer Hochstandphasen; vgl. LEINFELDER 1993a).

DRIESE & DOTT (1984) beschrieben gemischte Wechsellagerungsserien, bei denen sich jeweils äolische Siliziklastika über flachmarine Karbonate schieben. Für das Vorrücken und Rückweichen der Dünen machen die Autoren ebenfalls vor allem Meeresspiegelschwankungen verantwortlich. Möglicherweise ist Fallbeispiel 1 durch Pro-/Retrogradation von Dünen erklärbar (EHSES 1989). Vermutlich sind jedoch insbesondere lokaltektonische Bewegungen für Vorstoß und Rückzug verantwortlich.

Kleinermaßstäbliche Wechsellagerungszyklen können auch *autozyklisch* durch wechselnde Strömungsverhältnisse und damit verbundene Sedimenttypverlagerungen verursacht werden. Feinkörnige Siliziklastika (Ton- und Siltfraktion), welche in einer gleichmäßigen Menge einem karbonatischen, golfartigen oder ästuarinen Bereich zugeführt werden, können durch die in derartigen Ablagerungsbereichen stark wechselnden ästuarinen und lagunären Strömungen (z.B. saisonal oder episodisch unterschiedliche Interferenzen zwischen Gezeiten- und Windströmungen) in jeweils unterschiedliche Bereiche verfrachtet werden (vgl. FLEMMING 1988) und so zu einer diskontinuierlichen, lateral nicht bankweise korrelierbaren Kalk-Mergel Wechsellagerung führen. Die weitgehende Nichtkorrelierbarkeit der einzelnen Mergel einschaltungen des tithonischen Arranhó Schichtgliedes (etwa bei Alrota) (s. Kap. 3.5, LEINFELDER 1986) weist auf einen derartigen autozyklischen Steuerungsmechanismus hin.

Der jeweils verursachende Prozess kann u.U. anhand bestimmter Kriterien erkannt werden. Sedimentabfolgen, welche durch autozyklische Prozesse oder durch lokale Tektonik dominiert werden, können in der Regel nicht über einen weiteren Bereich korreliert werden. Dabei läßt sich tektonische Verursachung häufig an raschen Korngrößenprüngen erkennen. Durch relative Meeresspiegelschwankungen verursachte allozyklische Sedimentpakete sind über weitere Bereiche korrelierbar. Die häufige tektonische Verursachung derartiger relativer Meeresspiegelschwankungen läßt sich durch schlechtere Zyklizität, ungerichtete Korngrößenprünge sowie insbesondere Zusammenfallen von Schichtverstellungen mit Sequenzgrenzen erkennen (s. Kap. 2.2.6, 3.2.7).

Architekturtyp II: Linsige bis bankförmige Kalkkörper innerhalb siliziklastischer Sedimente: Dominanz autozyklischer und biologischer Prozesse

Die laterale Ausdehnung derartiger Kalklinsen reicht von wenigen bis zu Hunderten von Metern oder sogar mehreren Kilometern; ihre Mächtigkeit

beträgt wenige Dezimeter bis ca. 80 Meter. Die einzelnen Kalkkörper können mehr oder weniger gleichmäßig verteilt in der Abfolge vorkommen, sich aber auch in bestimmten Niveaus scharen. Linsenkarbonate in Typ-II Architektur erscheinen auch sehr häufig als Untertyp innerhalb der siliziklastischen Bereiche der Typ-I Architektur. Typ II Architektur ist darüberhinaus der häufigste Fall für das Auftreten von Riffkarbonaten in gemischten Ablagerungen.

Folgende Beispiele für Typ-II Architekturen kommen im Becken vor:

(1) Biogenreiche, relativ weit durchhaltende Karbonatbänke in den Buchtenbereichen eines ästuarinen Deltas aus dem Zeitbereich Oberkimmeridgium/Untertithonium bei Santa Cruz (FÜRSICH 1981);

(2) Riffkarbonate innerhalb der grob- bis feinklastischen Siliziklastika eines Fächerdeltas (Kimmeridgium: Monte Gordo-Castanheira Bereich, s. Kap. 3.2);

(3) linsige recifale, meist thrombolithische Karbonatkörper innerhalb der tonig-mergeligen Serra Isabel Einheit (mittleres Kimmeridgium; Fall 3a). Die Serra Isabel Einheit stellt ihrerseits eine Einschaltung innerhalb der tonig-sandigen Abadia Schichten dar. Auch die Amaral Formation (Höheres Kimmeridgium) kann in ihrem basalen Teil lokal als Scharung von Linsen von Biostromkalken und Biohermen innerhalb der höchsten Abadia Schichten gesehen werden (Fall 3b) (Kap. 3.3).

(4) Auskeilende, kalkige Korallenbiostrome und Fleckenriffe innerhalb einer mergeldominierten, gemischten Kalk/Mergel Folge (höheres Untertithon, Alrota Bereich, Kap. 3.5). Linsenkarbonate in Typ-II Architektur erscheinen hier als Untertyp innerhalb einer Verzahnungsfolge (Typ-I). Die Kalklinsen sind einigermaßen regelmäßig innerhalb der mergeldominierten Sedimente angeordnet.

Derartige, durch linsige Karbonateinschaltungen charakterisierte, gemischte Abfolgen werden im allgemeinen durch autozyklische Vorgänge bedingt bzw. dominiert. Vier Prozesse sind dabei von besonderer Bedeutung:

(a) Die laterale Verlagerung siliziklastischer Loben. Auf den deaktivierten Loben können, gemäß den Milieubedingungen, deltalische 'abandonment'-Karbonate (Fall 1) oder Riffsedimente (Fall 2 pp) entstehen. Letztere können, je nach vorhandener submariner Morphologie ihrerseits Quellen für die lokale Schüttung allochthoner Karbonate in die umgebenden Siliziklastika darstellen. Verlassene und mit Karbonaten überzogene klastische Loben werden nach Auffüllung der umgebenden Depressionen häufig wieder reaktiviert, womit das Karbonatwachstum zum Erliegen kommt. Im Fall des

Castanheira Fächers werden die Aktivierungs-/Deaktivierungsprozesse jedoch zusätzlich durch synsedimentäre tektonische Bewegungen sowie durch übergeordnete Meeresspiegelschwankungen gesteuert (s. Kap. 3.2, 6.3.3).

(b) Kanalisierung von Siliziklastika in Hangsystemen. Zwischen kanalisierten Bereichen können sich Karbonate relativ ungestört von siliziklastischen Einflüssen entwickeln (Fall 3b). Voraussetzung ist jedoch eine generelle Herabsetzung der terrigenen Hintergrundsedimentation, etwa im Zuge von Transgressionen. Dies gilt insbesondere für die mikrobekrustendominierten Serra Isabel Riffe (Fall 3a).

(c) Ausfiltern terrigenen Sandes durch Ooidbarren. Die terrigene Sandfraktion kann durch ooidische Umkrustung teilweise aus dem sedimentären System herausgenommen werden und spielt somit für die karbonatproduzierenden Organismen keine Rolle mehr ('Oolithfilter') (Fall 3) (vgl. LEINFELDER 1986).

(d) Karbonatproduktion durch kalkschalige, besonders an Hintergrundsedimentation angepasste Organismen. Dabei können, wie im Fall der Alrota Fleckenriffe (Fall 4), morphologische Erhebungen entstehen, was wiederum zur Kanalisierung der terrigenen Fraktion zwischen den Riffstrukturen führt. Die feinen Siliziklastika kommen im Strömungsschatten der Erhebungen zur Ablagerung. Auf den topographischen Hochs verstärkt sich das Riffwachstum (s. Abb. 152). Auch ohne diesen Prozess der Selbstverstärkung können angepasste, dichtstehende Korallen karbonatische Rasen bilden (vgl. Kap. 3.5, 3.6, 4.2; 6.2). Voraussetzung ist auch hier, daß die regionalen Sedimentationsraten teilweise herabgesetzt waren.

Architekturtyp III: Schnelle laterale Übergänge größerer Karbonatereale in siliziklastische Bereiche: Dominanz struktureller Prozesse

Im Lusitanischen Becken finden sich Bereiche, in denen größere, karbonatdominierte oder rein karbonatische Areale lateral sehr rasch in siliziklastische Bereiche übergehen. Folgende oberjurassische Beispiele sind vorhanden:

(1) direkter Übergang des Otakalks nach Westen (sowie möglicherweise Osten und Norden) in die siliziklastischen Abadia Schichten, sowie nach Süden in die Castanheira Arkosekonglomerate (v.a. mittleres und höheres Kimmeridgium; s. Kap. 6.3);

(2) eventuell direkter Übergang des höchsten Teils der Montejunto Flachwasserkalke nach Südwesten in die klastischen Tojeira Schichten (Grenzbereich Oxfordium / Kimmeridgium; s. Kap. 3.1);

(3) direkter Übergang der Arranhó Kalk/Mergel-Folge nach Westen in randmarine und terre-

strische Siliziklastika entlang der Runa-Matacães-Montejunto Linie (Tithonium; vgl. LEINFELDER 1986, 1987a; s. Abb. 164);

(4) sehr rascher Übergang der Arranhó Kalk/Mergel-Folge nach Norden in randmarine bis terrestrische Siliziklastika (Tithonium, vgl. op. cit.; s. Abb. 151);

(5) sehr rascher Übergang der Caldas-Bolhos Karbonateinheit (höheres Kimmeridgium) in terrestrische Klastika nach Westen entlang der Vimeiro - Caldas Diapirschwelle (s. Kap. 4.1.2).

Derartig rasche Fazieswechsel sind an Mechanismen gebunden, welche von der Beckenkonfiguration sowie vom im Becken verfügbaren tektonischen Inventar abhängen. Dementsprechend spielen insbesondere tektonisch und halokinetisch verursachte Intrabeckenhochzonen, aber auch differentielle Subsidenz und durch die Beckenkonfiguration bedingte Strömungen eine Rolle (s. Kap. 6.3).

Ein viertes, in modernen gemischten Ablagerungen ebenfalls vertretenes, geometrisches Grundmuster ist im Oberjura des Lusitanischen Beckens nur innerhalb einzelner Bänke verwirklicht (v.a. Freixial Einheit des höheren Tithonium, s. LEINFELDER 1986) und kommt nicht größerdimensional vor: der über einen weiten Mischungsbereich verlaufende laterale Übergang von karbonatischen in siliziklastische Bereiche. In der Mischungszone wird die Karbonatkomponente primär durch isoliert oder clusterartig verteilte, kalkschalige Organismen gestellt ('in situ mixing' von MOUNT 1984) und im nachfolgenden teilweise homogenisiert. Auch hierbei darf der Eintrag der siliziklastischen Fraktion nicht zu hoch sein. Entsprechende rezente Beispiele finden sich u.a. in den leeseitigen Sedimenten von Teilen des Großen Barriereriffs (MAXWELL & SWINCHATT 1970, BELPERIO & SEARLE 1987) oder im nördlichen Persischen Golf, also im weiten Übergang der an die Arabische Halbinsel anschließenden Karbonatrampe in die klastischen Bereiche vor der Iranischen Küste (PURSER 1973). Niedrige Sedimentationsraten von Siliziklastika treten auch in vielen Küstenbereichen oder in manchen offshore-Arealen auf. Die Sedimente können dann ebenfalls relativ hohe, durch kalkschalige Organismen bedingte Karbonatgehalte aufweisen (vgl. EARLEY & GOODALL 1968, HARTKOPF & STAPF 1983, NITTROUER et al. 1987). Terrigene Fraktion wird auch häufig in Stürmen submarin oder äolisch den karbonatdominierten Bereichen zugeführt ('punctuated mixing' von MOUNT 1984; vgl. PURSER 1973, LEINFELDER 1986), wo es durch Bioturbation auch tief ins unterlagernde Sediment eingearbeitet werden kann. Ebenso kann aber auch karbonatisches

Material im Zuge von höherenergetischen Ereignissen in siliziklastisch dominierte Bereiche verfrachtet werden (vergleichbar mit 'facies mixing' von MOUNT 1984), wo es durch Bioturbation wiederum mit der siliziklastischen Fraktion vermischt wird (FLOOD & ORME 1987).

6.2 Anpassungen von Korallen und anderen Rifforganismen an siliziklastischen Einfluß: Funktionsmorphologie und vergleichende Ökologie

Kalkschalige Organismen reagieren zum großen Teil sehr empfindlich auf erhöhte Sedimentation. Besonders störend ist dabei siliziklastischer Eintrag. Geringere Raten gröberkörniger siliziklastischer Sedimentation führen teilweise nur zu Verdünnungseffekten der Kalkfraktion (s.o., Typ 4); ist die Rate der zugeführten terrigenen Fraktion jedoch hoch, werden viele fixosessile Organismen einfach überdeckt oder eingegrabene filtrierende Formen vom lebensnotwendigen Wasseraustausch abgeschnitten. Andere Organismen, insbesondere viele der karbonatproduzierenden Kalkalgen, sind zu zerbrechlich gebaut, um auch nur geringe Raten von Sedimentation in Sandgröße ertragen zu können. Von besonderer Bedeutung ist dabei die Tatsache, daß Sedimentmaterial dabei ereignisbezogen eingebracht wird. Sind diese 'events' sehr selten, wie im Fall der Karbonatprovinzen des Roten Meeres (s.u.), erholen sich die Organismen schnell. Bei häufigen Sedimentationsereignissen ist jedoch ein Dauerstreß gegeben, an den nur wenige recifale Organismen angepaßt sind. Noch bedrohender als grobkörnige Sedimentzufuhr ist jedoch häufig eine feinkörnige Hintergrundsedimentation. Hierbei scheinen terrigene Tone für die Organismen noch wesentlich gefährlicher als karbonatische Schlämme zu sein: Die feinste Korngröße liegt bei rezenten Karbonaten häufig im Siltbereich (D. HUBBARD, La Croix, schriftl. Mitt.). Feinere Karbonatpartikel in Tongröße zementieren möglicherweise sehr rasch zu siltgroßen Klümpchen. Sedimentierte terrigene Tonminerale sind nicht nur wegen ihrer geringen Partikelgröße sehr schwer von den Organismen zu entfernen, sie besitzen darüberhinaus hohe Adhäsions- und möglicherweise auch van-der-Waals'sche Kräfte (D. HUBBARD, schriftl. Mitt.). Die terrigene Tonfraktion kann deshalb schon in kleinen Mengen zum teilweisen bis vollständigen Zusammenbruch der Karbonatproduktion führen.

An folgende Prozesse ist dabei zu denken:

* Verklebung von Atmungs- und Filterorganen benthischer Organismen.

* Einschränkung der Photosynthese bei Mikroben-/Algen durch Wassertrübung (terrigenen Ton flottiert bis zu einem Jahr, KÜHLMANN 1984). Dadurch kommt es zur starken Einschränkung bzw. zum möglichen Zusammenbruch lagunärer Mikroben-/Algenkalkproduktion sowie der von symbiontischen Algen abhängigen Korallenkalkproduktion.

* Durch die Wassertrübung resultiert unter Umständen eine Einschränkung der pflanzlichen Planktonproduktion. Dadurch ist auch weniger Zooplankton und insgesamt weniger Nahrung für filtrierende, kalkschalige Organismen vorhanden. Riffbildende Organismen sind jedoch an Nahrungsmangelverhältnisse angepaßt (z.B. KÜHLMANN 1984, HALLOCK & SCHLAGER 1986), so daß dieser Faktor für koralligene Riffe keine große Bedeutung hat.

* Wegen Lichtmangels kommt es auch zur Abnahme oder zum Stopp der kalkigen Nannoplanktonproduktion.

* Erhöhte Sedimentationsraten führen zur Überdeckung primärer und sekundärer Hartgründe, wodurch sich keine festgehefteten Organismen und Larven festsetzen können.

* Suspendiertes Tonmaterial verschlechtert die Löslichkeit von Sauerstoff, dadurch kann es zur Sauerstoffarmut kommen (KÜHLMANN 1984).

Auch ohne das Auftreten von Siliziklastika können terrigene Einflüsse zum Absterben von Riffstrukturen führen. Moderne Riffe sterben häufig durch anthropogen bedingte, erhöhte Süßwasserzufuhr ab (op. cit.). Die Zufuhr von Nährstoffen aus dem Hinterland kann zur direkten Inhibition der Kalkausscheidung (insb. durch Orthophosphate) sowie zur Eutrophierung und damit zum Überhandnehmen von Weichalgen und Hornschwämmen führen und damit das Absterben von Riffen bedingen (e.g. HALLOCK & SCHLAGER 1986, SCHUHMACHER 1991). Inhibition der Kalkausscheidung durch Orthophosphate dürfte für symbiontisch lebende Korallen jedoch keine allzu große Rolle spielen, da die Orthophosphate von den vergesellschafteten Zooxanthellen abgebaut werden (KÜHLMANN 1984).

Das Auftreten fossilreicher Lagen in siliziklastischen Sedimenten ist deshalb, neben Sturmereignissen, häufig an Sedimentationsunterbrechungen bzw. Zeiten stark herabgesetzten terrigenen Eintrags gebunden. Ein hier behandeltes Beispiel sind die höherdiversen, mergeligen Korallenbiostrome des Alrotabereichs (s.u.) oder die recifalen Thrombolithe des Serra Isabel Niveaus. Die häufigen Onkolithhorizonte innerhalb randmariner mergelig-siltiger Ablagerungen im Kimmeridium und Tithonium des Beckens repräsentieren ebenfalls Unterbrechungen der Hintergrundsedimentation (z.B. LEINFELDER 1986, WERNER 1986).

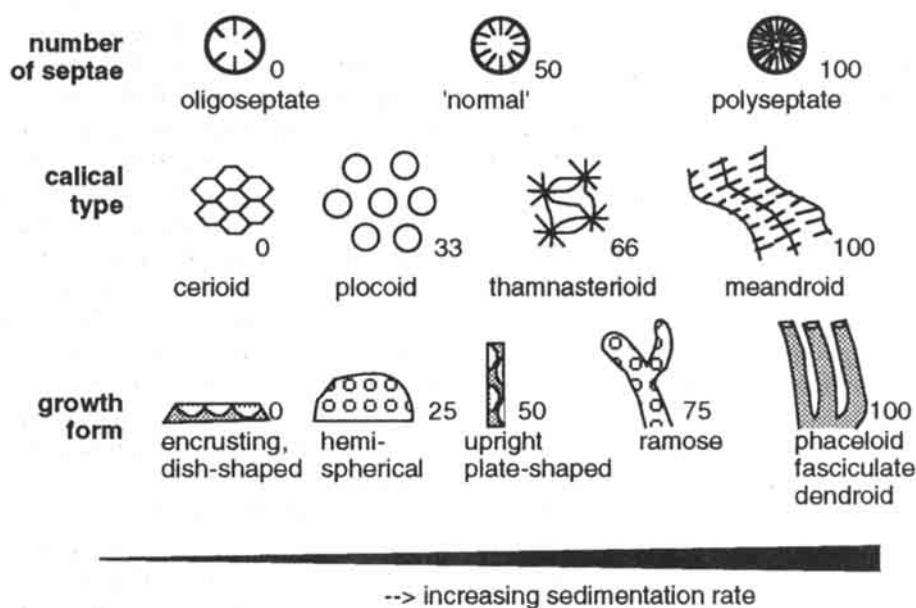


Abb. 167: Septenzahl, Kelchtyp und allgemeine Wuchsform als Kriterien zur Abschätzung der potentiellen funktionellen Anpassung von Korallen an Sedimentation. Addition der Zahlen ergibt den Wert des potentiellen Sedimentationsanpassungsindex SAI. Nähere Erläuterung und Diskussion siehe Text.

Fig. 167: Morphologic criteria for estimating potential adaption of corals to sedimentation. Values for a given species have to be added, giving the potential sedimentation adaption index SAI. Minimum value is 0 (no morphological hard part adaption in oligoseptate cerioid encrusting corals), maximum theoretical value is 275 (polyseptate meandroid ramose corals). Phaceloid, dendroid and solitary corals get the calical type value 33 (because adaption is comparable with plocoid calical types), so that polyseptate phaceloid or solitary corals have a SAI of 233. SAI calculation give hints to adaption or non-adaption towards increased background sedimentation, but it has to be kept in mind that morphology of corals is also dependant on other factors. Moreover, some adaptations of corals towards sedimentation (e.g. secretion of mucus) does not leave traces in the morphology of hardparts. When using SAI, calculations must be performed for entire coral associations rather than one species only, with the lowest values obtained being critical for interpretation (see Fig. 168). Calculations should be accompanied by determination of encruster rate. For further explanation see text.

Dennoch gibt es gut angepasste Organismen, welche trotz erhöhter terrigener Sedimentation imstande sind, biostrom- und riffartige kalkige Strukturen aufzubauen:

* Um nicht von unverkalkten Mikroben/Algen überwachsen zu werden, sind etwa coralline Rotalgen auf erhöhte Abrasion angewiesen. Diese kann durch Abweidung (STENECK 1985) oder durch sehr hohe Wasserenergie erfolgen, wobei die abrasive Tätigkeit siliziklastischen Sandes von Nutzen ist (HARTKOPF & LEINFELDER 1988; in Vorb.). Ein gewisser Eintrag siliziklastischen Materials erscheint für Corallinaceen als Schmirgelmittel deshalb teilweise günstig.

* Austern sind imstande, in die Schalen eingedrungenes feines terrigenes Material mit Schleim zu umgeben und als 'Pseudokot' wieder auszuscheiden. Der zur Ausscheidung produzierte Wasserstrom ist äußerst heftig und reinigt die Umgebung der Auster von feinkörnigem Material. Kurze Zeiten verstärkter Sedimentation können mit geschlossenem Deckel überstanden werden (STENZEL

1971). Diese Anpassungen ermöglichen es den Austern, auch größere Kalkriffe innerhalb siliziklastischer Areale zu konstruieren. Austernriffe sind deshalb in terrigenen Kreide-, Tertiär- und Quartärablagerungen weit verbreitet (z.B. FRIEDMAN & SANDERS 1968, FRIEDMAN 1987, SEYFRIED et al. 1985), kommen jedoch bereits im Oberjura, auch im Lusitanischen Becken, in entsprechenden Sedimenten vor (FÜRSICH 1981, LEINFELDER 1986, WERNER 1986).

* Manche Schwämme sind anscheinend ebenfalls relativ unempfindlich gegenüber Verschmutzung durch terrigenen Detritus, da sie aktiv Wasser durch ihren Körper pressen können und somit gleichzeitig einen effektiven Selbstreinigungsmechanismus besitzen (vgl. WILKINSON 1984, KÜHLMANN 1984). In vielen geschädigten modernen Riffen, in denen die Korallen durch starke terrigene Zufuhr (z.B. infolge von Bodenerosion im Zuge der Rodung tropischer Wälder) absterben, vermehren sich die Weichschwämme explosionsartig (H. SEYFRIED, Stuttgart, mündl. Mitt., KÜHLMANN 1992).

Die Fähigkeit, Sedimentmaterial wieder abzustößen, ist wahrscheinlich bei Hornschwämmen stärker ausgebildet als bei Schwämmen mit mineralisiertem Skelett. Andererseits wurde an einer oberjurassischen Kalkschwammart eine zunehmende Verschließung der Einströmstien als Anpassung an erhöhte Sedimentation beobachtet (KRAUTTER im Druck).

Aber auch unter den Korallen sind Anpassungen an erhöhte Sedimentationsraten möglich. Die Untersuchung der koralligenen Strukturen insbesondere des Alrota Bereichs zeigt, daß adaptierte Korallen ganz offensichtlich auch unter erhöhten terrigenen Einflüssen größere Karbonatstrukturen bilden konnten und daß die Diversität und Zusammensetzung der einzelnen Assoziationen mit einer Ausnahme von der Sedimentationsrate bestimmt wurde (s.u.). Demgemäß eignen sich die Alrota Assoziationen zur Übertragung der u.a. von HUBBARD & POCOCK (1972), HUBBARD (1973) und GEISTER (1983) gegebenen funktionsmorphologischen Kriterien zur Anpassung rezenter Korallen an Sedimentation auf den oberjurassischen Bereich.

Abb. 167 zeigt ein Schema zur Abschätzung des potentiellen Anpassungsgrads von Korallen an die Sedimentation. Das Schema beruht auf einer Kombination funktioneller Anpassungskriterien, welche durch die Septenzahl (als Abbild der Tentakelzahl), die Kelchtypen sowie die allgemeine Wuchsform abgeschätzt werden können. Die Kelchtiefe sowie der Feinaufbau des Skeletts werden nicht berücksichtigt, da diese meist nicht im Originalzustand erhalten werden. Diese Vereinfachung erlaubt jedoch auch die Abschätzung des potentiellen Anpassungsgrads bei nicht bis auf das Artniveau bestimmbarer Korallen, z.B. innerhalb karbonatischer Fazies.

Jedem der drei Kriterien werden schematisch Indexzahlen des potentiellen Anpassungsgrads an die Sedimentation (potentieller Sedimentanpassungsindex, im folgenden SAI) zwischen 0 und 100 zugeordnet: Bei der Septenzahl wird in oligoseptat (SAI 0: < 20 Septen pro Kelch bzw. bei mäandroiden Formen < 6 Septen pro 5 mm Kelchrand), normaleseptat (SAI 50: 20-40 Septen pro Kelch bzw. 6-15 Septen pro 5 mm) und polyseptat (SAI 100: > 40 Septen pro Kelch bzw. > 15 Septen pro 5 mm) unterschieden. Bei den Kelchtypen erhalten die ceride Form wegen der schlechten Reinigungsmöglichkeiten SAI 0, die plocoiden Form SAI 33, thamnastroide Kelche SAI 66 und mäandroide Polypenanordnung den Wert SAI 100, gemäß der zunehmenden theoretischen Selbstreinigungsmöglichkeit der Korallen (cf. HUBBARD 1973, HUBBARD & POCOCK 1972). Der Kelchtyp der phaceloiden und solitären Korallen erhält den Wert 33, analog der plocoiden Wuchsform, da bei phaceloiden und solitären Korallen Fremdmaterial ebenfalls über

jeweils nur einen Kelchrand gehievt werden muß, bevor es abfallen kann. Bei der allgemeinen Wuchsform werden, wiederum der Zunahme der potentiellen funktionellen Anpassung entsprechend, die Werte SAI 0 für plattig inkrustierende, SAI 25 für knollig bis hemisphärische, SAI 50 für aufrecht plattige und SAI 75 für ramoso Kolonien vergeben. Phaceloide, fasciculate und dendroide Korallenbüsche erhalten den Wert SAI 100. Dieser Wert gilt auch für Einzelkorallen. Die Addition der Werte ergibt den SAI Gesamtindex für die jeweilige Form. Einen sehr hohen Wert besitzen polyseptate phaceloide und solitäre Korallen (SAI 233); polyseptate mäandroide, hemisphärische Kolonien erreichen SAI 225, normaleseptate phaceloide Korallen SAI 188.

Der SAI-Index ermöglicht keinesfalls eine quantitative Erfassung des potentiellen Anpassungsgrads. Es ist völlig unklar, ob z.B. der Wechsel von hemisphärischer zu ramoser Wuchsform den gleichen Anpassungsvorteil bringt wie der Wechsel von normaleseptaten zu polyseptaten Formen. Im vorgeschlagenen Schema ergäbe beides eine Verbesserung des SAI Index um 50 Punkte. Im Fall der Alrota Assoziationen läßt sich jedoch durch die Angabe des jeweils niedrigsten und höchsten SAI-Index innerhalb einer Assoziation eine Unterteilung in vier unterschiedliche Anpassungsniveaus vornehmen, die mit der aus sedimentologischen und weiteren ökologischen Daten gewonnenen Interpretation der jeweiligen Ablagemilieus im Einklang stehen (Abb. 168):

* *Calamophylliopsis*-Rasen, welche als Begleitelement *Axosmilia* aufweisen, besitzen einen engspannten Bereich hoher SAI Werte (188-233) und sind damit potentiell gut an hohe Sedimentationsraten angepaßt. Sie weisen keine Überzüge durch Mikrobenkrusten oder andere inkrustierende Organismen auf.

* *Actinastrea crasso-ramosa* und *Stylina sex-radiata*-Hecken weisen einen SAI-Bereich zwischen 108-125 auf und sind damit um einiges schlechter angepaßt. Inkrustationen durch Serpuliden, Austern und z.T. corallinen Schwämmen können vorhanden sein, während Mikrobenkrusten überwiegend fehlen.

* Trotz überwiegend hemisphärischer Kolonien ist die mergelige Mäanderkorallenassoziation mit SAI-Werten zwischen 166 und 225 dem Anschein nach sehr gut an mögliche Sedimentation angepaßt, wobei das Auftreten von Treppenstrukturen an der Basis mancher Kolonien auf intermittierende Sedimentationsereignisse hinweist. Unterschiedliche Inkrustierer kommen sehr selten vor.

* Die höher diversen Assoziationen zeigen eine breite Spannweite von SAI-Werten (50-233 bzw. 50-225) und sind damit praktisch nicht an Hintergrundsedimentation angepaßt. Diagnostisch sind hierbei die unteren Werte. Das Auftreten von hohen

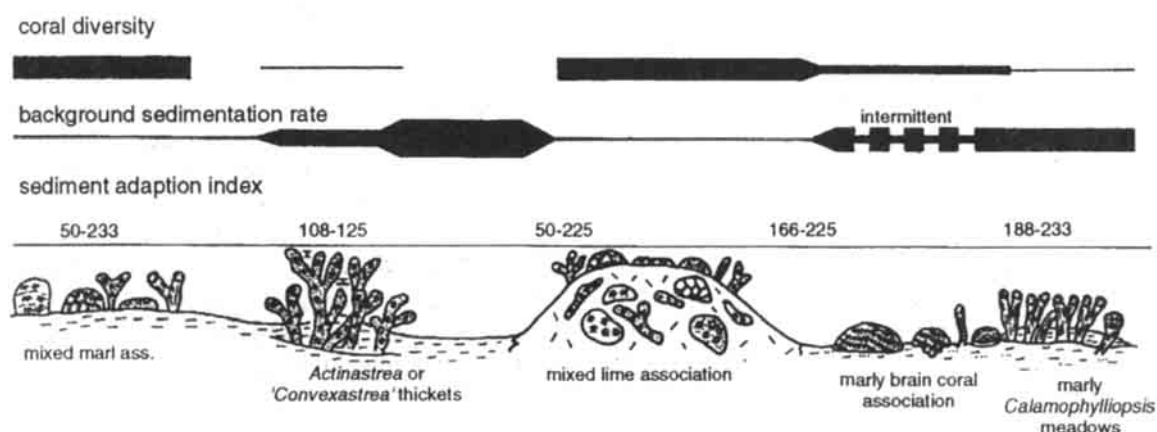


Abb. 168: Abschätzung der Sedimentationsrate anhand der Diversität der Korallenassoziationen sowie funktionsmorphologischer Kriterien unter Zuhilfenahme des SAI-Indexes von Korallen am Beispiel der Alrota Fleckenriffe (Tithonium).

Fig. 168: Estimation of sedimentation rate based on diversity of coral associations and functional morphology of corals using the SAI index: The example of the Alrota patch reefs (Tithonian).

Werten zeigt, daß potentiell an hohe Sedimentationsraten angepaßte Formen natürlich auch bei niedriger Sedimentation auftreten können. Entscheidend ist der unterste Wert sowie die Spannbreite der SAI-Werte. Die Inkrustationsrate durch Serpuliden, Austern und austernartige Bivalven, Bryozoen, coralline Schwämme und Mikrobenkrusten ist oft hoch.

Eventuell auftretende Ausreißerwerte (z.B. generelles SAI 166-225, jedoch eine Form mit SAI 50) können drei Ursachen haben:

- (1) die Ausreißerform siedelte sich noch bei niedriger bis fehlender Sedimentation an und war bereits abgestorben, als die weiteren Formen dazukamen;
- (2) die Form wuchs im Schutz größerer, angepaßter Formen;
- (3) das Taxon war durch andere Mechanismen an erhöhte Hintergrundsedimentation angepaßt, welche keine funktionsmorphologische Entsprechung im Hartteil finden. Neben der Tentakelreinigung kann Reinigung bei manchen Formen auch durch Wimpern sowie durch Schleimausscheidung erfolgen (KÜHLMANN 1984). Daneben ist Reinigung auch durch Aufblähung des Weichteilsacks möglich. Derartige Formen haben meist große Polypen (z.B. rezente Doldenkorallen). Durch Aufblähung des Weichteilsacks sind manche abgeflachten fungiidigen Einzelkorallen sogar vagil und können sich bei Verschüttung z.T. ausgraben. Diese Formen sind an der extrem starken Abflachung unter Umständen auch im fossilen erkennbar (vgl. Kap. 3.5). Wegen

der hohen Septenzahl sowie des Einzelkorallencharakters besitzen die vagilen Korallen jedoch im allgemeinen einen SAI-Wert von 233 und sind somit ebenfalls als gut angepaßt erkennbar. Generell sollte aber bei der Interpretation eines niedrigen SAI Werts von großkelchigen Formen eine eventuelle Reinigung durch Weichteilsackaufblähung in Betracht gezogen werden.

Die kalkige, überwiegend monomikte *Amphiastrea piriformis*-Assoziation des Alrota Bereichs besitzt nur einen SAI-Wert von 50-75 (Abb. 168). Möglicherweise verfügte die Form über einen der unter (3) geschilderten Anpassungsmechanismen an erhöhte Sedimentationsraten. Das Auftreten in teils ausgewaschenem karbonatischem Sediment weist jedoch darauf hin, daß die niedrige Diversität hier durch andere einschränkende Faktoren bestimmt war. Tatsächlich erscheint die Form in Portugal auch häufig in ausgesüßten Abfolgen, wobei die Aussüßung durch andere Kriterien (insb. begleitende Molluskenvergesellschaftungen) erkannt wurde (FÜRSICH 1981, WERNER 1986).

Die allgemeine Kelchwuchsform kann jedoch noch durch viele weitere Faktoren bestimmt werden. Horizontal plattiges Wachstum kann eine Anpassung an niedrige Lichtmengen im tiefen Wasser darstellen (z.B. DULLO et al. 1988) oder andererseits durch hohe Wasserenergie bedingt sein. Hemisphärische Kolonien sind ebenfalls an hohe Wasserenergie angepaßt, aber auch manche rezenten ästigen Korallen können bei stabiler

Bauart starke Wasserbewegung vertragen. (vgl. GEISTER 1975, 1983). Die dabei auftretenden Verwirbelungen bewirken eine erhöhte Verweildauer des Wassers an den Polypen und damit eine bessere Ausnutzung des geringen Nahrungsangebots. Manche Formen, wie die rezenten Acroporen nehmen sogar teilweises Abbrechen in Kauf und benützen dies aufgrund ihrer hohen Regenerationsfähigkeit als Fortpflanzungsmöglichkeit. Ästiges Wachstum kann daneben durch inkonstantes Nahrungsangebot und wechselhafte Lichtverhältnisse begünstigt werden (vgl. HUBBARD & POCKOCK 1972, GEISTER 1983, KÜHLMANN 1984).

Die funktionsmorphologische Deutung von Korallen hinsichtlich ihres Anpassungsgrads an erhöhte Sedimentation sollte sich demnach bei fossilen Scleractinia an folgende Kriterien halten:

(1) Abschätzung potentieller funktionsmorphologischer Anpassungen, dabei eventuell Errechnung der SAI Spannbreite für die jeweiligen Assoziationen.

(2) Interpretation eventueller Ausreißerformen (großkelchig, vagil?). Im Vergleich zur Begleitfauna stärkerer Bewuchs und intensivere Zerbohrung weist auf Formen hin, die bereits abgestorben waren, bevor die eigentliche Assoziation wuchs.

(3) Getreppte Unterseiten massiver Kolonien weisen auf intermittierende Sedimentation hin (GEISTER 1983).

(4) Nach oben zugespitzte Septen deuten auf schlechte Anpassung, da aufsedimentiertes Material den Weichkörper zerschneiden würde (KÜHLMANN 1984).

(5) Abklärung weiterer Erklärungsmöglichkeiten für die generelle Wuchsform und Septenzahl (Nahrungsmangel, Lichtmangel, Wasserenergie, interspezifische Konkurrenz etc.).

(6) Vergleich mit dem sedimentologischen und biofaziellen Befund (z.B. vorhandene Bioturbation, Dichte und Zusammensetzung der Begleitfauna, Inkrustationsrate, Korngröße, Korngrößensprünge).

Das anhand der Alrota Assoziationen aufgestellte und geeichte funktionsmorphologische Schema läßt sich auch an anderen Korallenassoziationen des Beckens testen:

WERNER (1986) beschrieb drei Korallenassoziationen aus mergeligen bis sandigen Sedimenten des Kimmeridgium von Consolação (s. Kap. 4.2). Wiederum treten *Calamophylliopsis*-Rasen auf, die bei Anwendung der obigen Kriterien gut an Sedimentation angepaßt erscheinen. WERNER schloß unabhängig davon aufgrund des hohen Siltanteils sowie des überwiegenden Fehlens weiteren Epibenthos auf relativ hohe Sedimentationsraten. Weiterhin findet sich eine *Epistreptophyllum*-Assoziation, die sich aus der Einzelkoralle *Epistreptum*

typicum sowie aus weiterem Epi- und Endobenthos (im prozentualen Artverhältnis 35:65) zusammensetzt. Aufgrund des hohen Endobenthosanteils, einer Liegeformausbildung von *E. typicum* sowie des ausschließlichen Aufwachsens von Austern auf sekundären Hartgründen schloß der Autor wiederum auf sehr weiche, ungünstige Substratbeschaffenheit. *E. typicum* weist in der Tat den sehr hohen SAI-Wert 233 auf. Das Auftreten einer höherdiversen Korallenassoziation im Consolação Bereich deutet nach WERNER (1986) auf bessere Milieubedingungen hin. Die SAI-Werte beginnen in diesem Fall bereits bei 75 (*Actinastrea furcata*). Korallen finden sich daneben als Einzelelemente in bivalvendominierten Assoziationen. Die Bakevelliiden A Assoziation weist aufgrund gut erhaltener *Thalassinoides* Gänge auf stabile Substrate und damit auf geringe Sedimentationsraten hin (vgl. op.cit.). Tatsächlich erscheinen Korallen mit einem SAI-Wert von 75. Die Milieubedingungen für eine Bakevelliide A Assoziation wechselten wegen intermittierender Sedimentation (erkennbar an unterschiedlich hohen Matrixgehalten) zwischen stabil und labil (op. cit.). Dementsprechend finden sich überwiegend Korallen mit dem SAI-Wert 233 (*Axosmilia*, *Epistreptophyllum*). Die inkrustierende *Actinastrea furcata* (SAI 75) tritt nur sehr kleinwüchsig auf und war sicherlich an die kurzen Phasen stark verringerter Hintergrundsedimentation gebunden. Für die *Liostrea* Assoziation nimmt WERNER (1986) relativ geringe Sedimentationsraten an. Dem entspricht der SAI-Wert 75 einer auftretenden *Cyathophora*. Der von WERNER angenommene ständige terrigene Einfluß der *Pteroperna - Placophyllia* Assoziation spiegelt sich an den hohen SAI-Werten (166-233) der auftretenden Korallen wieder.

Generell sollten die gegebenen funktionsmorphologischen Kriterien den Anpassungsgrad sowohl an feine siliziklastische als auch karbonatische Hintergrundsedimentation widerspiegeln. Die Eichung erfolgte jedoch überwiegend an Korallenassoziationen mit terrigener Matrix. Dies hat den Vorteil, daß der Matrixanteil eindeutig allochthoner Herkunft ist und nicht etwa durch benthische Mikroorganismen, wie bei Karbonaten häufig, produziert wurde. Eine Zuordnung der Kriterien zu bestimmten Sedimentationsraten ist deshalb hier erleichtert. Dennoch sind die SAI-Werte nicht nur bezüglich Anpassungen an terrigene Sedimentation anwendbar, sondern eignen sich unter Berücksichtigung der weiter oben genannten Einschränkungen auch zur Abschätzung der Sedimentationsrate karbonatischer Milieus:

Die Korallen des 'Corálico' weisen ähnliche Zusammensetzung wie die der unterlagernden Abadia-Assoziationen auf. *Stylina* (SAI 83-166), *Cyatho-*

phora (SAI 50-100) und *Ovalastrea* (SAI 108) scheinen jedoch häufiger aufzutreten. Damit dürften im Ablagerungsbereich des 'Corálico' häufiger Bereiche mit nur mäßiger sedimentationsbedingter Streßbelastung vorhanden gewesen sein. Eine genauere taxonomische und populationsstatistisch-ökologische Analyse der Korallenfaunen des 'Corálico' sowie der höchsten Abadia Schichten ist demnächst verfügbar (NOSE in Vorb.).

Im Montejuntokalk werden die Korallen durch microsolenide und phaceloide Formen dominiert (i.allg. SAI 199-233), was u.U. auf erhöhte Sedimentationsraten schließen läßt. Ähnliche Assoziationen sind ebenfalls typisch für die Riffkalke des Castanheira-Fächers. Ihr Auftreten kann jedoch wie im Fall des Montejunto auch durch schlechte Durchlichtung bedingt sein (s. Kap. 3.2.7).

Die Korallen des Otakalks liegen mit ihren SAI-Werten zwischen 58 und 233. Bereiche mit Korallen niedriger oder mittlerer SAI-Werte sind jedoch häufig (*Pseudocoenia* 58-83 *Heliocoenia* 58, *Ovalastrea* 108, *Cyathophora* 75, *Convexastrea* 83) und stehen Assoziationen gegenüber, die durch phaceloide, thamnasteroide und microsolenide Korallen mit erhöhten bis sehr hohen SAI-Werten gekennzeichnet sind. Die generell sehr hohe Inkursionsrate weist zusammen mit der Häufigkeit der mittleren und niederen SAI-Werte auf herabgesetzte Sedimentationsraten hin.

6.3 Abschirmung terrigener Klastika: Beckenstrukturierung, Klima, Strömungen und Meeresspiegelschwankungen

Gute funktionelle Anpassungen von Rifforganismen an erhöhte terrigene Sedimentation sowie autozyklische bzw. selbstverstärkende Prozesse können die Genese koralligener Strukturen in Typ I und Typ-II Architekturen zum Teil erklären (Consolação und Sobral Rasen, Alrota Biostrome und Fleckenriffe, Castanheira und Monte Gordo Riff, Korallen- und Thrombolithlinsen innerhalb der Serra Isabel Einheit sowie lokale Korallenrasen der höchsten Abadia Schichten). Zusätzlich müssen allerdings Mechanismen vorhanden gewesen sein, welche die terrigene Fraktion bereits vor Erreichen der gemischten karbonatisch-siliziklastischen Areale soweit abgefiltert hatten, daß sich Gleichgewichtssysteme zwischen Karbonatproduktion und siliziklastischer Sedimentation einstellen konnten. Typ-III Architekturen (z.B. Ota-Plattform innerhalb des siliziklastischen Beckens) sind vollkommen von der hundertprozentigen Effizienz derartiger abschirmenden Mechanismen abhängig.

Neben den bereits oben erwähnten Oolithfiltern (im Falle der Amaral Formation) sind weitere Mechanismen für die teilweise bis vollkommene Abschirmung vor Siliziklastika verantwortlich. Diese Mechanismen erklären sich aus einer Kombination der Effekte der Intrabeckentektonik, der generellen Beckenkonfiguration sowie von Meeresspiegelanstiegen. Im nachfolgenden werden exemplarisch anhand der paläogeographischen Rahmenbedingungen die steuernden Faktoren für die gemischten, riffführenden Abfolgen insbesondere des Arruda Subbeckens behandelt.

6.3.1 Die Beckenstrukturierung des oberjurassischen Arruda-Subbeckens und ihre Bedeutung für gemischte Sedimentation

Generelle Konfiguration: Die Mächtigkeiten der oberjurassischen Abfolge des Lusitanischen Beckens schwellen in einigen Depozentren stark an und erlauben somit die Ausscheidung von strukturellen Subbecken (WILSON 1979; s. Kap. 1.3; Abb. 5). Die höchsten Mächtigkeiten weist das Arruda Subbecken im Ostteil des Lusitanischen Beckens auf. Allein die Füllung des Kimmeridgium beläuft sich lokal auf fast drei Kilometer, während sie beispielsweise in der Serra da Arrábida, im Südteil des Beckens, auf wenige hundert Meter zurückgeht (vgl. FELBER et al. 1982, LEINFELDER & WILSON 1989).

Abb. 169 zeigt die Grundkonfiguration des zentralen Lusitanischen Beckens sowie des Arruda Subbeckens für die Zeit des Kimmeridgium und Tithonium. Noch im obersten Oxfordium tauchten die randlichen Grundgebirgsblöcke wieder auf und führten zu siliziklastischen Schüttungen (s. Kap. 1.3). Die angegebene Position der Grundgebirgsblöcke ist teilweise spekulativ. Im Westen stellen die Inseln der Berlengas und Farilhões Relikte dieser Hochzone dar. Weiter südlich war kein kristalliner Aufbruch vorhanden, wie aus der karbonatischen Entwicklung des Oberjura westlich von Sintra abzulesen ist. Extreme Grobkörnigkeit, Erhaltung von Phyllitgeröllen und der frische Charakter großer detritischer Feldspäte in Verbindung mit der Ausbildung eines Fächerdeltas an der Ostseite des Lusitanischen Beckens (s.u.) bezeugen die Lage des östlichen Grundgebirgshochblocks direkt am Ostrand des Arruda Subbeckens. Ein in Satellitenbildern ersichtliches, gut ausgeprägtes Lineament könnte teilweise der ehemaligen Lage des randlichen Grundgebirgsabbruchs entsprechen. Südlich von Lissabon bildeten sich jedoch am Rand dieses Lineaments oberoxfordische 'buildups' (z.B. Barreiro 'buildup'). Auch das Kimmeridgium und Teile des Tithonium sind in diesem Bereich noch karbonatisch-mergelig ausgebildet, so daß der östliche Grundgebirgs

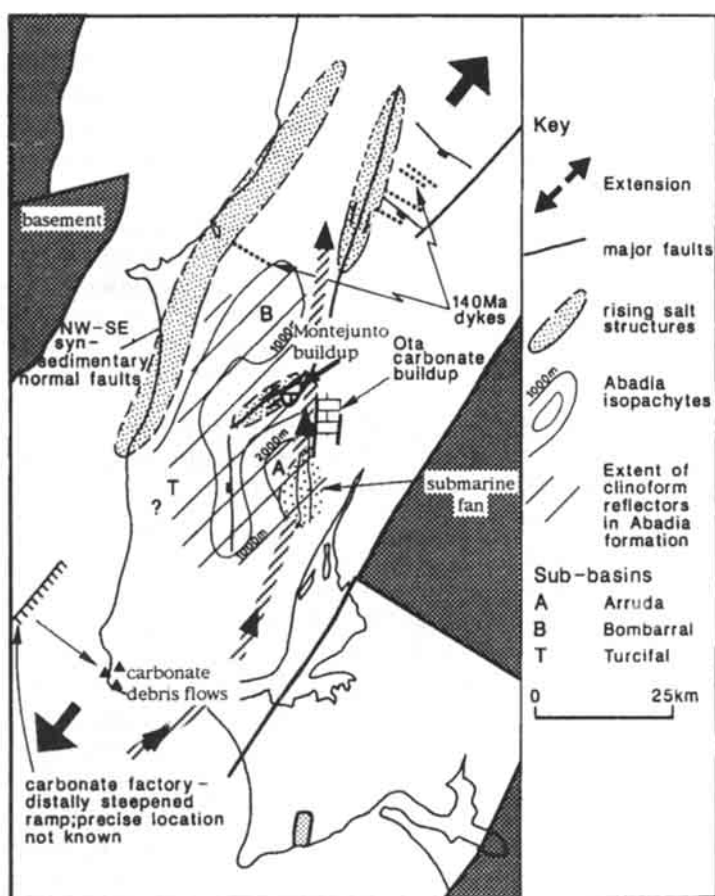


Abb. 169: Die generelle Grundkonfiguration des halbgrabenartigen Arruda 'pull apart' Subbeckens zur Zeit des Kimmeridgium und Tithonium (nach LEINFELDER & WILSON 1989, verändert) sowie die dadurch bedingten strukturellen und ozeanographischen kontrollierenden Bedingungen für die Ausbildung der verschiedenen gemischt karbonatisch-siliziklastischen Ablagerungssysteme. Schraffierter Pfeil: Angenommene küstenparallele Strömung während des Kimmeridgium. Im Gegensatz dazu war während des Tithonium ein irreguläres ästuarines Strömungssystem im Arruda Subbecken entwickelt.

Fig. 169: General configuration of the half-graben, pull-apart-type Arruda sub-basin during the Kimmeridgian and Tithonian (modified from LEINFELDER & WILSON 1989), and dominating factors controlling the various mixed carbonate-siliciclastic depositional systems discussed here. Cross-hatched arrow: supposed Kimmeridgian longshore current system, entering from Atlantic. During the Tithonian, the Arruda Subbasin was influenced by irregular estuarine currents.

aufbruch in diesem südlichen Gebiet weiter nach Osten zurückversetzt gewesen sein mußte.

Das Arruda Subbecken wird im wesentlichen von tektonischen Linien begrenzt. Die Grundstruktur kann als Halbgraben zwischen dem Runa-Matacães-Montejunto Lineament im Westen und Nordwesten und dem Vila Franca Störungssystem im Osten beschrieben werden (LEINFELDER & WILSON 1989; WILSON et al. 1989). Das Auftreten von Staffelbrüchen an der Vila Franca Störung mit dazwischenliegenden schmalen Hochzonen (diskontinuierliche Montalegre - Ota Grundgebirgshochzone, s. Abb. 119) sowie die enormen Mächtigkeiten in einer Spezialstruktur im Zentrum belegen die Genese des Arruda Subbeckens als durch trans-tensionale Bewegungen bedingtes, kontinentales 'pull apart' Becken (LEINFELDER & WILSON 1989). Weitere Hinweise auf die 'pull apart' Natur sind durch folgende Befunde gegeben:

* Die S-N streichenden Runa - Matacães Linie knickt nordwärts in die SW-NE streichende Matacães - Montejunto Störung. Im weiteren Verlauf der Linie nach Norden erfolgt das Zurückknicken in S-N Richtung. Ein derartiger Störungs-

verlauf ist charakteristisch für 'along-strike-stepover'-Störungen, die im Zusammenhang mit 'pull apart' Becken auftreten (AYDIN & NUR 1985).

* Das oberjurassische und spätere Aufdringen von Kissen und Diapiren obertriassischer bis unterliassischer Evaporite entlang der westlichen Subbeckenbegrenzung belegt den tiefreichenden Charakter der Störungen.

* Die Vila Franca Störung ist benachbart und parallel zu den Störungen des Tejotals, welche in die Region des heutigen Atlantiks weiterziehen. MAUFFRET et al. (1988) glauben, entlang dieser Störungen lokales oberjurassisches 'sea floor spreading' direkt vor der Tejomündung nachweisen zu können. Dies belegt den Transformcharakter des Störungssystems am Ostrand des Lusitanischen Beckens.

* Die Streichrichtungen weiterer Störungsrichtungen, für die oberjurassische Aktivität aus sedimentologischen und paläogeographischen Befunden nachweisbar ist, fügen sich gut in das Bild einer an transtensionale Bewegungen gebundenen generellen SW - NE Dehnung des gesamten Lusitanischen Beckens zur Zeit des Oberjura (WILSON et al. 1989).

Belege für die oberjurassische Aktivität der Ostrandstörung des Lusitanischen Beckens sind:

- (1) Ausbildung eines Fächersystems (Kap. 3.2);
- (2) Anlage von Grundgebirgshochzonen während des ?Kimmeridgium (Kap. 3.2; s.u.);
- (3) erhöhte Sandführung der Amaral Formation im NE-Teil des Arruda Subbeckens (Kap. 3.3.1);
- (4) teilweise Sandführung und stark schwankende Mächtigkeiten des Tithonium entlang der Vila Franca Störungszone (LEINFELDER 1986; weitere eigene Beobachtungen).

Die oberjurassische Aktivität der Runa-Matacães-Montejunto Linie, also der westlichen Subbeckenbegrenzung wird anhand folgender Beobachtungen deutlich:

(1) Die oberoxfordischen Flachwasserkarbonate gehen im Bereich dieser Linie in Tiefwasserfazies (Montejunto Schichten) über. Die Ausrichtung des Hangknicks entspricht jedoch nicht dem Verlauf der Störungslinie, so daß die randliche Störungszone hier ein kleine Spezialstruktur (kleine 'along strike stepover'-Struktur) zeigt (Kap. 3.1).

(2) Das oberste Kimmeridgium und Tithonium dünnen über der Linie sehr stark aus und verändern ihre Fazies enorm (LEINFELDER 1986, 1987a; s.u.). Im nordostwärts abgknickten Teil der Struktur, also im Teilbereich Matacães - Montejunto war auf der Montejunto Plattform durch subaerische Exposition die Sedimentation während des Kimmeridgium unterbunden (Kap. 3.3.1). Südlich davon scheint der progradierende Teil der Abadia Schichten nur geringfügig auszudünnen (R.C.L. WILSON, pers. Mitt.).

Beckenstrukturierung als steuernder Faktor:

Der ausschlaggebende Faktor zur Entstehung sowohl der Ota-Plattform als auch des Castanheira Fächers waren die strukturellen Voraussetzungen.

Die Ota-Plattform entstand auf einem in Verbindung mit den Staffelbrüchen am Ostrand des Beckens geschaffenen lokalen Grundgebirgshorst. Dies bedingte ein Sedimentationsniveau hoch über der Sedimentationsbasis des siliziklastischen Beckenbodens. Die grobe Fraktion terrigenen Materials konnte somit gravitativ in einer östlich vorgelagerten, grabenartigen Vertiefung abgefangen werden. Seltene Ausnahmen sind die in Kap. 2.2.5 geschilderten Eintragungen im Zusammenhang mit Stürmen und Treibholz. Trotz wahrscheinlich starker Zufuhr aus dem Hinterland war wohl ein derartiger Graben zwischen Otaregion und Hinterland vorhanden, der während der Existenz der Ota-Plattform nicht zugeschüttet wurde, da keine Klastika auf die Plattform übergreifen. Aufgrund der geringen Größe und des isolierten

Charakters der Horststruktur konnte dem Anschein nach die grobe Fraktion seitwärts an der Plattform vorbeigeleitet werden (seitliches 'by-passing'). Abfangen von Siliziklastika in strukturellen Gräben wird von PURSER et al. (1987) als wichtiger bedingender Faktor vieler quartärer Riffe des Roten Meers und des Golfs von Suez verantwortlich gemacht.

Die wegen der aggradativen Plattformstruktur und einer seismisch erkenntlichen Paläostörung anzunehmenden Steilheit des die Ota-Plattform westseitig begrenzenden tektonischen Escarpments (LEINFELDER & WILSON 1989) bedingte darüberhinaus ganz wesentlich den modernen Charakter des Otarriffs (LEINFELDER 1992; s.a. Kap. 2.2.6).

Im Unterschied zum Otahorst war der Castanheira Fächer an lokale Grabenbildung etwa senkrecht zum Beckenrand gebunden. Dieser Quergraben erlaubte die Kanalisierung des Fächermaterials zwischen den am Beckenrand gelegenen Hochzonen hindurch. Sofern sich die Entwicklung des Castanheira Fächers und des Otakalks zeitlich überlappen, was offensichtlich, jedoch nicht direkt durch Ammoniten belegbar ist, kann die Wassertiefe des ostwärtigen Grabens hinter der Ota-Plattform abgeschätzt werden. Aufgrund des Auftretens von kieselschwammführende Korallen-Mikrobenkrustenriffen kann die Wassertiefe in Nähe der Kante des schmalen Fächerschelfbereichs mit etwa 20 - 50 Metern angegeben werden (Kap. 3.2.7). Dies muß auch der minimalen Wassertiefe auf der landwärtigen Seite hinter der Ota-Plattform entsprochen haben. Das Vorhandensein einer schmalen Grundgebirgstreppe unterhalb des Castanheira Fächers führte zur Ausbildung des Hangtyp-Fächerdeltas.

Das Wachstum der Riffe innerhalb des Castanheira Fächers war an die Deaktivierung von Fächerbereichen gebunden. Das Auftreten autochthoner und allochthoner Riffrelikte insbesondere in zwei Lagen sowie die ebenfalls horizontgebundenen Verküstungen machen deutlich, daß dabei insbesondere allozyklische Deaktivierung von Wichtigkeit war. Daß es nicht zu weiter verbreiteter Karbonatproduktion auch während der beiden größeren allozyklischen Deaktivierungsphasen kam, lag vermutlich zum Teil an synsedimentärer Tektonik innerhalb des Fächers: Die vorhandenen transversalen ('strike slip') Bewegungen verursachten möglicherweise lokale Spannungen und damit eine Vielzahl lokaler, unterschiedlicher Hochstrukturen ('wrench-faulting', z.B. mit zopfartig angereihten 'in-line' Horst-und-Graben Schollen, Scherstaffelbrüchen, rotierten Schollen etc.; vgl. HARDING et al.1985). Daneben dürfte innerhalb der allozyklischen Deaktivierungsphase auch autozyklische

Verlagerung von Fächerloben eine weitere Reduktion in der siliziklastischen Schüttung bewirkt haben.

Von gewisser Bedeutung für die Ausbildung der Amaral Formation ist die südsüdostwärtige Progradation der höheren Abadia Schichten, die anhand der seismischen clinoförmigen Reflektoren erkannt werden kann (Kap. 3.3.5). Dies impliziert die Zufuhr siliziklastischen Materials aus nordwestlicher Richtung, also vom Grundgebirgsaufbruch am Westrand des Lusitanischen Beckens. Abb. 169 zeigt die aus der Seismik bekannte Verbreitung der clinoförmigen Reflektoren sowie die bedeutend kleinere Verbreitung der Hangkappenkarbonate der Amaral Formation.

Das siliziklastische Material mußte vor Erreichen des Arruda Subbeckens zwei tektonisch und halokinetisch synsedimentär mehr oder wenig aktive Zonen überschreiten. Die nordwestliche, das Vimeiro-Caldas-Hoch war zu dieser Zeit besonders aktiv (s. Kap. 4.1.2) und führte zum Abfiltern eines großen Teils des siliziklastischen Materials. Das zweite zu überschreitende tektonische Element wird durch die Runa-Matacães-Montejunto Linie repräsentiert. Die Mächtigkeit des progradierenden Intervalls der Abadia Schichten ändert sich dabei im Bereich Matacães-Runa jedoch kaum (R.C.L. WILSON, pers. Mitt.). Die Überwindung dieser Zone dürfte demnach nur zu einem geringen weiteren Verlust von siliziklastischem Material durch die sich westlich der Hochzone bildenden flachen Küstenebenen geführt haben.

Auch ohne die Überschreitung von Schwellen ergibt sich in einfach progradierenden siliziklastischen Hangsystemen eine Abnahme der Sedimentationsrate im Verlauf des Vorrückens: Je weiter sich ein Hangsystem von seiner Quelle entfernt, desto weniger Material erreicht bei konstantem Meeresspiegel wegen der zunehmenden Verbreiterung der Küstenebenen den Hangknick. Dadurch verlangsamt das Hangsystem seine Progradation. Dieser systemeigene Effekt könnte zusammen mit der Überschreitung der tektonischen Schwellenregionen gegen Ende der Abadia Entwicklung zur annähernden Einstellung von Gleichgewichtsbedingungen zwischen siliziklastischem Eintrag einerseits und karbonatischer Sedimentation andererseits im Arruda Subbeckens geführt haben. Das teilweise diskontinuierliche Einsetzen karbonatischer Fleckenriffe in 'Coralico'-Fazies am Top der Abadia Schichten im Raum Arruda, sowie der erhöhte Anteil von detritischem Quarz im 'Oólito' insbesondere des Raums Montejunto - Torres Vedras lassen einen derartigen Schluß zu. Durch Oolithfilterwirkung (s.o.) wurde z.T. zusätzlich Quarz aus dem System genommen. Die verbleibenden Siliziklastika wurden dabei über-

wiegend in Rinnen- und kleinen Canyonsystemen durch die karbonatischen Bereiche geleitet (transversales 'by passing'). In der Wassersäule flottierendes terrigenes Material konnte von den Organismen toleriert werden und führte zum leicht tonigen Charakter der 'Corálico' Einheit (s. Kap. 3.3.3). Allerdings zog sich die Entwicklung des progradierenden Teils der Abadia Schichten über wenigstens zwei Meeresspiegelphasen hin, was das Bild kompliziert. Die Einstellung der erwähnten Gleichgewichte wurde dabei durch Meeresspiegelanstieg unterstützt (LEINFELDER 1993b, s.u.).

Obgleich die Alrota Organismen überwiegend gut an siliziklastische Einflüsse angepaßt waren (s.o.), hingen die vorhandenen Gleichgewichte zwischen siliziklastischer Sedimentation und organogener Karbonatproduktion besonders von der Effizienz weiterer abschirmender Faktoren ab. Westlich und nördlich des Arruda Subbeckens kamen zur Zeit der Genese der Alrota Fleckenriffe und Biostrome ausschließlich randmarine und terrestrische Siliziklastika zur Ablagerung (LEINFELDER 1986, 1987a). Für die überwiegend sehr gute Abschirmung vor westlichen Einflüssen ist wiederum die Runa-Matacães-Montejuntoschwelle verantwortlich. Da zur Wachstumszeit der Alrota-Riffe östlich der Schwelle im wesentlichen terrestrische Siliziklastika zum Absatz kamen, dürfte die Schwelle zu dieser Zeit überwiegend subaerisch exponiert gewesen sein (s. Abb. 151). Siliziklastische Einflüsse in Sandfraktion treten jedoch direkt östlich der Schwelle innerhalb des Niveaus der Alrota Biostrome immer wieder auf. Sie können durch sturmbedingten Transport ins Becken erklärt werden.

Auch vom östlichen Hinterland dürften beckenwärtige Schüttungen von Siliziklastika erfolgt sein. Lokal sind auch im östlichen Bereich des Alrota Golfes quarzsandführende Biostromkalke vorhanden. Der detritische terrigene Einfluß ist dort jedoch äußerst gering, so daß an das Vorhandensein von Hochzonen bzw. Quarzsandfallen, bedingt durch lokale Grabenbildung, gedacht werden muß. Dieser Bereich ist heute nicht mehr erhalten (LEINFELDER 1987a). ELLIS (1983) beschrieb Inkrustationen unterkretazischer Rudisten direkt auf allochthonen Kimmeridgiumkalken des Monte Gordo Riffs. Dieses Vorkommen fiel zwischenzeitlich Bautätigkeiten zum Opfer (P. ELLIS persönl. Mitt. fide R.C.L. WILSON). Möglicherweise war der Bereich entlang der Vila Franca Störung seit dem Tithonium trockengefallen. Darauf deutet auch die Paläokarstentwicklung der Ota-Plattform (s. Kap. 2.3.3).

Von Norden hatten Siliziklastika jedoch Zutritt zum Arruda Subbecken. Dennoch kam nur Tontrübe im Alrota Bereich an. Wie die Mächtigkeit zeitgleicher Siliziklastika der Lourinhã Formation

zeigt, bedingte dem Anschein nach verstärkte Subsidenz im Norden die Ausbildung breiter Küsten- und Flußebenen. Der daraus resultierende Gefälleverlust führte zur Sedimentation des gröberkörnigen Materials in diesen Gebieten. Entsprechende Fazies ist im Norden weit verbreitet. Für die lokal höhere Subsidenz kann Salzmigration in das nahe Montejunto Salzkissen verantwortlich gewesen sein.

Außerhalb des Arruda Subbeckens ist insbesondere die Entwicklung der Caldas-Bolhos Karbonateinheit innerhalb siliziklastischer Beckenareale durch die Beckenstrukturierung bedingt. Sie entwickelte sich an der Flanke eines strukturellen/halokinetischen Hochs, welches offensichtlich zeitweise subaerische Exposition direkt westlich des karbonatischen 'buildups' bedingte. Dadurch wurden die aus dieser Richtung geschützten Siliziklastika wirkungsvoll abgeschirmt (s. Kap. 4.1.2). Auch die Entwicklung des Barreiro 'buildups' aus einer kalkig-tonigen Abfolge heraus ist offensichtlich durch strukturelle Hochlage bedingt (s. Kap. 3.4).

6.3.2 Klima und lokale Meeresströmungen als Abschirmungsmechanismen

Ota-Plattform und Castanheira-Monte Gordo Riffe: Während die Abschirmung der Ota-Plattform vor terrigenem Silt- und Sandeinfluß durch die Existenz eines zwischen Hochzone und Hinterland gelegenen tektonischen Grabens erklärbar ist, müssen zur Abschirmung vor tonigem Material weitere Mechanismen angenommen werden. Auch die rein karbonatischen Riffe des Castanheira-Fächers müssen zusätzlich vor terrigener Tontrübe abgeschirmt gewesen sein. Der starke Anfall von siliziklastischem Material im Küstenbereich des Fächers führte möglicherweise zur Generierung von Trübeströmen, durch welche auch ein Teil des feinen Materials bodenbezogen in tiefere Beckenbereiche transportiert wurde (vgl. Kap. 3.2.7). Trübestrome können möglicherweise auch einiges des im Rückland der Ota-Plattform anfallenden Tonmaterials bodenwärts am Plattformbereich vorbeigeführt haben. Zwischen den einzelnen Trübestromereignissen hätte jedoch in den oberen Wasserschichten suspendierter terrigener Ton ungehindert die Ota-Plattform sowie die Castanheira Riffe erreichen können.

Aride Klimaverhältnisse bedingen nur eine seltene, episodische Zufuhr von terrigenem Material und können damit maßgeblich für schnelle laterale Faziesübergänge verantwortlich sein (z.B. PURSER et al. 1987, ROBERTS 1987). Dennoch treten durch die sporadischen Ausbreitungen trüben

Wassers auch im ariden Bereich häufige siliziklastische Lagen innerhalb der Riffstrukturen auf, was für die hier geschilderten Fallbeispiele nicht zutrifft. Zwar wird das oberjurassische Klima in Südwesteuropa im allgemeinen als arid angesehen (zuletzt HALLAM 1993), dies beruht jedoch auf der selektiven Berücksichtigung arider Anzeiger, wie Evaporiten oder Bodenbildungen. Berücksichtigt man die Kombination diagnostischer Bildungen, so gibt es aus dem Oberjura von Portugal genügend Anzeichen für ein feuchthumides bis semiarides Klima und damit für zumindest saisonal und nicht nur episodisch starke Niederschläge (lignit- und charophytenreiche Süßwassermergel, häufige Pflanzenhäcksel und Aussüßungserscheinungen in randmarinen Ablagerungen, Fehlen frühdiagenetischer tidaler Dolomite, Baumstämme mit undeutlichen Jahresringen, vom Auftreten florenstabilisierter Bereiche abhängige mäandrierende Flußsysteme etc.; vgl. z.B. FELBER et al. 1982, LEINFELDER 1986, 1987a, WERNER 1986, HILL 1989). Caliche und andere Bodenbildungen benötigen ebenfalls zumindest episodische meteorische Niederschläge zu ihrer Bildung. Das seltene Vorkommen von Gipspseudomorphosen (LEINFELDER 1983) sowie die häufigen Anhydritabscheidungen zur Zeit der mitteloxfordischen Cabaços Schichten (s. Kap. 1.3) belegen allerdings lokale Bereiche bzw. Phasen erhöhter Aridität.

Das vollständige Fehlen einer terrigenen Tonfraktion sowie der grundsätzlich vollmarine Charakter der Riffstrukturen weisen im Fall der Ota-Plattform und der Castanheira Riffe jedoch auf die Wichtigkeit weiterer, aklimatischer Abschirmungsmechanismen hin. Die vollständige generelle Unterbrechung auch des suspendierten Anteils terrigenen Materials im Zuge von Meeresspiegelanstiegen (s.u.) ist ebenfalls nicht anzunehmen. Zum einen lag das Hinterland sehr nahe und muß mit steiler Morphologie aufgeragt haben, wie an der Grobkörnigkeit des Materials des Castanheira Fächers zu erkennen ist. Ein Meeresspiegelanstieg führt dabei nur zu einer relativ geringen Rückverlagerung der Küste, was zumindest den Eintrag feinkörnigen Materials nicht unterbunden hätte. Zum anderen entwickelte sich die Ota-Plattform während mehrerer Meeresspiegelzyklen (s.u.), wobei auch in späten Hochstands- oder Tiefstandsphasen kein terrigener Ton sedimentiert wurde.

Küstenparallele Strömungen können schnelle und scharfe laterale Übergänge zwischen einem siliziklastischen Küstenstreifen und davorliegenden Flachwasserkarbonaten bewirken. Trotz extrem hoher, durch die tropischen Regenfälle bedingter Zufuhr von terrigenem Material wird auf der karibischen Seite vor Nicaragua die terrigene Zone

durch küstenparallele, barokline Strömungen auf einen nur fünf bis acht Kilometer breiten Streifen begrenzt. Anschließend können sich, völlig unbehelligt von siliziklastischen und Süßwasser-einflüssen bereits Riffe bilden (ROBERTS & MURRAY 1983, ROBERTS 1987, MURRAY et al. 1987). Kleine Riffe und Plattformen des Golfs von Suez, sowie der Java See liegen, wie im Fall der Ota-Plattform, vollständig innerhalb siliziklastischer Beckenareale. Auch hier wird die Abschirmung vor siliziklastischen Einflüssen teilweise (Suez) oder überwiegend (Java) durch starke Oberflächenströmungen bewirkt (FRIEDMAN 1987, ROBERTS 1987).

Für das Auftreten küstenparalleler Strömungen im Ostteil des Lusitanischen Beckens während des Kimmeridgium sind gute Indizien vorhanden:

(1) Das Lusitanische Becken hatte während des Kimmeridgium im Bereich von Sintra (westlich Lissabon) eine weite Verbindung mit dem jungen Atlantik. Dies ist insbesondere am vollkommenen Fehlen gröberer, aus Westen geschütteter Siliziklastika im Raum Sintra bis östliche Serra da Arrábida erkennbar. Vom westlichen Beckenrand zu beziehende Sandschüttungen treten weiter nördlich extrem gehäuft auf (s.o.). Aus faziellen und faunistischen Gründen nimmt ELLIS (1984) in der Sintra Region während des Kimmeridgium Wassertiefen bis zu einhundert Metern an (s. Kap. 4.3). Auch während des Tithonium und der unteren Kreide stellt diese Region den tiefsten Beckenbereich dar (cf. RIBEIRO et al. 1979; WILSON et al. 1989).

(2) Wie am schuttreichen Charakter der auftretenden Boundstones sowie am Vorhandensein eines brandungsrinnenähnlichen Systems erkennbar ist, war die Wasserenergie im Südwesten des Otariffs sehr hoch (s. Kap. 2.2.1). Mit Ausnahme von Stürmen scheint eine vergleichbar hohe Wasserenergie an keiner anderen Stelle im Becken aufgetreten zu sein. Dieser Ausnahmecharakter ist sehr gut mit der Annahme einer starken Wasserströmung am Ostrand des Lusitanischen Beckens erklärbar. Zur selben Zeit existierte auf der westlichen Beckenseite die Sintra-Karbonatrampe. Die heute nicht mehr erhaltenen Kimmeridgium-Flachwasserareale dieser Rampe hatten einen sehr niederenergetischen Charakter, wie an der mikritischen Fazies der beckenwärts verfrachteten Flachwasserkomponenten ablesbar ist (s. Kap. 4.3).

(3) JANSÁ (1986) nimmt für die Zeit des Oberjura bereits die Existenz eines Paläogolfstroms an. JANSÁ stützt sich u.a. auf folgende Beobachtungen:

* Karbonatproduktion war (- trotz starker siliziklastischer Einflüsse; Anm.d.Verf.-) in Süd-

westeuropa weit verbreitet, wohingegen es auf den paläonördlich gelegenen Grand Banks sowie in Nordeuropa und im Nordseebecken zu überwiegend siliziklastischen Ablagerungen kam. Dies deutet auf einen stark ausgeprägten klimatischen Unterschied in beiden Regionen.

* Tethydische Elemente, wie die Calpionelliden treten im Algarve Becken, aber auch vor Nordportugal und in den Grand Banks auf. Dies deutet auf nordwärtige Umleitung des aus östlicher Richtung durch die Rif-Straße ankommenden Tethysstroms am Südwestende der Iberischen Platte.

* Subboreale Fauneneinflüsse lassen sich andererseits auf der Westseite des oberjurassischen Atlantiks weit nach Paläosüd verfolgen.

PARRISH & CURTIS (1982) nehmen in ihrem insbesondere anhand der Plattenkonstellation erarbeiteten paläometeorologischen Modell für den Oberjurasommer der nördlichen Hemisphäre Hochdruckgebiete vor Kalifornien und im Nahen Osten, sowie ein Tiefdruckgebiet über dem zentralen Nordamerika an. Dies würde im zentralen Atlantik zu Nordostwinden, in den nördlicheren Teilen jedoch zu starken Südwestwinden führen, was die Annahme eines Paläogolfstrommodells unterstützt. OSCHMANN (1985, 1988b, 1990) erarbeitete anhand der Verteilung anoxischer Sedimente im Kimmeridgium sowie aufgrund paläometeorologischer Überlegungen ein Wasserzirkulationsmodell für den Nordatlantik und postulierte ebenfalls nordwärts gerichtete Wasserströmung.

Demnach scheint die Annahme eines oberjurassischen Vorläufers des Golfstroms berechtigt. Mit der zunehmenden Verbindung des westlichsten Tethysbereichs (= Vorläufer des Zentralatlantiks) mit dem Pazifik dürfte während der Kreide dieses Paläogolfstromsystem jedoch wieder zusammengebrochen sein. Ein Ast dieses oberjurassischen Wasserstroms fand über den Sintra-Bereich Zugang ins Lusitanische Becken. Abb. 2a zeigt die Paläokonfiguration des oberjurassischen Atlantiks und die Position des Lusitanischen Beckens. Bedingt durch die Einlaßrichtung sowie durch die Coriolis-Kraft traf die Strömung etwa nördlich von Lissabon auf die Ostseite des Lusitanischen Beckens und führte dort zu einem starken küstenparallelen Strom, der den hochenergetischen Charakter des flachen Otariffs mit bedingte (Abb. 169). Der Küstenstrom erlaubte darüberhinaus die vollständige Abschirmung der Riffareale in Ota-Plattform und Castanheira Fächer vor feinem siliziklastischen Einfluß. Das Becken war zur Zeit des Kimmeridgium (mit Ausnahme des höchsten Kimmeridgium) höchstwahrscheinlich noch nach Norden offen (LEINFELDER 1987a: Abb. 6), so daß der durch Reibungsverlust stark abgeschwächte

Küstenstrom wieder aus dem Becken in den Atlantik zurückfließen konnte.

Alrota Riffe: Zur Zeit des Tithonium war die Verbindung zum Atlantik nach wie vor über die Sintra Region gewährleistet. Die lagunäre, purbeckartige Fazies dieses Bereichs (RAMALHO 1971, ELLIS 1984) zeigt jedoch an, daß sich der verbindende Meeresarm im Vergleich zum Kimmeridgium stark verflachte und möglicherweise schmaler geworden war. Zudem war das Becken nach Norden nicht mehr offen (s. Abb. 151). Die durch die flache Sintrastraße kommenden schwachen Strömungen verliefen sich im Becken und führten durch Überlagerungen mit wind- und gezeiteninduzierten Strömungen zu einem sehr inkonstanten, wechselnden Strömungsverlauf. Diese irregulären Strömungen waren für die stark wechselnde, nicht über weitere Entfernung korrelierbare Verteilung von Ton- und Kalkschlammmaterial verantwortlich und unterstützten die autozyklischen Entstehung sowie das rasche Verschwinden der einzelnen Alrota Fleckenriffe (s. Kap. 6.3.2). Die weite Verbreitung von tonigem Material im marinen Bereich, sowie von fluvialen (Lourinhã) und charophyten-führenden lakustrischen Ablagerungen (innerhalb des Freixial) zeigt, daß entgegen einer weitverbreiteten Annahme (z.B. HALLAM 1993), während des späten Oberjuras keine zusätzliche Aridisierung, zumindest im zentralportugiesischen Bereich eintrat.

6.3.3 Der Einfluß von Meeresspiegelschwankungen auf die Ausbildung der gemischten Systeme

Wie aufgezeigt, war die paläogeographische Entwicklung des Lusitanischen Beckens insbesondere im Oberjura stark von der Beckentektonik abhängig, wodurch mögliche Effekte von eustatischen Meeresspiegelschwankungen teilweise verschleiert werden. Regionale, beckenweite oder beckenübergreifende tektonische Phasen schlugen sich in relativen Meeresspiegelschwankungen nieder und erlauben die sequenzielle Großgliederung der mesozoischen Beckenfüllung (Kap. 1.3). Die gemischten Abfolgen des Kimmeridgium und Tithonium sind dabei der zweiten marinen Rift- und Postriftphase des Beckens zuzuordnen. Die Hauptablagerungssysteme des Kimmeridgium (Fächer, progradierendes Hangsystem, Karbonatplattformen) werden ganz eindeutig durch die Beckenstrukturierung bestimmt. Bei alleiniger Berücksichtigung dieser Hauptablagerungssysteme ergäbe sich etwa für das Kimmeridgium und Tithonium nur eine depositionelle Sequenz im sequenzstratigraphischen Sinne: Der Castanheira Fächer würde einem Tiefstandfächer entsprechen; das Abadia Hangsystem kann als

progradierender Schelfrandkeil aufgefaßt werden, die Amaral Formation entspräche einem transgressiven Systemzug und die darauffolgende, überwiegend terrestrische Lorinhã Formation einem progradierenden Hochstandsystemzug mit starkem 'coastal onlap'. Gerade der Castanheira Fächer und das Abadia Hangsystem entwickelten sich jedoch zum Teil zeitgleich und wurden aus verschiedenen Richtungen in das Becken hinein vorgebaut. Dies zeigt deutlich, wie dominant die Großablagerungssysteme des Arruda Subbeckens von der Konfiguration und tektonischen Aktivität des Beckens bestimmt werden (tektonisch bedingte Sequenz zweiter Ordnung, vgl. LEINFELDER & WILSON, in Vorb.). Auch lokale Einschaltungen wie der Otaschelf haben überwiegend tektonische Ursachen.

Relative Meeresspiegelschwankungen dritter Ordnung modifizierten jedoch die Ausbildung dieser Hauptssysteme. Da einige der im Arruda-Subbecken erkennbaren Sequenzgrenzen mit tektonischen Verstellungen bzw. tektonischen Kollapsstrukturen zusammenfallen, ist zu vermuten, daß Meeresspiegelschwankungen mit der tektonischen Entwicklung gekoppelt sind. Andererseits ist eine Korrelation von depositionellen Sequenzen dritter Ordnung nicht nur innerhalb des Arruda-Subbeckens, sondern auch mit weiteren Gebieten in Europa möglich. Dies deutet auf die - wenn nicht globale, so zumindest doch regionale (europaweite) - Bedeutung derartiger Fluktuationen hin (LEINFELDER 1993a).

LEINFELDER (1993b) und LEINFELDER & WILSON (in Vorb.) stellten für verschiedene Bereiche des Arruda Subbeckens lokale Sequenzen dritter Ordnung auf. Die Korrelation dieser lokalen Sequenzen erlaubte die Erstellung einer sequenzstratigraphischen Beckengliederung mit insgesamt 11 Sequenzen für den Zeitraum Oberoxfordium bis Tithonium, was die Differenzierung der Effekte regionaler oder globaler Meeresspiegelschwankungen und autozyklischer bzw. lokaltektonische Prozesse erleichtert. Die Gesamtinterpretation ist aus Abb. 170 ersichtlich.

Im Bereich Arruda sind die Riffrazen und thrombolithischen Stotzen der Serra Isabel Einheit und des Übergangsbereichs von Abadia Schichten zu Amaral Formation, aber auch der Hauptteil der Amaral Formation an Meeresspiegelanstiege gebunden. Diese führten zum starken Rückgang des terrigenen Eintrags, welcher auf den nördlich anschließenden ästuarinen und terrestrischen Tieflandbereichen abgefangen wurde. Im Arruda Tal sind die Abadia Schichten unterhalb der Serra Isabel Einheit als progradierender Tiefstandkeil anzusprechen. Die Serra Isabel Einheit ist durch lateral weit verbreitete Sedimentationsmangelphänomene gekennzeichnet (s. Kap. 3.3.5) und damit deutlich transgressiv. Der darüber folgende Teil

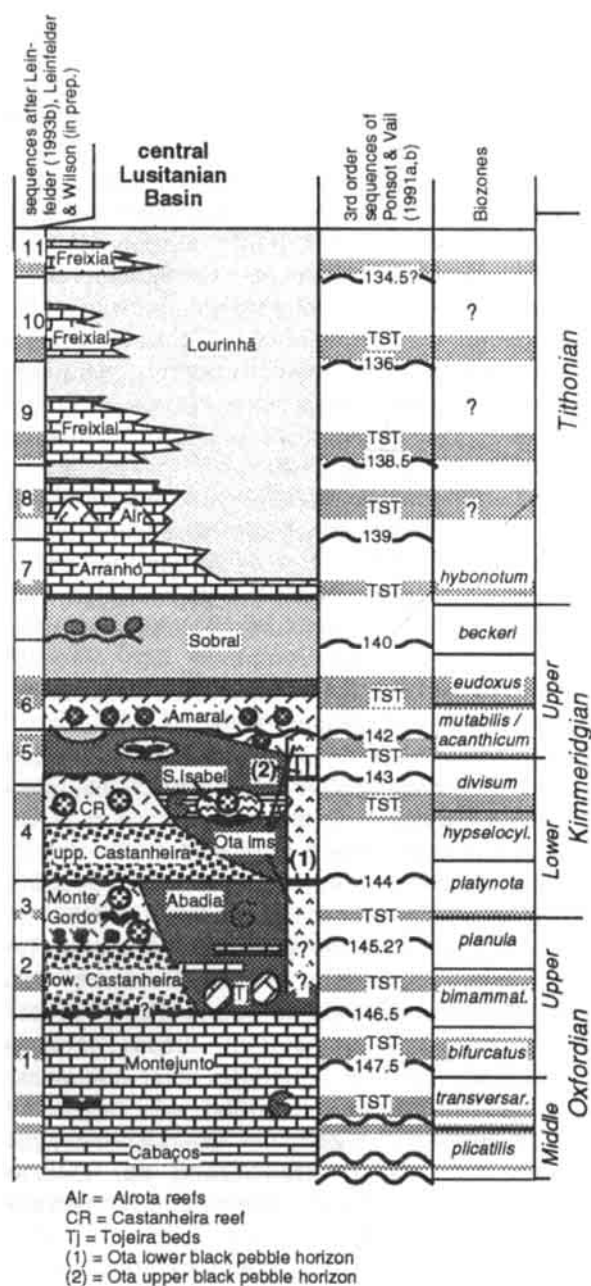


Abb. 170: Sequenzstratigraphische Interpretation der Abfolge vom Oberen Oxfordium bis Tithonium im Arruda Subbecken (verändert nach LEINFELDER 1993b). Die Entwicklung der Riffe im Castanheira-Fächer, der karbonatischen Einschaltungen im höheren Teil der Abadia Schichten, der Amaral Formation sowie der karbonatdominierten Intervalle in den Arranhó und Freixial Schichten lassen sich gut mit transgressiven Phasen korrelieren. Das Wachstum der Ota-Plattform wurde hingegen nicht durch tiefstandbedingte Siliziklastika unterbrochen. Korrelation mit den depositionellen Sequenzen dritter Ordnung von PONSOT & VAIL (1991a,b) ist oberhalb des Oxfordium möglich.

Fig. 170: Sequence stratigraphic interpretation of the Upper Oxfordian to Tithonian succession of the Arruda Subbasin (modified from LEINFELDER 1993b). The development of reefs in the Castanheira fan, calcareous intercalations in the upper Abadia beds, the Amaral formation, and the limestone dominated intercalations in the Arranhó and Freixial beds is correlatable with transgressive intervals. Growth of the Ota-Platform was, however, not interrupted by lowstand siliciclastics. Above the Oxfordian, correlation with depositional third-order sequences of PONSOT & VAIL (1991a,b) is possible.

der höheren Abadia Schichten ist entweder als Hochstandsbildung (LEINFELDER 1993b) bzw. wegen fazieller Ähnlichkeiten zu den tieferen Abadia Schichten als weiterer Tiefstandkeil (LEINFELDER & WILSON, in Vorb.) anzusprechen. Die diskontinuierlich einsetzenden recifalen Bildungen des Übergangsbereichs Abadia - Amaral Schichten sind der nächsten Flutungsphase zuzuordnen. Eine undeutliche Verkarstungsphase innerhalb des tieferen 'Corálico' läßt lokal eine Zweiteilung der tieferen Amaral Formation zu (CREVELLO & HARRIS 1984, NOSE in Vorb.) und kann als Sequenzgrenze interpretiert

werden. Die Hauptbildung des Amaral ('Corálico' und 'Oólitó') fällt damit in die nachfolgende transgressive Phase. Die gesamte Amaral Formation sowie der höhere Teil der Abadia Schichten zeichnet sich jedoch durch weitere auto- bzw. allozyklische Sequenzen bzw. Parasequenzen höherer Ordnung aus (NOSE in Vorb.). Der Übergang von Amaral Formation ('Oólitó') zu den basalen Prodelta-Mergeln des Sobral erfolgt zwar rasch, jedoch graduell. Damit scheint die Karbonatfabrik während bzw. kurz nach der maximalen Überflutung wegen der vorrückenden terrigenen Tone und Silte

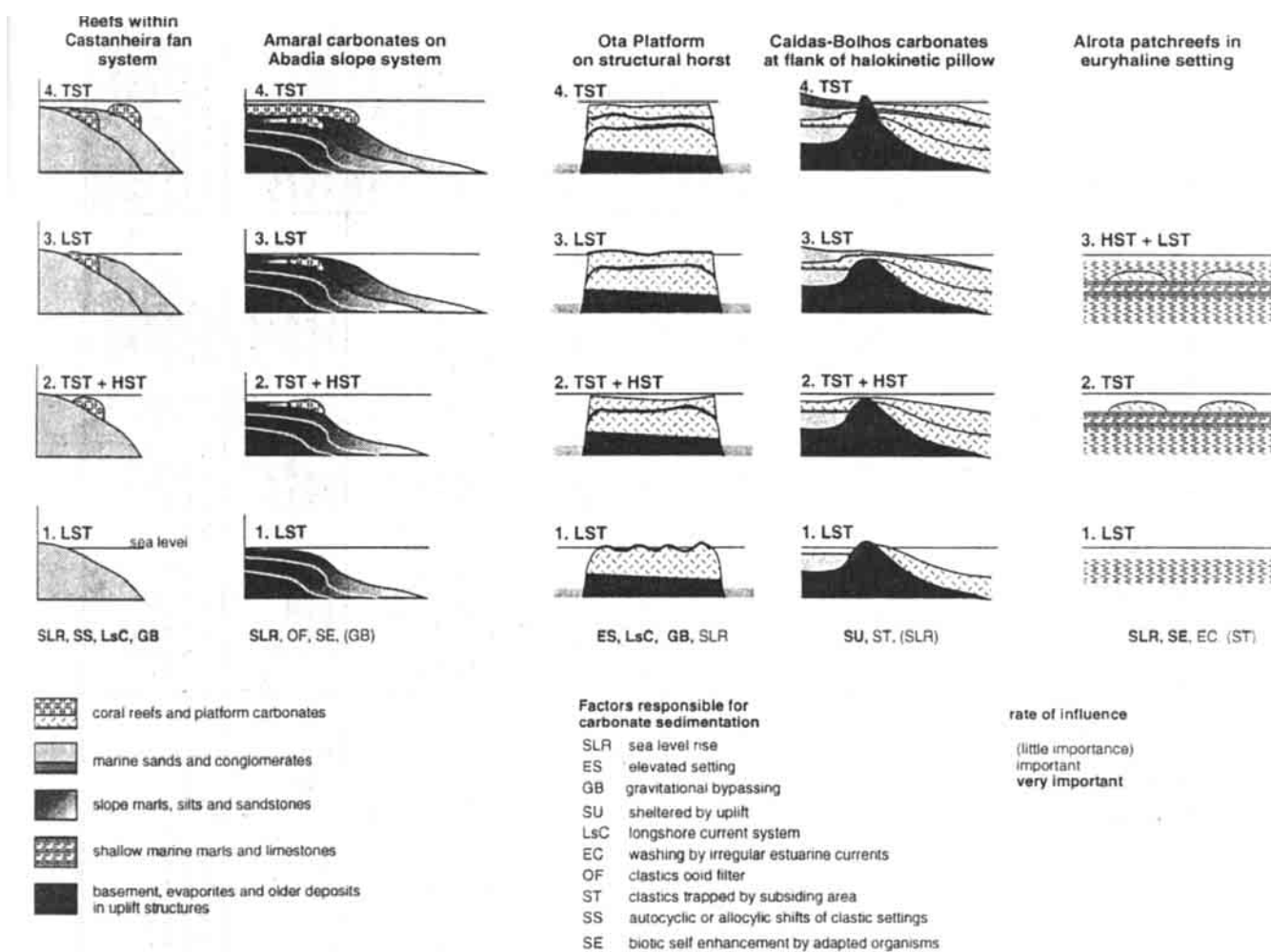


Abb. 171: Abschätzung des Einflusses von Meeresspiegelschwankungen im Vergleich zu anderen Faktoren bei der Ausbildung gemischt karbonatisch-siliziklastischer Ablagerungssysteme, basierend auf den hier vorgestellten Fallstudien. Näheres siehe Text.

Fig. 171: Evaluation of the influence of sea level change in comparison with other factors controlling the development of mixed carbonate-siliciclastic depositional systems (based on the case studies presented here). Sea level rise is the major prerequisite for many, though not all, systems discussed here, but has to be accompanied by other control mechanisms to result in carbonate deposition within a siliciclastically dominated basin. Structural uplift is another powerful mechanism to support carbonate development within siliciclastic basins, but also does not work without other accompanying factors. An 'aridity' factor can be ruled out due to the widespread sediment types indicating vast freshwater areas and semiarid to semihumid climate.

zusammengebrochen zu sein. Die darauffolgenden Sedimente des ästuarinen Sobraldeltas weisen im allgemeinen einen Verflachungstrend auf und können als Hochstandsablagerungen interpretiert werden, wobei die nur mäßige Zufuhr von Siliziklasika keinen sedimentdominierten Deltatyp zuließ.

Im Bereich des Castanheira Fächers stützt sich die Ausscheidung lokaler Sequenzen im wesentlichen auf die Einschaltung rezifaler Karbonate, wobei erkenntlich wird, daß sich das generelle Ablagerungssystem des Fächers über mehrere Zyklen dritter Ordnung nicht änderte. Diese rela-

tive Unabhängigkeit der Ausbildung des Fächers von Meeresspiegelschwankungen liegt in der extrem hohen Zufuhr siliziklastischen Materials zusammen mit der starken Absenkung in diesem Bereich begründet. Der 'deepening'-'shallowing'-Trend der Monte Gordo und Castanheira Riffrelikte, die Verkarstung am Top der Strukturen sowie die relative laterale Persistenz der Riffwachstum jeweils einer transgressiven und einer nachfolgenden Hochstandsphase zuzuordnen. Ein Unterschied ergibt sich beim Einsetzen des Wachstums der beiden Riffe. Die Fundierung des Monte Gordo

Name	Age	dimension of buildup	buildup type	buildup architecture	coral reef structure	diversity of coral community	buildup or reef initiation	buildup or reef termination	siliciclastic - carbonate mixing type and depositional system	dominant controls
Ota	late Early to Late Kimmeridgian	min 8x2 km, min 160 m thick	mud dominated reef-rimmed shelf, high carbonate content type B (tectonic control)	lateral facies zonation, aggradational, step by-pass margin	high energy coral-microbial-debris type	high diversity	base not known, probably due to uplift	repetitive subaerial exposure	type III, structural buildup within siliciclastic basin (Abadia beds)	basement uplift, longshore current
Montejunto	Late Oxfordian (to earliest Kimmeridgian?)	ca. 400 m thick	mud dominated ramp to shoal rimmed shelf, high carbonate content type B (tectonic control)	lateral facies zonation, aggradational, depositional, sigmoidal margin	low-energy coral microbial type of moderately deep water + back shoal patch reefs	medium to low diversity	on fold tip over fault zone	subaerial exposure	(structural buildup within carbonate dominated basin; Montejunto ammonitic frns)	basement uplift
Caldas-Bolhos - Vimieiro buildup	late Early to early Late Kimmeridgian	max. 300 m at surface	grain-dominated buildup type A (halokinetic control)	facies mosaic, within indistinct lateral facies zonation, slightly prograding	low-energy coral bioherms, high-energy debris pile patch reefs	low diversity	represents relic of large Oxfordian Ramalhal buildup; partly above intercalation of mixed sediments	overlain by shallow-water siliciclastics	type III, ramp buildup adjacent to shallow marine siliciclastics	halokinetic/structural uplift; also resulting in screening of siliciclastics by an island chain
Sintra buildup	Kimmeridgian to Tithonian	unknown, distal slope facies 800 m	mud-dominated buildup type B (tectonic control)	homoclinal ramp, indistinct facies zonation, prograding	low-energy coral-coraline sponge reefs, partly with siliceous sponges, partly crust-rich	low to medium diversity	unknown, possibly slight uplift of western basin margin	unknown, possibly shallowing	(probably structural buildup within carbonate-dominated setting; carbonate debris transported into adjacent fine siliciclastic basin)	probably slight basement uplift, overall low energy character due to leeward position of dominating wind
Monte Gordo reef	terminal Oxfordian? to Early Kimmeridgian	min. 60 m thick, original extension unknown	mud dominated reefal buildup type C (transgressive buildup)	vertical zonation: pronounced deepening-shallowing trend	low-energy coral reefs and coral-siliceous sponge reefs, abundant crusts	medium diversity	black pebble, quartz and feldspar-rich calcareous debris as substrate	subaerial exposure and partial collapse	type II, reef lenses within anoxic slope-type fan delta (Castanheira fan)	sea level rise, autocyclic and tectonic deactivation of siliciclastic fan lobes, longshore current
Castanheira reef	late Early to early Late Kimmeridgian	8 m preserved	mud-dominated reefal buildup type C (transgressive buildup)	indistinct deepening-shallowing trend	low-energy coral reef, occasional siliceous sponges	medium diversity	grainstone level capping siliciclastics serves as substrate	as above	as above	as above
Alrota buildups	Early Tithonian	1-20 m long, 0.2-3 m thick	mud dominated or mainly coral meadows and bioherms type C (transgressive buildup)	bioherms, rarely framesherms	low-energy coral meadows and bioherms, partly with oysters	very low to high diversity	oolite-bioclast grainstones form substrate in some examples, otherwise muddy substrates	mostly buried by mats, sometimes by muddy limestones	type II; autocyclic buildups within euryhaline estuarine carbonate-marl setting	reduced but fluctuating sedimentation rate, probably in the course of sea level rise; self-reinforcement, many coral associations adapted to sedimentation
Consolação coral meadows	late Early Kimmeridgian	max. 50 cm thick	no true buildup; coral meadows only type C (transgressive)	bioherms	mostly bioherms	very low to medium diversity	muddy substrate, occasionally incipient hard ground?	overlain by shallow water siliciclastics	type I; coral meadows in marginal marine setting, in a carbonate dominated unit forming a type I intercalation within siliciclastics	reduction of sedimentation rate, probably due to sea level rise; corals adapted to sedimentation
Amaral formation	mid Late Kimmeridgian (Eudoxus Zone?)	10-80 m thick 400 km ²	at base mixed mud-grain-dominated, grading to grain-dominated at top, laterally extensive type C (transgressive buildup)	facies mosaic at base (coraliferous), homogeneous oolites at top	coral bioherms, more rarely bioherms partly crust-rich	low to high diversity	overlies fine siliciclastic slope systems with sharp to gradational contact	drowned by prodelta marls or overlain by red beds	type I (persistent intercalation within prograding siliciclastics); basal coral bioherms partly in type II style (lenses within fine siliciclastics)	major sea level rise; partial channeling of siliciclastics in lower and upper part of buildup, biological adaptations in lower part filtering of quartz sand by cold encrustation

Abb. 172: Vergleich der Charakteristika der wichtigsten oberjurassischen 'buildups' und Korallenriffe im Lusitanischen Becken. Kursiv sind Fallbeispiele aus karbonatischem Regime, alle anderen sind gemischter Natur. Der Vergleich zeigt auch, daß Korallendiversität von Strukturen innerhalb siliziklastischer Regimes gleich bzw sogar höher sein kann als von solchen aus rein karbonatischen Regimes, sofern effektive abschirmende Faktoren vorhanden sind.

Fig. 172: Comparison between the principal Upper Jurassic buildups and coral reefs from the Lusitanian Basin. Examples in italics are from pure carbonate regimes, all others are of mixed nature. The comparison reveals also that coral diversity of structures within siliciclastic regimes can be as high as, or higher than, of structures from carbonate settings, provided protecting mechanisms were effective.

Riffs erfolgte auf einem dicken Paket gemischt calciklastisch-siliziklastischer Sedimente, welche durch ihre Mächtigkeit, das Auftreten vadoser Strukturen und einer reichen Black Pebble Führung als Tiefstandablagerungen zu interpretieren sind. Hier wurden Karbonatbereiche einer früheren (lokalen) Hochstandphase aufgearbeitet. Sie bildeten ein geeignetes Substrat für die Entwicklung des Monte Gordo Riffs in der nächsten transgressiven Phase (s. Kap. 3.2).

Zunehmende karbonatische Zementation und rascher Rückgang des terrigenen Anteils zeigen im Fall des Castanheira Riffs, daß dessen Fundierung während der initialen Flutung eines Meeresspiegelanstiegs geschaffen wurde, worauf das Riff noch in der gleichen transgressiven Phase sein Wachstum begann.

Es muß betont werden, daß die beiden Riffrelikt-führenden Horizonte keine durchgängigen Karbonat-areale aufweisen. Autochthone und allochthone Riffkarbonate treten zwar horizontgebunden, jedoch nur lokal auf. Dies weist auf die Bedeutung der oben geschilderten, lokalen auto- und allozyklischen Deaktivierung von Fächerbereichen bei der Riffgenese hin. Meeresspiegelanstiege schafften die Rahmenbedingungen, unter denen derartige lokale Deaktivierungsprozesse zur erfolgreichen Etablierung karbonatischen Riffwachstums führen konnten.

Da sich die Ausbildung der Ota-Plattform über mehrere Meeresspiegelzyklen dritter Ordnung hinweg, hatten Meeresspiegelfluktuations keine Bedeutung bei der Abschirmung dieses Karbonat-areals vor terrigenen Einflüssen (s.o.) Hingegen wurden viele Trockenfallphasen überliefert (Kap. 2.3.3), die aufgrund der möglichen sequenzstratigraphischen Korrelation durch Meeresspiegelschwankungen gesteuert erscheinen. Die Hauptwachstumsphasen der kleinen Karbonatplattform erfolgten während transgressiver und Hochstandsphasen.

Die lokalen Korallenrasen des Sobral (im basalen Teil der Einheit) sowie die Alrota Fleckenriffe der Arranhó Schichten sind aufgrund der sequenzstratigraphischen Korrelation ebenfalls mit trans-

gressiven Phasen korrelierbar, welche die Rate insbesondere der terrigenen Sedimentation stark herabsetze. Die Ausbildung der Riffe war unter dieser Voraussetzung möglich, wobei von ausschlaggebender Bedeutung jedoch irreguläre ästuarine Meeresströmungen und biologische Anpassungen der Korallen waren, die zu Selbstverstärkungsprozessen und damit zur Ausbildung lokaler, kurzlebiger Korallenrasen, Biostrome und Bioherme führte. Zwar erstreckt sich die sequenzstratigraphische Interpretation des Lusitanischen Beckens bislang erst auf den Raum des Arruda Subbeckens, jedoch ist anzunehmen, daß analog zu den koralligenen Bildungen des Sobral sowie von Alrota Meeresspiegelanstiege auch die Rahmenbedingungen für das Auftreten ähnlicher koralligener Bildungen bei Consolação sowie in der westlichen Serra da Arrábida führten (vgl. LEINFELDER 1987a, 1988).

Die Bedeutung von Meeresspiegelschwankungen und weiterer Faktoren bei der Etablierung der wichtigsten gemischten Ablagerungssysteme und ihrer Korallenriffe bzw. karbonatischen 'buildups' des Lusitanischen Beckens ist in Abb. 171 und 172 zusammengefaßt.

6.4 Chapter summary: Reefs and 'buildups' in mixed successions - Controlling factors exemplified by the 'buildups' of the Lusitanian Basin

Upper Jurassic, mixed carbonate-siliciclastic sediments from the Lusitanian Basin reflect the combined effects of sea level change, basin structure and configuration, climate, local currents, and adaption of reef biotas. Discrimination of basic architectural types, which may be mixed with each other in different hierarchies, helps interpreting the dominant factors:

Large-scale interdigitation of carbonate-siliciclastic sediments (type I) mostly are due to allocyclic lateral shifts of sedimentary regimes caused by sea level change, with the carbonate-dominated intervals representing the transgressive

phases (e.g. Freixial carbonates). The Amaral carbonates, which are sandwiched between the Abadia and Lourinhã siliciclastics, represent one, in other cases two, stacked transgressive intervals. The reduced amount of siliciclastics entering the depositional area of the Amaral was filtered out by oolitic encrustation or was by-passed towards distal slope areas.

Small-scale interdigitation, which cannot be correlated over long distances, may be caused by autocyclic shifts of sediment types triggered by irregular estuarine currents (e.g. marl-limestone bed-to-bed alternation of Arranhó sediments).

Lenoid pure and clayey carbonates within siliciclastic sediments (type II) is the most common type for occurrences of carbonate reefs within terrigenous deposits (e.g. Alrota reefs, Castanheira-Monte Gordo reefs, buildups directly below Amaral or within Abadia Beds (Serra Isabel unit)). These lenses are particularly caused by a variable combination of autocyclic processes (resulting in channeling of siliciclastics around the structures), effects of local currents, adaptations of corals to elevated sedimentation rate and resulting reinforcement by positive feedback. Local allocyclic (tectonic) processes (deactivation of fan lobes) are additionally assumed for the reefal development within the Castanheira fan. Such autocyclic or local allocyclic formation of reefal or, more rarely, non-reefal carbonates is only possible during phases of reduced terrigenous input, mostly corresponding to phases of sea level rise. The deepening-shallowing trend together with the termination of growth by subaerial exposure shows that the superimposed control of formation for the Monte Gordo and Castanheira reefs was sea level rise. The lack of clayey terrigenous material in these examples cannot be explained by strong climatic aridity, since sediment types suggest a semihumid to semiarid climate. Rather, fine suspended terrigenous material was screened off by a longshore current system along the eastern basin margin. The existence of such a current is substantiated by JANSÁ's (1986) assumption of a Upper Jurassic Atlantic palaeo-gulf stream. This current could enter the Lusitanian Basin through the broad and deep Sintra strait.

The younger lenoid Alrota buildups, which also grew in a transgressive setting, suffered more extensively from the influx of fine terrigenous clay. Coarser sand was, however, trapped in a rapidly subsiding, broad estuarine and fluvial lowland, probably caused by withdrawal of salts in the subsurface. The fine terrigenous clays reaching the Alrota area were irregularly deposited under the influence of fluctuating estuarine currents, but locally coral associations thrived. The Alrota area

shows how some coral taxa exhibited adaptations towards elevated sedimentation rates and terrigenous pollution. Density, diversity and in-crustation rate of coral associations, as well as morphological features of corals allow an estimation of the tolerated rate of sedimentation. Besides other factors, general growth form, calical type and number of septae can, to a large part, be determined by background sedimentation (cf. LEINFELDER 1986, in english). A combination of these features allows to establish an index of potential adaptation towards sedimentation (SAI), which is assumed to be helpful in comparing different associations. Similar adaptations of corals also explain marly, lenoid occurrences of coral meadows and patch reefs in other parts of the Lusitanian Basin.

Rapid lateral transition of larger carbonate settings into siliciclastic domains (type III) is strongly related to structural control. Among the examples are the Ota Platform situated on a horst structure and the Caldas-Bolhos carbonate ramp, situated on a combined tectonic/halokinetic uplift. In the Ota example, the coarser terrestrial material could be bypassed around the horst, whereas fine clays were again screened off by the longshore current system mentioned above. Sea-level change played no dominant role for reducing siliciclastic input, but resulted in many syn- and postdepositional subaerial exposure phases of the Ota Platform. In the Caldas-Bolhos example, the structural/halokinetic uplift not only provided the elevated position above the basin floor but also resulted in subaerial exposure of parts of the structure, which caused perfect sheltering from west-derived siliciclastics. In this example, sea-level changes played a role in flooding of the uplift and short-lived expansion of carbonates towards the east.

Gradual lateral changes from carbonates into siliciclastics along a broad transition zone would represent a fourth architectural type which, though, is only very rarely realised in the Lusitanian Basin (some beds of the Freixial unit). The rarity of this type is explainable by the incompatibility of most carbonate producing organisms, particularly shallow-water-benthic algae, and siliciclastic sedimentation, so that already a small pollution by terrigenous sediments may lead to the complete breakdown of carbonate production and hence to a fairly rapid transition from carbonates to siliciclastics. The Freixial sediments probably represent subsequent homogenization of interbedded carbonate-siliciclastic horizons caused by bioturbation or storms.

7 SCHLUSSFOLGERUNGEN UND ZUSAMMENFASSUNG

7.1 Der Otakalk und andere 'buildups' als fazielle Fallstudien

Erhaltung und fazielle Entwicklung weisen die Ota-Plattform als bemerkenswerte Fallstudie einer fossilen Karbonatplattform aus und geben ihr eine herausragende Bedeutung für das Verständnis der Entwicklung derartiger Strukturen. Die annähernd söhliche Position der Karbonate in Verbindung mit den karstbedingt guten Aufschlußverhältnissen, der tiefen natürlichen Zertalung und der Häufigkeit kleiner bis sehr großer künstlicher Steinbrüche erlauben einen sehr guten dreidimensionalen Einblick in den Gesamtaufbau der Struktur. Der aufgeschlossene Teil der Ota-Plattform ist im wesentlichen in den höheren Teil des tieferen (= 'mittleres') und in das höhere Kimmeridgium einzustufen. Die riffgesäumte karbonatische Intrabecken-Plattform mit aggradativem Aufbau war nicht viel größer als es der heutigen Verbreitung des Otakalks entspricht (heute max 11 x 2 km). An die westliche, hochenergetische Riffzone schließen sich nach Osten eine Rückriffzone, ein Gezeitengürtel sowie ein niederenergetischer lagunärer Bereich an. Ganz im Osten können kreuzgeschichtete Grainstones als Relikte einer Barrenzone des landseitigen Plattformrandes angesehen werden (Kap. 2).

Die Untersuchung des Otakalks ergab etliche neue Ergebnisse zu allgemeinen faziellen und karbonatsedimentologischen Fragestellungen (s.a. Kap. 7.2, 7.3):

Black Pebble Genese: Von SHINN & LIDZT (1988) wurde die Gültigkeit des klassischen Black Pebble Modells in Frage gestellt. Die Autoren bezweifeln das Auftreten wandernder organischer Lösungen und nehmen fossile Waldbrände als Ursache der selektiven Schwärzungen an. Die häufigen Schwarzfärbungen von Internsediment innerhalb von Karstlösungskavernen im Otakalk beweisen jedoch das Vorhandensein migrierender organischer Substanzen. Das von SHINN & LIDZT angeführte Argument des offensichtlichen generellen Fehlens durchgehend schwarzverfärbter Wirtsgesteinslagen kann durch Funde geschwärzter Bänke in der Ota- und Montejunto-Plattform entkräftet werden. Zudem erscheinen isolierte, nur von lokalen Inseln beziehbare Black Pebbles sehr häufig im Otakalk. Waldbrände größeren Ausmaßes sind auf flachen, kleinen Inseln ('coral cays', 'sand cays') nicht vorstellbar. Möglicherweise können sowohl Wald-

brände als auch Infiltration von bei Bodenbildungsprozessen entstandener organischer Substanz zu Black-Pebble Vorkommen führen. Die von SHINN & LIDZT experimentell ermittelten Temperaturen von 500°C zur Schwarzfärbung erscheinen in Waldbränden zum Teil schwer realisierbar (Kap. 2.2.6; 3.1.2).

Marine Großonkoide: Die im Otakalk sowie in der Caldas da Rainha Region auftretenden Großonkoide weisen mit Durchmessern bis zu 15 Zentimetern ungewöhnliche Größen für den marinen Bereich auf. Polygonale Gefüge, Verwachsungen von Onkoiden sowie das Auftreten in niederenergetischen Abfolgen deuten auf die in-situ Genese der Onkoide hin (Kap. 2.2.3, 4.1.2). In-situ Wachstum von Onkoiden ist bislang aus dem Süßwassermilieu bekannt und wird durch die extrem niedrigen, bereits durch Streulicht erfüllbaren Lichtansprüche der verursachenden Cyanobakterien möglich (LEINFELDER & HARTKOPF 1988; LEINFELDER & HARTKOPF-FRÖDER 1990; HARTKOPF-FRÄDER et al. 1989). Da in den untersuchten in-situ Großonkoiden häufig *Bacinella* Strukturen auftreten, ergibt sich eine weitere Untermuerung des von SCHÄFER & SENOWBARI-DARYAN (1983) und MAURIN et al. (1985) postulierten Cyanobakteriencharakter des Mikroproblematikums.

Autozyklische 'shallowing up' Kleinsequenzen: Nach wie vor werden 'shallowing up' Sequenzen sehr häufig mit klimatisch-eustatisch (Milankovitch-Zyklen) oder tektonisch bedingten Meeresspiegelschwankungen in Verbindung gebracht. Bevor nicht eine weite laterale Konstanz der einzelnen Sequenzen nachgewiesen ist, sollte auch an die autozyklische Genesemöglichkeit derartiger Abfolgen gedacht werden. Entsprechende autozyklische 'shallowing up' Sequenzen treten im Otakalk in der Rückriffzone (Progradations-Zementations-Erosionsmodell; Kap. 2.2.2), in der Gezeitenzone (Progradationskeilmmodell sowie Gezeitenkanal Migrationsmodell; Kap. 2.2.3) und in der niederenergetischen Lagune (Schlammhügelmodell; Kap. 2.2.4) auf (s. Abb. 97). Neben den sedimentologischen Charakteristika sind frühdiagenetische Phänomene für die einzelnen Sequenzen teilweise von diagnostischer Bedeutung. Das autozyklische Übereinanderschichten der Einzelsequenzen ist mit dem von PRATT & JAMES (1986) aufgestellten Inselmodell vergleichbar. Sequenzen nach dem Schlammhügelmodell schließen sich nur selten zu mehreren aufeinandergestapelten Einheiten zusammen.

Frühe Karstphänomene: Von besonderem Interesse sind einige Phänomene früher intra- und post-

formationeller Verkarstungsphasen des Otakalks. Die Mikrosparitsäume vieler Intraklasten bildeten sich durch frühes Trockenfallen plastischer lagunärer Sedimente. Karstpfeifen und Karstwaben stellen Lösungsstrukturen in halbverfestigten, permeablen Sedimenten dar und sind meist mit Einzelkomponenten, 'Lösungsintraklasten' und Lithoskelen in sparitischer Grundmasse verfüllt (Kap. 2.2.2). Mit Echinodermenresidualkalk gefüllte Kavernen bildeten sich durch calcituntersättigte Lösungen wahrscheinlich in der Mischwasserzone. Echinodermen werden dabei selektiv angereichert, während alle anderen sedimentären Bestandteile gelöst werden. Dieser Karsttyp bildete sich, bevor die allgemeine Kristalltransformation zu Calcit vollzogen war (Kap. 2.3.2). Die unterschiedlichen Verfüllungstypen der Karsthohlräume sowie weitere sedimentäre und diagenetische Kriterien erlauben die Rekonstruktion einer aus vierzehn Phasen bestehenden, durch lokal und regional wirksame relative Meeresspiegelschwankungen bedingte Entwicklung der Ota-Plattform (Kap. 2.3.3).

Unterdrückung von Progradation: Der Otaschelf verfügte über eine aggradative Architektur. Ein an der Westgrenze der Plattform gelegenes, tektonisch bedingtes, steiles Escarpment verhinderte die Progradation (Kap. 2.2.6). Wegen dieses Architekturstils können die Plattformcharakteristika nur durch eine dreidimensionale Analyse der faziellen Entwicklung erfaßt werden. Die Walther'sche Faziesregel (WALTHER 1892/93) ist hier nicht anwendbar; die Analyse von Einzelprofilen würde zu vollkommen falschen Ergebnissen führen. Im Falle einer Untergrundlage der Ota-Plattform würde die Riffzone wegen ihrer geringen Breite auch durch mehrere Bohrungen nur schwer auffindbar sein. Dementsprechend sind die auf isolierten Bohrungen beruhenden Interpretationen vieler 'buildup' Strukturen insbesondere im atlantischen 'offshore' Bereich vor Nordamerika nur mit starken Einschränkungen verwertbar.

7.2 Vergleich der oberjurassischen 'buildups' im Lusitanischen Becken

Im Oberjura des Lusitanischen Beckens erscheinen mikritdominierte, sparitdominierte und gemischt mikritisch-sparitische 'buildup' Typen unterschiedlicher Dimensionen. Die 'buildups' können tektonisch kontrolliert sein oder nicht. Drei strukturelle Rahmenbedingungen sind verwirklicht:

(A) 'buildup'-Entwicklung im Zusammenhang mit Salzdiapirismus: Halokinetisch kontrollierte 'buildups'

(B) 'buildup'-Entwicklung auf tektonischen Hochzonen: Tektonisch kontrollierte 'buildups'

(C) 'buildup'-Entwicklung unter geringer oder fehlender struktureller Kontrolle: Transgressive 'buildups'.

Folgende Beispiele kommen im Becken vor (Abb. 172):

Halokinetisch kontrollierte 'buildups' (Typ A): Das großdimensionale Ramalhal 'buildup' bildete sich im Zuge einer ausgeprägten halokinetischen Randsenkenbildung. Es entwickelte sich von einem mikritdominierten Initialstadium (homoklinale Rampe) zu einer markant progradativen Plattformstruktur (proximal verstellte Rampe bis Barren-gesäumter Schelf) mit depositionellem Hang (4.1.1). Die Vimeiro und Caldas-Bolhos 'buildups' bestehen zu einem großen Teil aus Grainstones und Packstones. Sie stellen rampenkonfigurierte Relikte des Ramalhal 'buildups' in der direkten Nachbarschaft der Diapirachse dar und zeigen teils eigenständige Entwicklung ('facies shifts'; Kap. 4.1.2).

Tektonisch kontrollierte 'buildups' (Typ B): Eine unterschiedlich starke tektonische Kontrolle kann von der Bildung von Rampen bis hin zu schwellegesäumten Schelfen mit depositionellem Hang und zu Escarpment-begrenzten Schelfen führen. Das Sintra 'buildup' ist mikritdominiert und repräsentiert eine teilweise verstellte, aggradative Rampe. Rampenprogradation setzt nach Abklingen der tektonischen Versteilung ein (Kap. 4.3). Das Barreiro 'buildup' siedelte sich ebenfalls auf einer Hochzone an. Es wies dem Anschein nach zuerst einen aggradativen 'catch-up' Trend auf und zeigt im späteren, sparitdominierten Stadium leichte Progradation bis ein 'give-up' Trend das 'Ertrinken' einleitete (Kap. 3.4). Die mikritdominierte Montejunto-Plattform begann ihre Entwicklung als homoklinale Rampe, bildete jedoch später eine störungsbedingte stabile Versteilung aus, die zu depositionellem Hang sowie überwiegend aggradativer 'keep-up' Struktur führte. Die Plattform veränderte sich dadurch über ein proximal verstelltes Rampenstadium zu einem finalen, barren-gesäumten Schelf. Innerhalb der Lagune sowie im Hangfußbereich kam es wegen des hohen Materialanfalls zur lokalen Progradation einzelner Faziesgürtel (Kap. 3.1). Die Ota-Plattform stellt ein aggradatives, mikritdominiertes 'keep-up-buildup' mit Grainstone-Anteil dar (Kap. 2.2.6).

Transgressive 'buildups' (Typ C): Die Alrota Riffe benötigten als Rahmenbedingung eine transgressive Phase zur Reduktion des Sedimenteintrags, wodurch sich durch autozyklische und

selbstverstärkende Prozesse die kleindimensionalen, mikritdominierten bis mergeligen Strukturen innerhalb eines golfartigen, 'lagunären' Bereichs bilden konnten (Kap. 3.5). Bioherme sind selten. Häufiger erscheinen stattdessen Biostromkalke. Ähnlichen Ursprungs sind vergleichbare Bildungen in den Sobral Schichten, bei Consolação sowie in der westlichen Serra da Arrábida. Die Amaral Formation weist ebenfalls nur untergeordnet biohermale Geometrien auf und besteht im tieferen Teil überwiegend aus gestapelten Biostromen. Sie ist im tieferen Teil reich an Mikrit, im höheren Teil sparitisch ausgebildet. Die Einheit breitete sich im Zuge einer bzw. zweier gestapelter transgressiver Phasen durch rasche Retrogradation flächig über die vormals siliziklastischen Bereiche aus (s.u.). Die kleinen, mikritdominierten Monte Gordo und Castanheira Riffe des Castanheira Fächers bildeten sich unter einer Mischung autozyklischer Prozesse und lokaler struktureller Kontrolle ebenfalls während transgressiver Phasen. Sie scheinen rein aggradative Strukturen darzustellen. 'Catch-up', 'give-up' und gemischte Trends sind vorhanden (Kap. 3.2).

Die Steilheit des jeweiligen Plattformhangs sowie die Wassertiefe bestimmte, ob Progradation oder Aggradation vorherrschte. Meeresspiegelverläufe waren dabei nur sehr untergeordnet von Bedeutung (s.u.). Seichte 'buildups' wuchsen im allgemeinen leicht progradativ. Tektonische Hangknickakzentuierung konnte jedoch aggradatives Wachstum trotz hoher Karbonatproduktivität bedingen.

Bei ungenügender Datendichte (also etwa aus 'buildups', die nur erbohrt wurden) können folgende Kriterien erste Hinweise auf die Art des 'buildups' geben. Halokinetisch dominierte 'buildups' sind grainstone-dominiert, meist groß bis sehr groß und zeigen im allgemeinen ausgeprägte Progradation. Tektonisch dominierte 'buildups' sind mittelgroß bis groß, meist mikritdominiert und zeigen je nach Plattformrand progradatives oder aggradatives Wachstum. Transgressive 'buildups' können mikrit oder sparitdominiert bzw. gemischt sein. Sie stellen im allgemeinen geringmächtige, horizontgebundene Bildungen dar, welche entweder als isolierte Linsen auftreten oder auch lateral weit durchhalten können.

Ein diesbezüglicher Vergleich mit dem westlichen Atlantikrand zeigt, daß dort überwiegend progradative, großdimensionale 'buildups' aufzutreten scheinen, wobei A, B, selten auch C-Typen verwirklicht zu sein scheinen. Die Dimensionen der Ramalhal, Sintra und Montejunto 'buildups' sind denen der westatlantischen Bildungen vergleichbar (ELLIS et al. 1990).

7.3 Die Bedeutung der zentralportugiesischen 'buildups' für oberjurassische Riffmodelle

Im Oberjura ist die Seltenheit gut ausgebildeter hochenergetischer biogener Gerüststrukturen auffällig. Korallen-Bafflestones und Korallen-Framestones sind überwiegend an geschütztere Bereiche gebunden. Nach den Oberjura-Riffmodellen von CREVELLO & HARRIS (1984) und SCOTT (1988) bestehen oberjurassische Riffe an hochenergetischen Plattformkanten nur untergeordnet aus fleckenartig verteilten Gerüstkalcken, welche inmitten großer bioklastischer Schutthaufen liegen (Typ 2b,c und Typ 3 von CREVELLO & HARRIS). Besser durch 'Algen' (= v.a. Mikroben) verkittete Riffstrukturen finden sich nach diesem Modell nur im tieferen Wasser in geschützten, lagunären Bereichen ('Algen'-Schwamm-Korallenriffe) sowie im tieferen 'offshore' Bereich ('Algen'-Schwammriffe).

Dieses Schema ist auf die meisten der untersuchten lusitanischen Riffstrukturen anwendbar. Im Ramalhal, Bolhos-Caldas, Barreiro und Amaral 'buildup' liegen kleinere Boundstone-Flecken inmitten großer Schuttareale. Ähnliches gilt für die meisten der restlichen zirkumatlantischen oberjurassischen Riffstrukturen. Die mikrobenkrustreichen, teilweise Kieselschwämme führenden Riffe des Castanheira Fächers bildeten sich zum Teil in etwas größerer Wassertiefe, was dem CREVELLO & HARRIS/SCOTT-Modell in etwa entspricht. Allerdings sind auch Korallen häufig, was nach dem bestehenden Modell auf lagunäre Position hinweisen würde, obwohl die Strukturen eindeutig extern, im Steilabfall zum Beckenboden vorkommen. Die niederenergetischen Korallenfleckenriffe des Alrota Bereichs, sowie der internen Zonen der Montejunto- und Ota-Plattform entstanden innerhalb lagunärer Bereiche und entsprechen damit trotz ihrer kleinen Dimensionen dem Typ 2 b von CREVELLO & HARRIS (1984).

Einen ansonsten im Oberjura anscheinend überwiegend unbekanntem Typ stellt jedoch das randliche Riff des Otaschelfes dar. Reine Korallen Boundstones sind zwar ebenfalls nur untergeordnet verbreitet, Korallen-Mikrobenkrusten Boundstones und Bioklast-Mikrobenkrusten Boundstones machen jedoch die Hauptmasse des Riffkörpers aus. Wichtige Sedimentbinder werden durch die algenartigen Mikroproblematika *Bacinella* und *Lithocodium* sowie durch dichte bis peloidale Mikrobenkrusten gestellt. Erosive Strukturen, lokale, durch Inselbildung erklärbare Auftauchphänomene, die assoziierten, in Brandungsrinnen-ähnlichen Kanälen auftretenden sparitischen Schutt-sedimente, sowie die starke Abschirmung der

rückwärtigen Lagune machen den hochenergetischen Charakter dieses Riffs deutlich (Kap.2.2.1, 2.2.6).

Der hohe Anfall ungebundenen Schuttmaterials in anderen hochenergetischen oberjurassischen Riffen ist im wesentlichen durch folgende Prozesse zu erklären (LEINFELDER 1992).

(1) Im Oberjura fehlten die in heutigen hochenergetischen Riffen meist dominierenden, schnellwachsenden Korallentypen noch überwiegend. Damit konnte der hohe, durch physikalische und biogene Erosion bedingte Schuttanfall nicht kompensiert werden.

(2) Vor der Radiation der inkrustierenden corallinen Rotalgen (Melobesien) in der höheren Kreide und dem Tertiär hatten die meisten bindenden Organismen nur mäßige Fähigkeiten zur Stabilisierung von Riffschutt. Vorhandene effektive Binder wuchsen anscheinend langsam und konnten im hochenergetischen Wasser nicht mit dem anfallenden Schuttmaterial schritthalten. Im tieferen Wasser waren sie jedoch bereichsweise reichlich vertreten.

Demhingegen war im Otakalk eine ausgeglichene Sedimentbilanz vorhanden, d.h. trotz starker Schuttproduktion wurde genügend Bioklastmaterial abtransportiert, so daß der verbleibende Detritus stabilisiert werden konnte. Dies war durch das Vorhandensein eines steilen, tektonisch bedingten Escarpments möglich. Die hohe Wasserenergie bedingte zwar zum Teil die Schuttbildung, erleichterte aber auch den becken- und lagunenwärtigen Abtransports des Materials.

Die Ota-Plattform entwickelte sich innerhalb eines siliziklastischen Beckens. Obgleich sie von siliziklastischem Material vollkommen abgeschirmt war (s.u.), dürfte sich durch die terrigenen Zuflüsse ins Becken relativ erhöhte Nährstoffgehalte eingestellt haben. Riffkorallen sind jedoch zumindest heute an Nahrungsmangelverhältnisse angepaßt. Eine Zufuhr von Nährstoffen kann deshalb in modernen Riffen zur überstarken Zunahme von Mikroben- und Weichalgen und damit zum Absterben von Riffen führen (HALLOCK & SCHLAGER 1986). Im Fall des oberjurassischen Otariffs erleichterte die zusätzliche Nährstoffzufuhr jedoch unter Umständen sogar das verstärkte Auftreten der schuttbindenden Mikroben/Algen. Nichtverkalkende Mikroben-/Algen mußten durch hohe, abrasive Wasserenergie allerdings kurzgehalten werden.

Ausgeglichene Sedimentbilanz kennzeichnet auch die heutigen vollentwickelten Riffe. Durch höhere Effizienz der rezenten Gerüstbinder wird sie heute aber leichter als im Oberjura erreicht. Oberjurassische Riffe, die sich durch 'moderne' Aspekte auszeichnen, müssen deshalb an steile Escarpments, hochenergetisches Milieu und möglicherweise an etwas nährstoffreichere Wasser

gebunden sein. Eine genauere Charakterisierung der Prozesse im Otariff ist in LEINFELDER (1992) gegeben.

Thrombolithe mit teilweiser Beteiligung von Kieselschwämmen und Korallen im Serra Isabel Horizont und am Top der Abadia Schichten stellen einen weiteren, möglicherweise Oberjura-spezifischen Riffotyp dar, für dessen Ausbildung Schwankungen im Sauerstoff-/Nährstoffgehalt von wesentlicher Bedeutung waren (LEINFELDER et al. 1993a,b).

7.4 Die gemischt karbonatisch-siliziklastischen Ablagerungsmodelle

Während des Kimmeridgium und des Tithonium entstanden im Lusitanischen Becken koralligene Riffe und 'buildups' inmitten siliziklastischer Umgebung. Die Karbonatbildungen waren von vollständiger oder teilweiser Abschirmung vor siliziklastischen Einflüssen abhängig. Abschirmungen wurden durch strukturell und sedimentarchitektonisch bedingte Hochlage, küstenparallele Strömungen, oolithische Sandfilterung, lokale Subsidenzzonen sowie durch generellen Meeresspiegelanstieg verursacht, wobei sehr häufig Kombinationen auftraten. Auch bei unvollständiger Abschirmung konnten angepaßte Korallen Fleckenriffe aufbauen. Die Anpassungshöhe an Sedimentation kann bei Korallen durch funktionsmorphologische Kriterien (Septenzahl, Kelchtyp, Wuchsform) abgeschätzt werden (Kap. 6.2).

Folgende Modelle gemischter depositioneller Ablagerungssysteme treten auf:

(1) Abgeschirmte Intrabecken-Plattformhorste: Die Ota-Plattform liegt auf einem Grundgebirgshorst und ist durch die Hochlage sowie durch küstenparallele Strömung voll abgeschirmt (Kap. 6.3). Modelldiagnostisch sind: Biostratigraphisch und sequenzstratigraphisch nachzuweisende Gleichzeitigkeit von Siliziklastika und Karbonaten; tiefmariner Charakter der umrahmenden Siliziklastika; über mehrere Meeresspiegelzyklen hinweggehende aggradative zonierte Flachwasserplattformentwicklung (als Kriterium für den tektonischen Ursprung der Hochlage); siliziklastische Silteinblasungen und 'Treibholzgerölle'. Allochthone 'base-of-slope apron'-Karbonate mit siliziklastischer Matrix wären zusätzlich diagnostisch, dieser Bereich ist an der Oberfläche jedoch nicht aufgeschlossen und im Untergrund bislang nicht erbohrt.

Die Bolhos-Caldas Einheit im Norden des Beckens liegt auf einem durch Tektonik und Halokinetik

angehobenen Bereich. Die Abschirmung war hier zusätzlich durch das Auftreten von Inselketten gegeben.

(2) Gemischt siliziklastisch-karbonatisches Fächerdelta: Die kalkigen Korallenriffstrukturen des arktisch-konglomeratischen Castanheira Hangtyp Fächerdeltas bildeten sich auf deaktivierten Fächerbereichen (s.o.). Weitere bedingende Faktoren waren teilweise Kanalisierung des siliziklastischen Materials sowie Zurückdrängen der siliziklastischen Tonfraktion auf den Küstenbereich durch küstenparallele Strömungen und Meeresspiegelanstieg (Kap. 6.3).

Modelldiagnostisch sind: Fächerdelta-Sukzession bzw. Architektur; isoliert verteilte, jedoch an zwei Niveaus gebundene Riffkarbonate mit Vertiefungs- und Verflachungstrend; Verkarstungsphasen, Auftreten allochthoner Karbonate.

(3) Progradierendes feinsiliziklastisches Hangsystem mit recifaler bis oolithischer Hangkappe: Auf dem progradierenden siliziklastischen feinkörnigen Hangsystem der höheren Abadia Schichten entwickelten sich die Biostrom- und Biohermkalke des 'Corálico' sowie die Ooidbarrensysteme des 'Oólito' (Amaral Formation). Diese bildeten sich gleichzeitig mit siliziklastischer Sedimentation, welche allerdings durch raschen Meeresspiegelanstieg und damit zunehmende Entfernung von der tributiven Provinz stark herabgesetzt wurde. Die noch vorhandenen Siliziklastika war. Das noch vorhandene siliziklastische Material wurde teils durch Oolithfilterung abgefangen, teils durch Kanalsysteme an den Karbonaten vorbeigeführt (Kap. 6.3).

Modelldiagnostisch sind insbesondere: feinkörnige siliziklastische 'shallowing-up', dann rasche 'deepening up' Sequenz, über ein krustenreiches Niveau in 'shallowing-up' Karbonate übergehend, welche ihrerseits von feinen Siliziklastika des etwas tieferen Wassers (Prodelta-Fazies) überlagert werden; generell gleichförmige laterale Ausbildung (wegen rascher Retrogradation keine Fazieszonierung in den Karbonaten).

(4) Lagunäre Fleckenriffe in siliziklastischem Flachwassermilieu: Die Fleckenriffe und Biostrome des Alrota Bereichs stellen kleine Strukturen dar, die sich innerhalb einer mergelig-kalkigen Lagune bildeten. Ein Meeresspiegelanstieg führte zum relativen Rückgang des siliziklastischen Eintrags, welcher wegen der proximalen Position des Ablagerungsbereichs dennoch in hohem Anteil die Riffe erreichte. (Kap. 6.3).

Modelldiagnostisch sind unter anderem: schnelles laterales Auskeilen der an einen diskreten

Zeitabschnitt gebundenen Fleckenriffe; innerhalb eines an Hintergrundsedimentation angepaßte Rifforganismen; Selbstverstärkungseffekte sowie schlagartiges Absterben durch Tonsedimentation; aus Bioturbation, Epifaunenanteil und anderen Kriterien ablesbare, unterschiedliche Sedimentationsraten der seichten, niederenergetischen Lagunensedimente.

7.5 Vergleich von Korallenriffen und Plattformen aus siliziklastischen und karbonatischen Regimes

Ein Vergleich der durchgeführten Fallstudien zeigt, daß die Mechanismen, welche Siliziklastika abschirmten, oftmals so effektiv waren, daß Karbonatproduktivität und Organismendiversität auch im siliziklastischen Umfeld oftmals sehr hoch sein konnte. Ein Vergleich der Riffzone der von Siliziklastika umrahmten Ota-Plattform mit den Riffstrukturen der in rein karbonatischen Arealen gelegenen Montejunto-Plattform und Sintra-Rampe zeigt sogar eine deutlich erhöhte Korallendiversität für die Ota Riffzone an. Dies ist insoweit verwunderlich, als anzunehmen ist, daß selbst bei vollständiger Abschirmung vor siliziklastischem Sediment zu Zeiten starken siliziklastischen Eintrags ins Becken die Nährstoffkonzentration im gesamten Becken erhöht sein sollte. Dies hatte dem Anschein nach keine Auswirkungen auf die Diversität der Riffkorallen. Daraus läßt sich unter Umständen schließen, daß oberjurassische Riffkorallen noch nicht derart auf Nährstoffmangelsituation wie die heutigen Riffkorallen spezialisiert waren. Das paßt auch zum Bild der weit verbreiteten Korallenrasen auf tonig bzw. siltigem Substrat (z.B. Alrota, Consolação), welche bei Vorliegen von Sedimentationsunterbrechungen ebenfalls mittlere bis hohe Diversitäten aufweisen können. Die erniedrigten Korallendiversitäten in der Montejunto-Plattform und der Sintra-Rampe sind teils durch bathymetrisch tiefere Lage der Riffe, teils durch erhöhte calciklastische bzw. mikritische Sedimentation erklärbar. Die vorliegenden Untersuchungen zeigen, daß erhöhte Raten sowohl karbonatischer als auch siliziklastischer Hintergrundsedimentation die Rifforganismen stark beeinträchtigen kann und daß Änderungen in der Diversität und Ökotypen-Zusammensetzung der Korallenfauna oftmals auf diesen Faktor zurückgeführt werden kann. Die Sedimentationsrate kontrolliert die Zusammensetzung der oberjurassischen Riffauna in mindestens ebenso hohem Maße wie Bathymetrie bzw. Durchlichtung sowie Wasserenergie und Salinität.

7.6 Sequenzstratigraphie des Oberjura im zentralen Lusitanischen Becken

Die Effekte von relativen Meeresspiegelschwankungen sind überall im Lusitanischen Becken bemerkbar. Allerdings bedingen sie nicht die Veränderung der depositionellen Großsysteme. Die enorme tektonische Riftaktivität des atlantischen Randbeckens zur Zeit des ausgehenden Oxfordium und des frühen Kimmeridgium sowie die dadurch geschaffene Konfiguration bedingte während des gesamten Kimmeridgium nicht nur die Dominanz von Siliziklastika, sondern steuerte auch die Ausbildung der depositionellen Großsysteme: Das Kimmeridgium war charakterisiert (1) durch ein von Osten geschüttetes Fächerdelta, (2) durch ein teilweise zeitgleiches, feinsiliziklastisches progradierendes Rampensystem, welches aus nordwestlicher Richtung mit Sediment versorgt wurde, sowie (3) durch karbonatische Schelf- und Rampensysteme auf tektonischen und halokinetischen Hochzonen. Meeresspiegelschwankungen führten lediglich zur Modifizierung derartiger Großsysteme: Karbonatplattformen weisen Karstphasen, Black Pebble Horizonte, Hartgründe oder Kleinzyklenscharungen auf; in siliziklastischen Systemen konnten sich koralligene Riffe einschalten. Derartige Phasen dritter Ordnung sind trotz aller fazieller Beckendifferenzierung weitgehend innerhalb des untersuchten Bereich korrelierbar und können damit auf zumindest beckenweite relative Meeresspiegelschwankungen zurückgeführt werden. Ein auf diesem Vergleich basierendes, zusammengesetztes sequenzstratigraphisches Schema läßt sich zudem gut mit weiteren europäischen Bereichen sowie mit der 'globalen' Meeresspiegelkurve von PONSOT & VAIL (1991a,b) korrelieren (LEINFELDER 1993b). Die im Lusitanischen Becken teilweise zu beobachtende Bindung tektonischer Verstaltungen an Sequenzgrenzen dieser Kurve, läßt jedoch vermuten, daß die Meeresspiegelschwankungen stark von regional-tektonischen Riftbewegungen im Zuge der Öffnung des jungen Atlantiks gesteuert wurden.

7.7 Die diskontinuierliche Oberjura-Entwicklung des Lusitanischen Beckens und ihre exemplarische Bedeutung für die Untersuchung und Exploration ähnlicher Randbecken

Zur Untersuchung der oberjurassischen Füllung des Lusitanischen Beckens, einem typischen atlantischen Randbecken, waren optimale Grundvoraussetzungen gegeben. Zu den im allgemeinen

guten Aufschlußverhältnissen gesellte sich eine Fülle von Daten aus Bohrungen und seismischen Untersuchungen. Damit hat das Lusitanische Becken Modellcharakter für die Untersuchung weniger gut aufgeschlossener oder im offshore-Bereich liegender Randbecken. Mittels biostratigraphischer und sequenzstratigraphischer Methoden sowie durch Kartieren konnte der heterochrone, diskontinuierliche Charakter vieler oberjurassischer sedimentärer Einheiten nachgewiesen werden. Insbesondere die tektonisch und halokinetisch kontrollierten 'buildups' entwickelten sich asynchron.

Abb. 173 zeigt vereinfacht die Situation im Ostteil des Lusitanischen Beckens. Wäre das Becken im 'offshore' Bereich gelegen, kämen zur Analyse im allgemeinen zuerst seismische Untersuchungen zur Anwendung. Dabei würde die aus Abb. 119 ersichtliche Horst-und-Graben Struktur erkannt werden. Als nächster Schritt würden die Hochzonen angebohrt. Im gegebenen Beispiel würden Bohrungen auf den erkannten Hochzonen abgeteuft. Hierbei würden die Ota- und Monteunto-Plattformen erkannt werden. Da altersdiagnostische Mikroorganismen im Otakalk (Kimmeridgium) nur äußerst spärlich vertreten sind und im Fall der Monteunto-Plattform nur negative Kriterien für deren oberoxfordische Alterseinstufung vorhanden sind, nähme man aufgrund fazieller Ähnlichkeiten höchstwahrscheinlich eine zeitliche Äquivalenz beider Strukturen an und ginge von einer zusammenhängenden, später zerstückelten Plattform aus. Zum Beispiel wurde nordwestlich der Iberischen Platte die Existenz einer angeblich weitverbreiteten Karbonatplattform des Tithonium und der Unterkreide nur anhand von Hochzonenbohrungen postuliert (BOILLOT et al. 1985). Das Beispiel des östlichen Lusitanischen Beckens zeigt jedoch, daß gerade in Grabenzonen zwischen Karbonathorsten zeitgleiche Siliziklastika zum Absatz kommen können.

Gemischt siliziklastisch-karbonatische Abfolgen können für die Erdölexploration große Bedeutung haben, da potentielle Muttergesteine, wie etwa feinsiliziklastische Beckensedimente direkt neben guten Karbonatspeichern auftreten können und diese wiederum häufig von feinen Siliziklastika abgedichtet werden. Grobe Klastika können ebenfalls Speichergesteine darstellen.

Im den oberjurassischen Sedimenten des Lusitanischen Beckens finden sich eine Fülle öl- und bitumenführender Gesteine (Abb. 173). Aus diesem Grund fand eine intensive Explorationstätigkeit statt, die zu den reichlichen Bohr- und Seismikdaten führte. Inzwischen wurde erkannt, daß die intensive tertiäre Inversionstektonik und

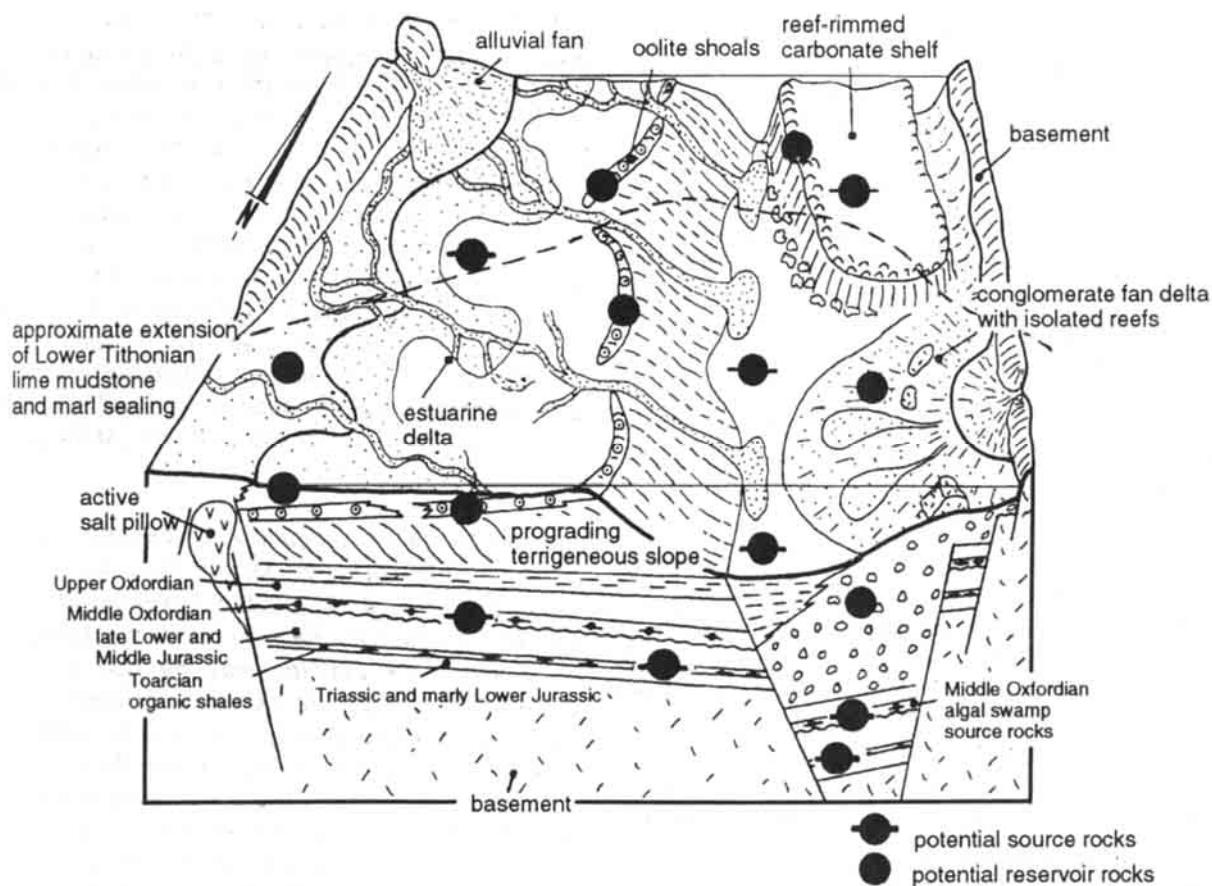


Abb. 173: Stark vereinfachte Darstellung der wichtigsten Ablagerungssysteme im Arruda Subbecken zur Zeit des Kimmeridgium und potentielle Ölhabitats. Potentielle Mutter und Speichergesteine waren zahlreich vorhanden und durch strukturelle oder sedimentäre Migrationswege verbunden sowie abgedichtet. Inkohlungsgrade zeigen, daß durch Absenkung und spätere Überlagerung das Ölfenster erreicht wurde. Vorhandene Kohlenwasserstoffe wurden jedoch insbesondere durch die spätere Inversionstektonik überwiegend zerstört.

Fig. 173: Strongly simplified reconstruction of the dominant depositional systems of the Arruda Subbasin during the Kimmeridgian, and oil play situations. Potential source and reservoir rocks were abundant, and were connected as well as sealed by structural or sedimentary constellations. Maturation occurred by continuous subsidence and superposition of younger sediments. During later inversion, these were eroded and hydrocarbons were largely destroyed.

die damit einhergehende mikrobielle Zersetzung die ehemals vorhandenen Ölvorkommen unbrauchbar machte (R.C.L. WILSON, Milton Keynes, mündl. Mitt.). Die Beispiele können aber als Explorationsmodelle dienen. Folgende potentielle und tatsächlich ölführenden Speicher und Ölhabitats sind vorhanden:

(1) Das Barreiro-'buildup' weist eine domförmige, von überlagernden Tiefwasserkalken und Beckensiliklastika gut abgedichtete Grainstone Kappe auf. Relikte von Erdöl finden sich jedoch nicht hier, sondern bedeutend höher in tithonischen und unterkretazischen Siliziklastika, welche wahrscheinlich durch mittelkretazische, inzwischen abgetragene Karbonate abgedichtet waren. Die

Mächtigkeit der Teersande beträgt 200 Meter. Grund der Ansammlung ist das kompakte Durchpausen der domartigen oxfordischen 'buildup' Struktur in den überlagernden Sedimenten (vgl. Kap. 3.4 und ELLIS et al. 1990).

(2) Das Ramalhal 'buildup' lagert direkt dem potentiellen Hauptmuttergestein des Beckens, den mitteloxfordischen, teilweise lakustrinen Cabaços Schichten auf. Die spartitdominierte Plattform weist große spät-diagenetisch dolomitisierte Bereiche auf, die einen hervorragenden Speicher abgeben. Vollständige Abdichtung der oberoxfordischen Plattformkarbonate erfolgt durch die auflagernden Beckenlastika der Abadia Schichten. Bedeutendere Örelikte sind allerdings nicht vorhanden (vgl. Kap. 4.1.1).

(3) Die groben, wenig verfestigten Arkosen des Castanheira Fächers stellen ein hervorragendes Speichergestein dar und sind noch heute bereichsweise sehr stark ölführend (s. Kap. 3.2). Abdichtung war ursprünglich durch die in 'onlap' Position befindlichen, tonigen höheren Abadia Schichten gegeben. Als Muttergestein kommen sowohl die durch tiefreichende synsedimentäre Brüche verbundenen Cabaços Schichten als auch die Abadia Beckenklastika in Frage, die sich lateral mit dem Fächer verzahnen. Teersande (bei Torres Vedras), bitumenreiche Lagen und Pyrit sind in den Abadia Schichten häufig. Der Castanheira Fächer ist ein hervorragendes Beispiel für optimale Speicherentwicklung in Grabenzonen.

(4) Im Otakalk sind Ölsuren zum Teil in Karsthohlräumen vorhanden. Die Paläokarststrukturen und früh angelegten, offenen Klüfte repräsentieren potentielle Speicher. Daneben könnte die Grainstonekappe des Otakalks einen guten Speicher darstellen, sofern sie weniger gut zementiert wäre. Abdichtung der Struktur war durch die auflagernden, tonreichen Sobral sandsteine nur zum Teil gegeben. Potentielle Muttergesteine sind in direkter lateraler Verzahnung vorhanden (Abadia Schichten). Darüberhinaus stellen die bis in das Grundgebirge laufenden randlichen Störungen eine Verbindung zu den unterlagernden Muttergesteinen der Cabaços Schichten her.

(5) Die Grainstones ('Oólito') des Amaral-Abadia Hangsystems repräsentieren durch ihre gleichförmige Entwicklung sowie durch ihre Abdichtung mittels überlagernder toniger Siliziklastika (Sobral Einheit) einen potentiellen Speicher und sind direkt von Muttergesteinen (Abadia Schichten) unterlagert. In den Abadia Schichten kommen bitumenreiche Lagen häufig vor. Bitumenimprägnationen sind auch im 'Oólito' häufig. Allerdings ist die Zementation dort bereichsweise sehr hoch. Auch in den Sandsteinen des 'Sobral' sind Bitumenimprägnationen vorhanden. Bitumenführende Muttersedimente innerhalb der ästuarinen Deltabereiche treten im gleichen Ablagerungssystem auf.

(6) Die lagunäre Kalk/Mergel Folge des Tithonium ist stellenweise sehr bitumenreich. Die kleinen Alrota Fleckenriffe und Biostromkalke, die sich innerhalb dieser Kalk/Mergel Einheit finden, könnten bei schlechterer Zementation gute Kleinspeicher darstellen. Insbesondere der hochenergetische Schuttmantel größerer Strukturen wäre ein günstiger Speicher. Bitumenimprägnationen sind dort ebenfalls zahlreich vorhanden. Die Horizontbezogenheit ergäbe trotz der Isoliertheit der Strukturen insgesamt eine vorhersagbare Prospektionsmöglichkeit.

7.8 Chapter summary: Conclusions

New results on carbonate sedimentology based on the Ota-Platform and other 'buildups'

Almost the entire narrow Kimmeridgian Ota Platform, today of max. 11 x 2 km extension, is preserved. Good exposure conditions allow a three-dimensional analysis of the structure of this remarkable carbonate platform. It is particularly characterised by well developed facies belts forming an aggradational architecture. From West to East follow a reef, back reef, peritidal and lagoonal belt. In the East, cross-bedded grainstones can be interpreted as relics of a shoal situated at the landward margin of the platform. More general results of facies analysis include:

** Secondarily irregularly blackened sediment horizons and blackened karstic cave fills occur in association with black pebble development in both Ota and Montejunto-Platform. Both blackened horizons and black pebbles may be rich in organic matter. This proves the existence of host rocks for black pebbles and of migrating organic substances, both of which was doubted by SHINN & LIDZT (1988) who rather see black pebble formation related only to fossil fires. The existence of entire sediment layers and the richness in bituminous matter proves the general correctness of the models of black pebble formation by migrating organic substances of various origin (microbial or algal matter, higher land plant material, partly charcoal), as expressed by BARTHEL (1974), STRASSER & DAVAUD (1983) or LEINFELDER (1987b) (see Chap. 2.2.6).*

** Marine giant oncoids up to 15 cm in diameter occur within the Ota Limestone and the Caldas-Bolhos unit. Birdseyes and Bacinella structures indicate their very shallow origin. They grew within tidal channels. Amalgamation of several oncoids and growth of cortical protrusions into interparticle cavities proves the in-situ growth of at least parts of them. In-situ growth of oncoids is well known from modern freshwater environments, and can be deduced for some ancient freshwater environments by a set of criteria (LEINFELDER & HARTKOPF-FRÖDER 1990), whereas in-situ growth is rarely discussed for marine oncoids so far (see Chap. 4.1.2).*

**Autocyclic small scale shallowing up sequences are widespread in the interior parts of the Ota-Platform. Their character and lateral non-persistence reveal that they were formed by autocyclic shifts of depositional subsystems. Models for their development comprise: Progradation-cementation-erosion system in the back reef zone; progradational wedge and tidal channel system in the peritidal belt, and autocyclic mud*

ridge development in the lagoonal area (see Chap. 2.2, 2.4).

* Early karst features of the Ota Limestone include marginal microsparitisation of carbonate grains, early diagenetic solution pipes, honcomb structures and karst cavities. The latter are often filled with residual sediment which became secondarily enriched in echinoderms by selective dissolution of aragonite particles. This is evidence of the very early character of these features, which are thought to be due to mixed-water diagenesis. Partly amalgamated subaerial exposure horizons and karst cavities allow to decipher 14 phases of intraformational and postformational development of the Ota-Platform.

* The aggradational Ota-Platform is a good example for the inhibition of progradation. Carbonate productivity was doubtlessly high, which is shown by the high rate of infill of the very shallow lagoon and particularly by the position of the intertidal belt directly behind the reef. It is assumed that the tectonic origin of the eastern platform margin resulted in the development of a steep by-pass escarpment, preventing progradation. This interpretation is in accordance with the winnowed character of the reef rim (see below) and the detection of marginal faults in seismic lines. In this example, sea level change had no influence on the general architecture (progradation or aggradation) of the buildup. Base-of-slope debris aprons can be postulated but are not exposed. If positioned in an offshore basin and drilled by only one core, as common in offshore basin analysis, the character of this narrow buildup, which does not follow 'WALTHERIAN' rules, would certainly have been misinterpreted.

Comparison between Upper Jurassic buildups from the Lusitanian Basin

Three types of buildups exist:

* Halokinetically controlled buildups (type A) developed away from rising salt pillows into the salt rim structures. They hence are mostly of large dimension and show progradational ramp-type to shelf-with-depositional-margin development. The standard example is the grain-dominated Oxfordian Ramalhal buildup. Its Kimmeridgian relics are the Vimeiro and Caldas-Bolhos buildups, which developed close to the structural axis of the salt pillow and show an additional control by tectonics.

* Most medium sized buildups of the basin fall into the category of tectonically controlled buildups (type B). These are mostly lime-mud dominated or, at least, rich in micritic sediments. According to the degree of structural control they range from ramp to bypass-margin types. Examples are the Sintra, Barreiro, Montejunto and Ota buildups.

* Transgressive buildups (type C) occur in correlatable levels or units characterised by a reduction in background sedimentation, which came along with sea level rise. The buildups are grain- or mud-dominated or mixed, and may exhibit a clay-rich matrix. They are mostly lensoid, including medium to small-sized bioherms as well as biostromes and marly coral meadows. Examples comprise the Monte Gordo and Castanheira reefs, the Alrota reefs and similar coral associations in the Sobral beds as well as at Consolação and in the western Serra da Arrábida. Transgressive buildups may also be laterally extensive as in the case of the Amaral formation.

The significance of the buildups from central Portugal for Upper Jurassic reef models

Most reefs from central Portugal match, to a large degree, the Upper Jurassic reef models as given by CREVELLO & HARRIS (1984). An exception is the Ota reef, which despite its high-energy, shallow-water character contains abundant microbial crusts. This is explained by the wave-washed character of the reef, which was facilitated by the existence of a steep bypass margin. This prevented excessive accumulation of carbonate debris within the reef belt, a fate which afflicted most other Jurassic high-energy reef, leading to their eventual suffocation within debris piles.

Thrombolite reefs with partial participation of siliceous sponges and corals, as occurring in the Serra Isabel level and in the topmost part of the Abadia formation, represent another, previously largely unknown Upper Jurassic reef type. Its development is related to fluctuations in oxygen/nutrient concentrations (LEINFELDER et al. 1993a,b). For a more complete discussion of Upper Jurassic reef types and models see LEINFELDER (1992, 1993a, in english language).

The mixed carbonate-siliciclastic depositional models

During the Kimmeridgian and Tithonian coral reefs and carbonate buildups of the Lusitanian Basin largely grew within siliciclastic settings. The carbonates were largely or completely protected from terrigenous influence by a variety of sheltering mechanisms. These represent a variable combination of factors, such as elevated position, longshore currents, filtering of quartz by ooid formation, local subsidence traps and sea level rise. In incompletely protected areas, adapted corals could form local patch reefs. The degree of adaption of corals can be estimated by several morphological criteria (number of septae, calical type, growth form) (see Chap. 6.2).

The principal mixed depositional system models are:

(1) Intrabasinal platform horst: The Ota-Platform, situated on a basement uplift, is protected from terrigenous clastics by this elevated position and by coastal longshore currents, the latter explaining the screening-off of suspended clay and, therefore, the purity of carbonates. Model criteria are: Coeval sedimentation of siliciclastics and carbonates; deep marine character of surrounding siliciclastics, development of aggradational architecture with facies zonation spanning several sea level cycles (indicating tectonic nature of platform uplift), episodic contamination of carbonates by aeolian quartz silt and terrigenous driftwood pebbles. The Boldos-Caldas buildup was controlled by tectonic and halokinetic uplift, and was additionally protected from siliciclastics by an island chain.

(2) Mixed siliciclastic-carbonate fan delta: The calcareous coral reefs of the arkosic Castanheira slope-type fan delta grew on deactivated fan lobes (see before). Among the screening-off factors are sea level rise and longshore currents, whereas climate did not play a major role in reducing siliciclastic influx. Diagnostic for the model are: fan-delta sedimentology and architecture; isolated reefs within distinct levels; deepening-shallowing trend of reefs; termination of reef growth by karst phases; allochthonous carbonates.

(3) Prograding, fine-siliciclastic slope system capped by reefal to oolitic carbonates: On top of the Abadia slope system, the Amaral carbonates were formed during reduced siliciclastic input caused by growing distance from the terrigenous source area due to slope progradation and sea level rise. Remaining siliciclastics were partly encrusted by ooids or channelled downslope. Model criteria include: shallowing-up siliciclastic slope succession, with slight deepening trend in topmost part; crust-rich carbonates in transition zone, evidencing strong reduction of sedimentation rate; shallowing-up trend within carbonates, with a final deepening into terrigenous prodelta sediments, bringing a return to siliciclastic sedimentation. Ramp type carbonates show a general large-scale uniformity, superimposing a small-scale mosaic distribution of reefal subfacies, due to rapid retrogradation and back stepping during sea level rise.

(4) Lagoonal patch reefs within shallow siliciclastic setting are represented particularly by the Alrota coral reefs and biostromes. Sea level rise resulted in general reduction of terrigenous influx, although fine siliciclastics did reach the depositional setting in considerable amounts. Model characteristics are: Lensoid character of reefs; occurrence of reefs within a distinct time interval;

reef organisms adapted to background sedimentation; local catch-up trends due to positive feedbacks; frequent termination of reef growth by clayey sedimentation; general reduced sedimentation rates of the low-energy, shallow lagoonal sediments, indicated by a high amount of burrows and other criteria.

Comparison of coral reefs and platforms from siliciclastic and carbonate settings

Mechanisms screening-off siliciclastics can be very effective, so that carbonate productivity and diversity of organisms often can be very high even within carbonate areas surrounded by siliciclastic sedimentation (e.g. Ota-Platform). Examples from pure carbonate settings (Sintra-Ramp, Montejunto-Platform) may even show lower diversity of reef organisms, caused by a deeper position of reefs and elevated sedimentation rate of lime mud. Rate of background sedimentation, both terrigenous and calcareous, controls the diversity and structure of reef associations at least to, or higher than, the degree exerted by bathymetry/light, water energy and salinity.

Another interesting aspect is that nutrient input during times of dominance of terrigenous material was probably higher than during times of carbonate dominance. The high diversity of reef organisms in the Ota reef (surrounded by siliciclastics) and their partial high diversity in the Alrota reefs (situated directly within a terrigenously polluted setting) could indicate that during the Jurassic reef corals were not yet specialised to oligotrophic settings as are modern corals.

Sequence stratigraphy of the Upper Jurassic of the central Lusitanian Basin

It was the rift activity of the basin which dominated the development of major depositional systems (siliciclastic fan delta, prograding slope system, carbonate buildups), part of which occurred penecontemporaneously, with siliciclastics being introduced from geographically different sources. Sea level changes of third order only caused modifications within these systems but did not generally transform them into other ones: Carbonate platforms developed karst and black pebble horizons, hardgrounds, or narrower spacing of small-scale cycles; within siliciclastic systems coraliferous reefs occurred during transgressive phases. Such local third-order cycles are mostly correlatable, despite the strong differences in sedimentary development. Furthermore, a composite sequence stratigraphic interpretation is correlatable with the redefined third order sequences of PONSOT & VAIL (1991a,b). It is, however, assumed that Lusitanian Basin Upper Jurassic

third order sequences are largely controlled by regional tectonics (see LEINFELDER 1993b, LEINFELDER & WILSON, in prep.).

The discontinuous development of the Upper Jurassic of the Lusitanian Basin, and its significance for the analysis and hydrocarbon exploration of similar marginal basins

Due to later Alpine tectonics the Mesozoic Lusitanian Basin is accessible on land, giving it a model character for most of the other Atlantic ocean marginal basins situated in today's offshore. Of particular importance are: the heterochroneity of many sedimentary units (including structurally controlled carbonate buildups), the narrowness of many buildups, and the development of local graben structures between the buildups, which are filled with siliciclastics.

The great variety of sediment types, architectures and structural styles led to promising oil plays, due to a wealth of Upper Jurassic source, reservoir and seal rocks as well as structural traps and early maturation caused by local strong subsidence. However, later inversion tectonics destroyed most occurrences of exploitable petroleum. Nevertheless, the study of potential oil plays may provide a model for the style of petroleum formation in similar basins: The structure of the Barreiro buildup caused accumulation of petroleum in younger sediments, domed up by the buildup. The partially dolomitised Ramalhal grainstone buildup directly superimposes the dominant source rocks of the basin, the bituminous Cabaços beds, and is sealed by the fine grained Abadia beds. The poorly cemented arcoses of the Castanheira fan are still rich in microbially altered petroleum at places. They originally were sealed by overlapping fine-grained Abadia siliciclastics. Source rocks could be both the Cabaços beds, with good migration paths along deep synsedimentary rift faults, as well as parts of the fine grained Abadia beds, which at outcrop are rich in bitumen at places. The Castanheira conglomerates are an excellent example of a thick, promising reservoir rock developed in a graben, a structure which normally would not be drilled. Relics of bitumen are also visible in karst cavities and grainstones of the Ota and the Amaral buildups, both of which directly border the Abadia beds, as potential source rocks. The Ota-Platform is additionally connected to the Cabaços source rocks by syn- and postsedimentarily active normal faults. Furthermore, bituminous impregnations are common in the Sobral estuarine delta sediments and the Arranhó lagoonal sediments, both of which would show associated reservoir rocks within the same sedimentary systems (Sobral: delta front sands, sealed by

prodelta and interbay clays and silts; Arranhó: level-constant, highly compartmentalised but numerous calcareous patch reefs).

8 DANKSAGUNG

Die vorliegende Arbeit stellt die mit neuen Daten versehene, teils gekürzte, an einigen Stellen auch erweiterte Habilitationsschrift des Autors dar (LEINFELDER 1989), welche an der Universität Mainz eingereicht und akzeptiert wurde. Hier nicht vollständig wiedergegebene Teile dieser Habilitationsschrift wurden bereits anderweitig veröffentlicht (LEINFELDER & WILSON 1989, ELLIS, WILSON & LEINFELDER 1990, LEINFELDER 1992).

Zur Entstehung dieser Arbeit haben viele Kollegen in mannigfaltiger Weise beigetragen. Mein aufrichtiger Dank gebührt insbesondere:

Prof. Dr. Norbert SCHMIDT-KITTLER, Mainz, für die Anregung zur Untersuchung des Otakalks, für die Hinweise auf die Großkoidvorkommen bei Cesaredas, sowie für gemeinsame Geländebegehungen und wertvolle Diskussionen;

Prof. Dr. Miguel RAMALHO, Lissabon, für gemeinsame Geländebegehungen, Unterstützung bei der Auswertung der Mikroorganismen und Korrektur des Sumário;

Dr. Giuseppe MANUPPELLA, Lissabon, für die Überlassung des Materials der Otabohrungen sowie gemeinsame Geländebegehungen;

Prof. Dr. R. Chris L. WILSON, Milton Keynes, für vielfältige wissenschaftliche Kooperationen, gemeinsame Geländebegehungen und fruchtbare Diskussionen, sowie für die Überlassung seismischer Profile;

Prof. Dr. Franz FÜRSICH, Würzburg, Dr. Winfried WERNER, München, und Dr. Harald EHSES, Mainz, für gemeinsame Geländebegehungen und vielfältige Diskussionen;

Dr. Jörn GEISTER, Bern, und Dr. Dennis HUBBARD, La Croix, für schriftliche Anregungen zur Bedeutung der Sedimentation für die Rifforganismen;

Dr. G. SCHAIRER, München, und Dipl.-Geol. G. SCHWEIGERT, Stuttgart, für die Bestimmung diverser Ammoniten;

dem Förster der Otaregion, Sr. E. DUARTE sowie vielen Arbeitern der Handsteinbrüche für wertvolle Hinweise auf Black Pebble Vorkommen.

Den ehemaligen Mainzer Studenten Dr. C. KOBAN (jetzt Stuttgart) sowie Dipl.-Geols. A. MAGG, B. MÜLLER, M. NOSE (jetzt Stuttgart), R. BECKER und F. SCHERER verdanke ich etliche Funde von Ammoniten, Korallen und Kalkalgen, welche im Rahmen von Kartierübungen gemacht wurden.

Ich danke darüberhinaus N. SCHMIDT-KITTLER, F. FÜRSLICH und R.C.L. WILSON für Anregungen und konstruktive Kritik, welche aus der Begutachtung der Habilitationsschrift erwachsen.

Herr A. BECKER, Mainz, erstellte Teile des Dünnschliffmaterials. Herrn M. SCHMICKING, Mainz, sowie Frau R. RATH, Stuttgart, danke ich für fotografische und fototechnische Arbeiten. Frau RATH fertigte darüberhinaus die Reinzeichnung der Umschlagsgraphik (= Abb. 147) an.

Mein besonderer Dank gilt den ehemaligen Mainzer Studenten Dr. Christoph KOBAN (jetzt Stuttgart) und Günter RITSCHHEL, sowie der Stuttgarter Studentin Frau cand. geol. Andrea Ess für die überaus tatkräftige Unterstützung bei technischen Arbeiten.

Ich danke dem Geologischen Dienst von Portugal, Lissabon, für die generelle Unterstützung der Arbeiten sowie für die Möglichkeit der Untersuchung von Bohrkernmaterial.

Diese Arbeit wurde durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft finanziell unterstützt (Projekte Le 580/1; Le 580/4). Sie stellt einen Beitrag zum DFG-Schwerpunktprogramm 'Globale und regionale Steuerungsmechanismen biogener Sedimentation' - Teilbereich 'Riffrevolution' dar.

9 LITERATURVERZEICHNIS

- AALTO, K.R. (1976): Sedimentology of a melange: Franciscan of Trinidad, California.- J. sedim. Petrol., **46**, 913-929, 15 Abb., 4 Tab., Tulsa.
- ACKER, K.L. & STEARN, C.W. (1990): Carbonate-siliciclastic facies transition and reef growth on the northeast coast of Barbados, West Indies.- J. sedim. Petrol., **60**, 18-25, 6 Abb., Tulsa.
- ADAMS, A.E. (1979): Sedimentary environment and palaeogeography of the western High Atlas, Morocco, during the Middle and Late Jurassic.- Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., **28**, 185-196, 3 Abb., 1 Tab., Amsterdam.
- AHR, W.M. (1973): The carbonate ramp: an alternative to the shelf model.- Trans. Gulf Coast Ass. Geol. Soc., 23rd Ann. Conv., **23**, 221-225, Boulder.
- ANDRADE, Freire de C. (1934): Um recife corálico no Jurássico de Vila Franca de Xira.- Bol. Mus. Mineral. Geol. Univ. Lisboa, **3**, 3-11, 1 Abb., Lissabon.
- ASSERETO, R.L. & KENDALL, C.G.ST.C (1971): Megapolygons in Ladinian limestones of Triassic of Southern Alps: evidence of deformation by penecontemporaneous desiccation and cementation.- J. sedim. Petrol., **41**, 715-723, 8 Abb., Tulsa.
- & - (1977): Nature, origin and classification of peritidal tepee structures and related breccia.- Sedimentology, **24**, 153-210, 31 Abb., 5 Tab., Oxford.
- ATROPS, F. & MARQUES, B. (1986): Mise en évidence de la zone à Platynota (Kimméridgien Inférieur) dans le Massif du Montejunto (Portugal); Conséquences stratigraphiques et paléontologiques.- Géobios, **19**, 537-547, 3 Abb., 1 Taf., Lyon.
- & - (1988a): Précisions stratigraphiques sur les formations à ammonites du Jurassique supérieur dans le massif du Montejunto (Nord du Tage, Portugal).- Proceedings 2nd. Internat. Sympos. Jurass. Stratigraphy, 505-516, 2, Abb., 2 Taf., Lissabon (UNL).
- & - (1988b): La faune d'ammonites Kimméridgienne des Schistes de Ramalhão (Région de Sintra, Portugal).- Proceedings 2nd Internat. Sympos. Jurass. Stratigraphy, 517-524, 1 Taf., Lissabon (UNL).
- AUZENDE, J.-M., RAD, U. VON, BIJU-DUVAL, B., CEPEK, P., COUSIN, M., DOSTMANN, H., EL ASRI, M., JAFFREZO, M., LANCELOT, Y, RUELLAN, E. & STEIGER, T. (CYAMAZ-Group)(1984): Structure and stratigraphy of the Mazagan Escarpment: Preliminary results of the CYAMAZ diving expedition - a post-site survey for Leg 79.- Init. Reports DSDP, **79**, 369-376, 3 Abb., 1 Tab., 2 Taf., Washington.
- AYDIN, A. & NUR, A. (1985): The types and role of stepovers in strike-slip tectonics.- In: BIDDLE, K.T. & CHRISTIE-BLICK, N. (eds.), Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation, Soc. Econ. Paleont. Mineral., Sp.Publ., **37**, 35-44, 10 Abb., Tulsa.
- AZEMA, J., CHABRIER, G., FOURCADE, E. & JAFFREZO, M. (1977): Nouvelles données micropaléontologiques, stratigraphiques et paléogéographiques sur le Portlandien et le Néocomien de Sardaigne.- Rev. Micropal., **20**, 125-139, 2 Abb., 4 Taf., Paris.
- AZEREDO, A.C. (1988): Preliminary note on peritidal facies of the Bathonian from Serra de S. Bento (Maciço Calcário Estremenho).- Proceedings 2nd Internat. Sympos. Jurass. Strat., 900-916 5 Abb., 2 Taf., Lissabon (UNL).
- & CARVALHO, A.M.G. de (1986): Novos elementos sobre o 'Paleogénico' carbonatado dos arredores de Lisboa.- Comun. Serv. Geol. Portugal, **72**, 111-118, 2 Abb., 3 Tab., 3 Taf., Lissabon.
- BALL, M.M. (1967): Carbonate sand bodies of Florida and the Bahamas.- J. Sedim. Petrol., **37**, 556-591, Tulsa.
- BARIA, L.R., STOUT, D.L., HARRIS, P.M. & CREVELLO, P.D. (1982): Upper Jurassic reefs of Smackover Formation, United States Gulf Coast.- Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull., **66**, 1449-1482, 29 Abb., 1 Tab., Tulsa.
- BARTHEL, K.W. (1974): Black pebbles, fossil and recent, on and near coral islands.- Proc. Soc. Internat. Coral Reef Symp., **2**, 395-399, 5 Abb., Brisbane.
- (1977): A spur and groove system in Upper Jurassic coral reefs of southern Germany.- Proceed. 3rd Internat. Coral Reef Symp., Miami, May 1977, Florida.
- BEAUVAIS, L. (1987): Les zones de madreporaires du Malm.- Programme and Abstracts, 2nd Internat. Sympos. Jurass. Stratigr., Lisboa Sept., 1987, S. 11, Lissabon (UNL).
- BEBOUT, D.G. & LOUCKS, R.G. (1983): Lower Cretaceous reefs, South Texas.- In: SCHOLLE, P.A., BEBOUT, D.G. & MOORE, C.H. (eds.), Carbonate depositional environments, Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem., **33**, 441-444, 7 Abb., Tulsa.
- BELPERIO, A.P. & SEARLE, D.E. (1987): Terrigenous and carbonate sedimentation in the Great Barrier Reef Province.- In: DOYLE, L.J. & ROBERTS, H.H. (eds.), Carbonate - clastic transitions; Developm. Sedimentol., **42**, 143-174, 14 Abb., 1 Taf., Amsterdam (Elsevier).
- BENEST, M.-C., COIFFAIT, P., FOURCADE, E. & JAFFREZO, M. (1975): Essai de détermination de la limite Jurassique - Crétacé par l'étude des microfaciès dans les séries

- de plate-forme du domaine méditerranéen occidental.- Colloque sur la limite Jurassique- Crétacé, Lyon, Neuchâtel, 1973 - Mem. Bull. Rech. Géol. Min., **86**, 169-181, 6 Abb., Paris.
- BENKE, K. (1981): Die Dogger/Malm-Wende in den NW-Keltiberischen Ketten (Spanien) und angrenzenden Gebieten - Sedimentologie, Stratigraphie und Paläogeographie.- Facies, **4**, 95-164, 32 Abb., 8 Tab., 3 Taf., Erlangen.
- BERNARDES, C.M. (1992): A sedimentação durante o Jurássico Superior entre o Cabo Mondego e o Baleal (Bacia Lusitana): Modelos deposicionais e arquitectura sequencial.- 261 pp., unpublished thesis (dissertação de grau de Doutor), Deptm. Geociências, Universidade de Aveiro.
- BLENDINGER, W. (1986): Isolated stable carbonate platforms: the Middle Triassic (Ladinian) of the Marmolada area, Dolomites, Italy.- Sedimentology, **33**, 159-183, 21 Abb., Oxford.
- BOILLLOT, G., WINTERER, E.L., APPLGATE, J. BALTUCK, M., BERGEN, J.A., COMAS, M., DAVIES, T.A., DUNHAM, K., EVANS, C.A., GIRARDEAU, J., GOLDBERG, D., HAGGERTY, J., JANSÁ, L.F., JOHNSON, J.A., KASAHARA, J., LOREAU, J.-P., LUNA, E., MEYER, A.W., MOULLADE, M., OGG, J., SARTI, M., THUROW, J. & WILLIAMSON, M.W. (1985): Evolution of a passive margin.- Nature, **317**, 115-116, 1 Abb., London.
- BRACHERT, Th.-C. (1992): Sequence stratigraphy and paleo-, Stuttgart.oceanography of an open-marine mixed carbonate/siliciclastic succession - Late Jurassic; South Germany. - Facies, **27**, 179-216, 16 Abb., 1 Tab., 4 Taf., Erlangen.
- BRAGA, J.C., MARTIN, J.M. & ALCALA, B. (1990): Coral reefs in coarse-terrigenous sedimentary environments (Upper Tortonian, Granada Basin, Southern Spain).- Sedim. Geol., **66**, 135-150, Amsterdam.
- BURCHETTE, T.R. (1988): Tectonic control on carbonate platform facies distribution and sequence development: Miocene, Gulf of Suez.- sedim. Geol., **59**, 179-204, 15 Abb., 1 Tab., Amsterdam.
- & WRIGHT, V.P. (1992): Carbonate ramp depositional systems.- Sedim. Geol., **79**, 3-57, 18 Abb., 3. Tab., Amsterdam.
- CAR, J., SKABERNE, D., OGORELEC, B., TURNSEK, D. & PLACER, L. (1981): Sedimentological characteristics of Upper Triassic (Cordevolian) circular quiet water coral bioherms in western Slovenia, northwestern Yugoslavia.- In: TOOMEY, D.F. (ed.), European fossil reef models, Soc. Econ. Paleont. Mineral., Sp.Publ., **30**, 233-240, 6 Abb., 1 Taf., Tulsa.
- CHAFETZ, H.S. (1986): Marine peloids: a product of bacterially induced precipitation of calcite.- J. sedim. Petrol., **56**, 812-816, 3 Abb., Tulsa.
- CHAUMEAU, J. (1962): Étude géologique de l'anticlinorium d'Arruda et de ses abords.- C.P.P. et Compagnie des Petroles France Afrique, Lissabon (unveröff. Bericht).
- CHERCHI, A. & SCHROEDER, R. (1979): *Koskinobullina* n.gen., microorganisme en colonie incertae sedis (algues?) du Jurassique - Crétacé de la région méditerranéenne.- Bull. Centres Rech. Explor.- Prod. Elf-Aquitaine, **3**, 519-523, 1 Taf., Pau.
- CHOI, D.R. & GINSBURG, R.N. (1982): Siliciclastic foundation of Quaternary reefs in the southernmost Belize Lagoon, British Honduras.- Geol. Soc. Amer. Bull., **93**, 116-126, 13 Abb., Boulder.
- CHOQUETTE, P.W. & JAMES, N.P. (1987): Paleokarst. Introduction.- In: JAMES, N.P. & CHOQUETTE, P.M. (eds.), Paleokarst, 1-21, 7 Abb., New York (Springer).
- CHOFFAT, P. (1885-88): Description de la faune jurassique du Portugal. Mollusques Lamellibranches.- Mem. Dir. Trav. Geol. Portugal, 115 S., 38 Taf., Lissabon.
- CHOFFAT, P. (1893): Description de la faune jurassique du Portugal. Classe des Céphalopodes. Première série: ammonites du Lusitanien de la contrée de Torres Vedras.- Mem. Dir. Trav. Geol. Portugal, 82 pp., Lissabon.
- CISNE, J.L. (1986): Earthquake recorded stratigraphically on carbonate platforms.- Nature, **323**, 320-322, 3 Abb., London.
- COLMENERO, J.R., AGUEDA, J.A., FERNANDEZ, L.P., SALVADOR, C.I., BAHAMONDE, J.R. & BARBA, P. (1988): Fan-delta systems related to the Carboniferous evolution of the Cantabrian Zone, northwestern Spain.- In: NEMEC, W. & STEEL, R.J. (eds.), Fan deltas: sedimentology and tectonic setting, 267-285, 13 Abb., Glasgow, London (Blackie and Son).
- COOK, H.E. & EGBERT, R.M. (1981): Carbonate submarine fans along a Paleozoic prograding continental margin, western United States (abstr.).- Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull., **65**, S. 913, Tulsa.
- & MULLINS, H.T. (1983): Basin margin.- In: SCHOLLE, P.A., BEBOUT, D.G. & MOORE, C.H. (eds.), Carbonate depositional environments, Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem., **33**, 539-617, 136 Abb., Tulsa.
- CONSTANTZ, B.R. (1986): The primary surface of corals and variations in their susceptibility to diagenesis.- In: SCHROEDER, J.H. & PURSER, B. (eds.), Diagenesis of reefs, 53-76, 8 Abb., Heidelberg (Springer).
- CORRENS, C.W. (1968): Einführung in die Mineralogie.- 459 S., 391 Abb., viele Tab., 1 Taf., Berlin (Springer).
- CRAIG, D.H. (1987): Caves and other features of Permian karst in San Andres Dolomite, Yates Field Reservoir, West Texas.- In: JAMES, N.P. & CHOQUETTE, P.M. (eds.), Paleokarst, 342-363, 18 Abb., New York (Springer).
- CREVELLO, P. & HARRIS, P.M. (1982): Depositional models and reef building organisms, Upper Jurassic reefs of the Smackover Formation.- Gulf Coast Section Soc. Econ. Paleont. Mineral. Foundation Research Conf., S. 25-28, 3 Abb., Tulsa.
- & - (1984): Depositional models for Jurassic reefal buildups.- Proceedings Gulf Coast Section Soc. Econ. Paleont. Mineral. Third Ann. Research Conf., S. 57-101, 21 Abb., 2 Tab., 9 Taf., Tulsa.
- DABRIO, C.J. & POLO, M. (1988): Late Neogene fan deltas and associated coral reefs in the Almanzora Basin, Almeria Province, southeastern Spain.- In: NEMEC, W. & STEEL, R.J. (eds.), Fan deltas: sedimentology and tectonic setting, 354-367, 10 Abb., Glasgow, London (Blackie and Son).
- DE CASTRO (1991): On the cortical layer of thumato-porellaceans (green algae) <emend. title>.- Abstracts, 5th Intern. Symp. Fossil Algae, Capri, 7-12, April 1991, 16-17, Napoli.
- DESROCHER, A. & JAMES, N.P. (1987): Early Paleozoic surface and subsurface paleokarst: Middle Ordovician carbonates, Mingan Islands, Quebec.- In: JAMES, N.P. & CHOQUETTE, P.M. (eds.), Paleokarst, 183-210, 18 Abb., New York (Springer).
- DÖHLER, M. (1984): Die regressive Flachwassersedimentation im höheren Kimmeridge der mittleren Estremadura (Portugal) zwischen Torres Vedras und Alenquer.- Bericht DFG Projekt Biofaziesanalyse im Mesozoikum der Estremadura (Portugal), Schm. 452/5, München (unveröffentl.).
- DOYLE, M., LAWRENCE, D., SNELSON, S. & HORSFIELD, W. (1988): Computer simulation of basin stratigraphy.- (Abstracts 78th Annual Meeting of the Geologische

- Vereinigung, Evolution of Sedimentary Basins, Feb. 1988, Jülich, West Germany). Terra Cognita, **8**, S. 21.
- DRAGASTAN, O. (1985): Review of Tethyan Mesozoic algae of Romania.- In: TOOMEY, D.F. & NITECKI, M.H. (eds), Paleoalgology, 102-161, 4 Abb., 28 Taf., Berlin (Springer).
- DRIESE, S.G. & DOTT, R.H.Jr. (1984): Model for sandstone-carbonate 'cyclothems' based on Upper Member of Morgan Formation (Middle Pennsylvanian) of Northern Utah and Colorado.- Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull., **68**, 574-597, 22 Abb., 4 Taf., Tulsa.
- DULLO, W.-Chr. (1983): Fossilidiagenese im miozänen Leithakalk der Paratethys von Österreich: Ein Beispiel für Faunenverschiebungen durch Diageneseunterschiede.- Facies, **8**, 1-112, 22 Abb., 2 Tab., 15 Taf., Erlangen.
- (1986): Variation in diagenetic sequences: an example from Pleistocene coral reefs, Red Sea, Saudi Arabia.- In: SCHROEDER, J.H. & PURSER, B. (eds.), Diagenesis of reefs, 77-90, 7 Abb., 1 Tab., Heidelberg (Springer).
- (1987): The role of microarchitecture and microstructure in the preservation of taxonomic closely related Scleractinians.- Facies, **16**, 11-22, 2 Abb., 2 Taf., Erlangen.
- , FRICKE, H.W. & BRACHER, T.C. (1988): Tiefwasserkorallen mit Zooxanthellen: Die *Leptoseria fragilis* Riffe des Roten Meeres (Abstr.).- Kurzfassungen, 58. Jahrestagung Paläontol. Gesellsch., Stuttgart, Okt. 1988, S. 88., Stuttgart.
- DUNHAM, R.J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional textures.- Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem., **1**, 108-121, 1 Tab., 7 Taf., Tulsa.
- EARLEY, C.F. & GOODELL, H.G. (1968). The sediments of Card Sound, Florida.- J. sedim. Petrol., **38**, 985-999, 11 Abb., Tulsa.
- EBERLI, G.P. (1987): Carbonate turbidite sequences deposited in rift-basins of the Jurassic Tethys Ocean (eastern Alps, Switzerland).- Sedimentology, **34**, 363-388, 23 Abb., Tulsa.
- EHSES, H. (1989): Die diskontinuierliche Dogger / Malmgrenze in der Serra da Arrábida und Serra de São Luis (Südliche Estremadura, Portugal).- 269 pp, unpublizierte Dissertation, Universität Mainz.
- & LEINFELDER, R.R. (1988): Laterale und vertikale Faziesentwicklung der Rhät/Unterlias Sedimentation im Wallberg - Blankenstein Gebiet (Tegernsee, Nördliche Kalkalpen).- Mainz. Geowiss. Mitt., **17**, 53-94, 36 Abb., Mainz.
- EINSELE, G. (1982): Limestone - marl cycles (periodites): diagnosis, significance, causes - a review.- In: EINSELE, G. & SEILACHER, A. (eds.), Cyclic and event stratification, 8-53, 14 Abb., 2 Tab., Berlin (Springer).
- ELIUK, L.S. (1978): The Abenaki Formation, Nova Scotia shelf, Canada - a depositional and diagenetic model for a mesozoic carbonate platform.- Bull. Canad. Petrol. Geol., **26**, 24 Abb, 2 Tab., 7 Taf., viele Bohrlöcher, 424-514, Calgary.
- ELLIOT, G.F. (1956): Further records of fossil calcareous algae from the Middle East.- Micropaleont., **2**, 327-334, 2 Taf., New York.
- ELLIOT, T. (1986): Deltas.- In: READING, H.G. (ed.), Sedimentary environments and facies, 2nd edn., 113-154, 47 Abb., Oxford (Blackwell).
- ELLIS, P.M. (1983): A Cretaceous encrusted surface on the Upper Jurassic limestones of Monte Gordo, Vila Franca de Xira, Portugal.- Comun. Serv. Geol. Portugal, **69**, 103-106, 2 Abb., 1 Taf., Lissabon.
- (1984): Upper Jurassic carbonates from the Lusitanian Basin, Portugal and their subsurface counterparts in the Nova Scotian Shelf.- 193 S., viele Abb., The Open University, Milton Keynes (unveröff. Diss.).
- , ELLWOOD, P.M. & WILSON, R.C.L. (1987): Kimmeridgian siliciclastic and carbonate slope deposits.- Excursion Guide B 'Contrôle structural de la sédimentation pendant le Jurassique supérieur dans le Bassin d'Estremadura; l'halocinèse jurassique dans la marge portugaise', 2nd. Internat. Sympos. Jurass. Stratigr., Lisbon, Sept. 1987, S. 1-32 (3rd. day), 23 Abb., Lissabon.
- , WILSON, R.C.L. & LEINFELDER, R.R. (1990): Controls on Upper Jurassic carbonate build-up development in the Lusitanian Basin, Portugal.- Int. Ass. Sediment., Sp. Publ., **9**, 169-202, 24, Abb., Tulsa.
- EMBRY, A.F. & KLOVAN, E.V. (1972): Absolute water depth limits of Late Devonian paleoecological zones.- Geol. Rdsch., **61**, 672-686, 10 Abb., Stuttgart.
- ENAY, R., MANGOLD, C., CARIU, E., CONTINI, D., DEBRAND-PASSARD, S., DONZE, P., GABILLY, J., LEFAVRAIS-RAYMOND, A., MOUTERDE, R. & THIERRY, J. (1980): Synthèse paléogéographique du Jurassique français.- Docum. Lab. Geol. Lyon, **5**, 210 S., 1 Abb., 3 Tab., 42 Kartenskizzen, Lyon.
- ENDO, R. (1961): Calcareous algae from the Jurassic Torinosu Limestone of Japan.- Sci.Rep.Saitama Univ., B (ENDO Vol.), 53-75, 17 Taf., Kawanchi.
- ENOS, P. (1977): Flow regimes in debris flow.- Sedimentology, **24**, 133-142, 4 Abb., Oxford.
- (1983): Shelf environment.- In: SCHOLLE, P.A., BEBOUT, D.G. & MOORE, C.H. (eds.), Carbonate depositional environments, Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem., **33**, 267-295, 25 Abb., 2 Taf., Tulsa.
- & MOORE, C.H. (1983): Fore-reef slope.- In: SCHOLLE, P.A., BEBOUT, D.G. & MOORE, C.H. (eds.), Carbonate depositional environments, Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem., **33**, 507-537, 36 Abb., Tulsa.
- & PERKINS, R.D. (1977): Evolution of Florida Bay from island stratigraphy.- Geol. Soc. Americ., Bull., Part I, **90**, 59-83, 19 Abb., 1 Tab., Boulder.
- ERBENICH, A. (1984) Kartierbericht zur Detailkartierung auf l'att Alenquer, Bereich Meca - Penafirme, im Maßstab 1:10 000 (Estremadura, Portugal).- 114 S., Institut. Geowiss., Univ. Mainz (unveröffentl. student. Bericht).
- (1986): Mikrofazielle Untersuchungen des oberjurassischen Kalkkomplexes der Serra de Ota, Estremadura, Portugal.- 178 S., 47 Abb., Institut. Geowiss. Universität Mainz (unveröffentl. Diplomarbeit).
- ERLICH, R.N., MAHER, K.P., HUMMEL, G.A., BENSON, D.G., KASTRITIS, G.J., LINDER, H.D., HOAR, R.S. & NEELEY, D.H. (1987): Baltimore Canyon Trough, Mid-Atlantic O.C.S.: Seismic stratigraphy of Shell/Amoco/Sun wells.- In: BALLY, B.W. (ed.), Atlas of seismic stratigraphy, vol. 2; Amer. Assoc. Petrol. Geol., Studies in Geology, **27**, Tulsa.
- ESTEBAN, M. & KLAPPA, C.F. (1983): Subaerial exposure environment.- In: SCHOLLE, P.A., BEBOUT, D.G. & MOORE, C.H. (eds.), Carbonate depositional environments, Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem., **33**, 1-54, 94 Abb., 2 Tab., Tulsa.
- ETHRIDGE, F.G. & WESCOTT, W.A. (1984): Tectonic setting, recognition and hydrocarbon reservoir potential of fan-delta deposits.- In: KOSTER, E.H. & STEEL, R.J. (eds.), Sedimentology of gravels and conglomerates.- Canad. Soc. Petrol. Geol., Mem., **10**, 217-235, 16 Abb., 3 Tab., Calgary.
- FELBER, J., HOFFMANN, R., LEINFELDER, R., OSCHMANN, W. & ZIEGLER, R. (1982): Biofaziesanalyse randmariner Ablagerungsbereiche im Oberen Jura Portugals. II. Paläogeographie und Faziesverteilung in der Serra da

- Arrábida.- N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **163**, 301- 330, 13 Abb, Stuttgart.
- FISCHER, A.G. (1964): The Lofer cyclothems of the Alpine Triassic.- In: MERRIAM, D.F. (ed.), Symposium on cyclic sedimentation, State Geol. Survey Kansas, Bull., **169-I**, 107-149, 38 Abb., Lawrence.
- (1975): Tidal deposits, Dachstein Limestone of the North- Alpine Triassic.- In: GINSBURG, R.N. (ed.), Tidal deposits, 235- 242, 3 Abb., Berlin (Springer).
- FLEMMING, B.W. (1988): Process and pattern of sediment mixing in a microtidal coastal lagoon along the west coast of South Africa.- In: BOER, P.L. DE, VAN GELDER, A. & NIO, S.D. (eds.), Tide-influenced sedimentary environments and facies, 275-288, 10 Abb., Dordrecht (Reidel).
- FLINT, R.F. (1971): Glacial and quaternary Geology.- 892 S., 250 Abb., 77 Tab., New York (Wiley).
- FLOOD, P.G. & ORME, G.R. (1987).- Mixed siliciclastic/ carbonate sediments of the northern Great Barrier Reef Province, Australia.- In: DOYLE, L.J. & ROBERTS, H.H. (eds.), Carbonate - clastic transitions; Developm. Sedimentol., **42**, 175-206, 16 Abb., Amsterdam (Elsevier).
- FLÜGEL, E. (1978): Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken.- 454 S., 68 Abb., 57 Tab., 33 Taf., Berlin (Springer).
- (1979): Paleoecology and microfacies of Permian, Triassic and Jurassic algal communities of platform and reef carbonates from the alps.- Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, **3**, 569- 587, 5 Abb., 3 Taf., Pau.
- (1981a): Tubiphyten aus dem fränkischen Malm.- Geol. Bl. NO- Bayern, **31**, 126-142, 10 Abb., Erlangen.
- (1981b): Paleoecology and facies of Upper Triassic reefs in the Northern Calcareous Alps.- In: TOOMEY, D.F. (ed.), European fossil reef models, Soc. Econ. Paleont. Mineral., Sp. Publ., **30**, 291- 359, 26 Abb., 15 Tab., Tulsa.
- & STEIGER, T. (1981): An Upper Jurassic sponge-algal buildup from the Northern Frankenalb, West Germany.- In: TOOMEY, D.F. (ed.), European fossil reef models, Soc. Econ. Paleont. Mineral., Sp. Publ., **30**, 371-397, 23 Abb., Tulsa.
- FORD, D. (1987): Characteristics of dissolutional cave systems in carbonate rocks.- In: JAMES, N.P. & CHOQUETTE, P.M. (eds.), Paleokarst, 25-57, 23 Abb, 2 Taf., New York (Springer).
- FRANCIS, J.E. (1986): The calcareous paleosols of the basal Purbeck Formation (Upper Jurassic), Southern England.- In: WRIGHT, V.P. (ed), Paleosols, 112-138, 8 Abb., Oxford (Blackwell).
- FREEMAN-LYNDE, R.P., WHITLEY, K.F. & LOHMAN, K.C. (1986): Deep- marine origin of equant spar cements in Bahamian Escarpment limestones.- J. sedim. Petrol., **56**, 799-811, 8 Abb., 4 Taf., Tulsa.
- FRIEBE, J.G. (1991): Carbonate sedimentation within a siliciclastic environment: the Leithakalk of the Weißenegg Formation (Middle Miocene, Styrian Basin, Austria).- Zbl. Geol. Paläont., Teil I, **1990**, 1671-1687, 5 Abb, Stuttgart.
- (1993): Sequence stratigraphy in a mixed carbonate-siliciclastic depositional system (Middle Miocene; Styrian Basin, Austria).- Geol. Rdsch., **82**, 281-294, 14 Abb., Berlin.
- FRIEDMAN, G.M. (1968): Geology and geochemistry of reefs, carbonate sediments, and waters, Gulf of Aqaba (Elat), Red Sea.- J. sedim. Petrol., **38**, 895-919, 32 Abb., 5 Tab., Tulsa.
- (1985): The problem of submarine cement in classifying reefrock: an experience in frustration.- In: SCHNEIDERMANN, N. & HARRIS, P.M. (eds.), Carbonate cements, Soc. Econ. Paleont. Mineral., Sp. Publ., **36**, 117-121, 1 Abb., Tulsa.
- (1987): Histories of coexisting reefs and terrigenous sediments: the Gulf of Elat (Red Sea), Java Sea, and Neogene Basin of the Negev, Israel.- In: DOYLE, L.J. & ROBERTS, H.H. (eds.), Carbonate - clastic transitions; Developm. Sedimentol., **42**, 77-97, 12 Abb., Amsterdam (Elsevier).
- & SANDERS, J.E. (1978): Principles of sedimentology.- 792 S., 558 Abb., 26 Tab., New York (Wiley).
- 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**, 136-158, 8 Abb., Stuttgart.
- (1977): Corallian (Upper Jurassic) marine benthic associations from England and Normandy.- Palaeontology, **20**, 337- 385, 31 Abb., 4 Tab., London.
- (1981): Salinity-controlled benthic associations from the Upper Jurassic of Portugal.- Lethaia, **14**, 203-223, 16 Abb., Oslo.
- & SCHMIDT-KITTLER, N. (1980): Biofacies analysis of Upper Jurassic marginally marine environments of Portugal. I. The carbonate-dominated facies at Cabo Espichel. (With a contribution of M. RAMALHO).- Geol. Rdsch., **69**, 943-981, 12 Abb., 3 Tab., Stuttgart.
- & WERNER, W. (1984): Salinity zonation of benthic associations in the Upper Jurassic of the Lusitanian Basin (Portugal).- Geobios, Mem. spec., **8**, 85-92, 4 Abb., 1 Tab., Lyon..
- & -- (1986): Benthic associations and their environmental significance in the Lusitanian Basin (Upper Jurassic, Portugal).- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **172**, 271-329, 24 Abb., 7 Tab., Stuttgart.
- & -- (1988): The Upper Jurassic bivalvia of Portugal. Part I. Palaeotaxodonta and Pteriomorpha (Arcoidea and Mytiloidea).- Comun. Serv. Geol. Portugal., **73**, 103-144, Lisbon.
- & -- (1989): The Upper Jurassic bivalvia of Portugal. Part II. Pteriomorpha (Pterioda exclusive Ostreina).- Comun. Serv. Geol. Portugal., **74**, 105-164., Lisbon.
- & -- (1991): Palaeoecology of coralline sponge-coral meadows from the Upper Jurassic of Portugal. - Paläont. Zeitschr., **65**, 35-69, Stuttgart
- GARCIA-HERNANDEZ, M. & LOPEZ-GARRIDO, C. (1979): El tránsito Jurásico-Cretácico en la zona Prebetica.- Cuad. Geol., **10**, 535- 544, 1 Abb., Granada.
- GEISTER, J. (1975): Riffbau und geologische Entwicklungsgeschichte der Insel San Andres (westliches Karibisches Meer, Kolumbien).- Stuttgart. Beitr. Naturk., B, **15**, 1-203, 29 Abb., 11 Tab., 11 Taf., Stuttgart.
- (1983): Holozäne westindische Korallenriffe: Geomorphologie, Ökologie und Fazies.- Facies, **9**, 173-284, 57 Abb., 8 Tab., 11 Taf., Erlangen.
- (1992): Modern reef development and Cenozoic evolution of an oceanic island/reef complex: Isla de Providencia (Western Caribbean Sea, Colombia).- Facies, **27**, 1-70, 17 Abb., 4 Tab., 17 Taf., Erlangen.
- GEYER, O.F. (1955): Korallenfaunen aus dem Oberjura von Portugal.- Senck. Lethaia, **5**, 317-356, 4 Abb., 3 Tab., Frankfurt a. M..
- (1993): Die Südalpen zwischen Gardasee und Friaul.- Samml. Geol. Führer, **86**, 576 pp., 175 Abb., 4 Tab., Stuttgart (Borntraeger).
- GIORDANO, A.C., CARPENTER, G.B. & AMATO, R.V. (1983): Oil and gas developments in Atlantic coastal plain and

- outer continental shelf in 1982.- Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull., **67**, 1566-1569, 3 Abb., 2 Tab., Tulsa.
- GINSBURG, R.N. (1971): Landward movement of carbonate mud: new model for regressive cycles in carbonates (Abstr.).- Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull., **55**, S. 340, Tulsa.
- (1992): Johannes WALTHER on the dynamics of reef growth and diagenesis.- Nachr. Deutsche Geol. Gesellsch., **48**, p.28, Hannover.
- & HARDIE, L.A. (1975): Tidal and storm deposits. North-western Andros Island, Bahamas.- In: GINSBURG, R.N. (ed.), Tidal deposits, 201-208, 16 Abb., Berlin (Springer).
- , MARSZALEK, D.S. & SCHNEIDERMANN, N. (1971): Ultrastructure of carbonate cements in a Holocene algal reef of Bermuda.- J. sedim. Petrol., **41**, 472-482, 13 Abb., Tulsa.
- GOODWIN, P.W. & ANDERSON, E.J. (1985): Punctuated aggradational cycles: a general hypothesis of episodic stratigraphic accumulations.- J. Geol., **93**, 515-533, 12 Abb., Chicago.
- GROW, J.A. (1980): Deep structure and evolution of the Baltimore Canyon Trough in the vicinity of the COST No. B-3 well.- In: SCHOLLE, P.A. (ed.), Geological studies of the COST No. B-3 well, United States Mid-Atlantic continental slope area; U.S. Geol. Surv. Circular, **833**, 117-132, 5 Abb., Denver.
- GUERY, F. (1984): Évolution sédimentaire et dynamique du bassin marginal Ouest-Portugais au Jurassique (Province de Estremadura, secteur de Caldas da Rainha - Montejunto.- 477 S., 164 Abb., unveröffentl. Diss., Université Claude-Bernard, Lyon.
- , MARQUES, B. & ATROPS, F. (1987): Serra de Montejunto - Ota horst; Upper Jurassic structuration of the Estremadura trough east-margin (Bombarral and Arruda dos Vinhos sub-basins).- Excursion Guide B 'Contrôle structural de la sédimentation pendant le Jurassique supérieur dans le Bassin d'Estremadura; l'halocinèse jurassique dans la marge portugaise', 2nd. Internat. Sympos. Jurass. Stratigr., Lisbon, Sept. 1987, S. 4-39 (1st. day), 26 Abb., Lissabon.
- , MONTENAT, C. & VACHARD, D. (1986): Évolution tectono-sédimentaire du Bassin Portugais au Mésozoïque suivant la transversale de Peniche (Estremadura).- Bull. Centr. Rech. Explor.- Prod. Elf-Aquitaine, **10**, 83-94, 6 Abb., Pau.
- GWINNER, M.P. (1976): Origin of the Upper Jurassic limestones of the Swabian Alb (Southwest Germany).- Contrib. Sedimentol., **5**, 75 S., 66 Abb., 6 Tab., Stuttgart.
- GVIRTZMAN, G., BUCHBINDER, B., SNEH, A., NIR, Y. & FRIEDMAN, G.M. (1977): Morphology of Red Sea fringing reefs: a result of the erosional pattern of the last glacial low stand sea level and the following Holocene recolonization.- Mem. Bur. Rech. Geol. Minières, **89**, 480-491, 4 Abb., 1 Tab., 2 Taf., Paris.
- HALLAM, A. (1993): Jurassic climates as inferred from the sedimentary and fossil record.- Phil. Trans. R. Soc. Lond., B, **341**, 287-296, 4 Abb., London.
- HALLEY, R.B., HARRIS, P.M. & HINE, A.C. (1983): Bank Margin Environment.- In: SCHOLLE, P.A., BEBOUT, D.G. & MOORE, C.H. (eds.), Carbonate depositional environments, Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem., **33**, 464-506, 72 Abb., Tulsa.
- HALLOCK, P. & SCHLAGER, W. (1986): Nutrient excess and the demise of coral reefs and carbonate platforms.- Palaios, **1**, 389-398, 2 Abb., Tulsa.
- HAMPTON, M.A. (1972): The role of subaqueous debris flow in generating turbidity currents.- J. sedim. Petrol., **42**, 775-793, 14 Abb., 3 Tab., Tulsa.
- HAQ, B.U., HARDENBOHL, J., VAIL, P.R. & EHRLICH, R.N. (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic.- Science, **235**, 1156-1166, 5 Abb., Washington.
- HARDIE, L.A. (1977): Sedimentation on the modern carbonate tidal flats of northwest Andros Island, Bahamas.- The Johns Hopkins Univ. Stud. in Geology, **22**, 202 S., 94 Abb., 16 Tab., Baltimore.
- HARDING, T.P., VIERBUCHEN, R.C. & CHRISTIE-BLICK, N. (1985): Structural styles, plate-tectonic settings and hydrocarbon traps of divergent (transtensional) wrench faults.- In: BIDDLE, K.T. & CHRISTIE-BLICK, N. (eds.), Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation, Soc. Econ. Paleont. Mineral., Sp. Publ., **37**, 51-77, 25 Abb., Tulsa.
- HARRIS, P.M. (1983): The Joulters Ooid Shoal, Great Bahama Bank.- In: PERYT, T.M. (ed.), Coated Grains, 132-141, 7 Abb., Berlin (Springer).
- (1984): Cores from a modern carbonate sand body; the Joulters Ooid Shoal, Great Bahama Bank.- Soc. Econ. Paleont. Mineral., Core Workshop, **5**, 429-463, Tulsa.
- & WIGGINS, W.D. (1985): Allochthonous carbonates of the Getaway Limestone, Upper Permian of the Delaware Basin.- In: CREVELLO, P.D. & HARRIS, P.M. (eds.), Deep-water carbonates: buildups, turbidites, debris flows and chalks, Soc. Econ. Paleont. Mineral., Core Workshop, **6**, 174-211, 12 Abb., Tulsa.
- , KENDALL, C.G. ST.C. & LERCHE, I. (1985): Carbonate cementation - a brief review.- In: SCHNEIDERMANN, N. & HARRIS, P.M. (eds.), Carbonate cements, Soc. Econ. Paleont. Mineral., Sp. Publ., **36**, 79-95, 8 Abb., Tulsa.
- HARTKOPF, C. & LEINFELDER, R.R. (1988): Lakustrische Cyanobakterien Onkoide und marine Rhodolithe aus dem Oligozän des Mainzer Beckens: Wachstumsdynamik, Paläoökologie und Algenassoziationen.- Kurzfassungen, 58. Jahrestagung Paläontol. Gesellsch., Stuttgart, Okt. 1988, S. 43., Stuttgart.
- & STAPF, K.R.G. (1983): Sedimentologie des Unteren Meeressandes (Rupelium, Tertiär) an Inselstränden im W-Teil des Mainzer Beckens (SW-Deutschland).- Mitt. Pollichia, **71**, 5-106, 53 Abb., 6 Tab., Bad Dürkheim/Pfalz (erschienen 1984).
- HARTKOPF-FRÖDER, C., HISS, M. & LEINFELDER, R.R. (1989): Holozäne Süßwasserkalke im Alme- und Aftetal südlich von Büren (Kreis Paderborn, Nordrhein-Westfalen).- Münster. Forsch. Geol. Paläont., **69**, 261-289, 12 Abb., 2 Tab., Münster.
- HECKEL, P.H. (1974): Carbonate buildups in the geological record: a review.- In: LAPORTE, L. (ed.), Reefs in time and space, Soc. Econ. Paleont. Mineral., Sp. Publ., **18**, 90-154, 9 Abb., Tulsa.
- HEDBERG, H.D. (ed.) (1976): International stratigraphic guide. A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure.- Int. Subcomm. Strat. Class., 200 S., 14 Abb., 3 Tab., New York (Wiley).
- HELGESON, H.C., GARRELS, R.M. & MACKENZIE, F.T. (1969): Evaluation of irreversible reactions in geochemical processes involving minerals and aqueous solutions. II. Applications.- Geochim. Cosmochim. Acta, **33**, 455-481, 11 Abb., Oxford.
- HILL, G. (1989): Distal alluvial fan sediments from the Upper Jurassic of Portugal: controls on their cyclicity and channel formation.- J. Geol. Soc. London, **146**, 539-555, London.

- HINE, A.C. (1977): Lily Bank, Bahamas: History of an active oolite sand shoal.- *J. sedim. Petrol.*, **47**, 1554-1581, 25 Abb., Tulsa.
- HÖFLING, R. (1985): Faziesverteilung und Fossilvergesellschaftungen in karbonatischen Flachwasser-Milieu der alpinen Oberkreide (Gosau Formation).- *Münchn. Geowiss. Abh., A*, **3**, 241 S., 55 Abb., 18 Taf., München.
- HOLMES, A. (1965): Principles of physical geology, 2nd edn.- 1288 S., 880 Abb., London (Thomas Nelson).
- HUBBARD, D. (1986): Sedimentation as a control of reef development, St. Croix, U.S.V.I.- *Coral Reefs*, **5**, 117-125, 5 Abb., 3 Taf., Berlin.
- , BURKE, R. & GILL, I. (1986): Styles of reef accretion along a steep, shelf-edge reef, St. Croix, U.S. Virgin Islands.- *J. sedim. Petrol.*, **56**, 848-861, 11 Abb., 4 Taf., Tulsa.
- HUBBARD, J.A. (1973): Sediment shifting experiments: a guide to functional behaviour in colonial corals.- In: BOARDMAN, R.S., CHEETHAM, A.H. & OLIVER, W.A. jr. (eds.), Animal colonies, development and function through time, 31-42, 5 Abb., 1 Tab., Stroudsburg (Dowden, Hutchinson, Ross).
- & POCKOCK, Y.P. (1972): Sediment rejection by scleractinian corals: a key to palaeo-environmental reconstruction.- *Geol. Rdsch.*, **61**, 598-626, 10 Abb., 1 Taf., Stuttgart.
- INDEN, R.F. & MOORE, C.H. (1983): Beach environment.- In: SCHOLLE, P.A., BEBOUT, D.G. & MOORE, C.H. (eds.), Carbonate depositional environments, Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem., **33**, 211-265, 59 Abb., Tulsa.
- IRWIN, M.L. (1965): General theory of epeiric clear water sedimentation.- *Amer. Ass. Petrol. Geol., Bull.*, **49**, 445-459, 12 Abb., Tulsa.
- JAMES, N.P. (1983): Reef environments.- In: SCHOLLE, P.A., BEBOUT, D.G. & MOORE, C.H. (eds.), Carbonate depositional environments, Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem., **33**, 345-440, 204 Abb., Tulsa.
- (1984a): Shallowing-upward sequences in carbonates.- In: WALKER, R.G.(ed.), Facies Models, 2nd edn., 213-228, 19 Abb., Ontario.
- (1984b): Reefs.- In: WALKER, R.G.(ed.), Facies Models, 2nd edn., 229-244, 21 Abb., Ontario.
- & MOUNTJOY, E.W. (1983): Shelf-slope break in fossil carbonate platforms: an overview.- In: STANLEY, D.J. & MOORE, G.T. (eds.), The shelfbreak: critical interface on continental margins, Soc. Econ. Paleont. Mineral., Sp. Publ., **33**, 189-206, 15 Abb., 1 Taf., Tulsa.
- JANSA, L.F. (1981): Mesozoic carbonate platforms and banks of the eastern North American margin.- *Marine Geol.*, **44**, 97-117, 10 Abb., 1 Tab., Amsterdam.
- (1986): Paleooceanography and evolution of the North Atlantic Ocean basin during the Jurassic.- In: VOGT, P.R. & TUCHOLKE, B.E. (eds.), The western North Atlantic region.- *The geology of North America, Vol. M*, Geol. Soc. America, 603-616, 4 Abb., Boulder.
- , TERMIER, G. & TERMIER, H. (1983): Les biohermes à algues, spongiaires et coraux des séries carbonatées de la flexure bordière du 'palaeoshelf' au large du Canada oriental.- *Rev. Micropaleont.*, **25**, 181-219, 6 Abb., 13 Taf., Paris.
- KENDALL, A.C. & BROUGHTON, P.L. (1978): Origin of fabrics in speleothems composed of columnar calcite crystals.- *J. sedim. Petrol.*, **48**, 519-538, 12 Abb., Tulsa.
- KENDALL, C.G.ST.C. & SCHLAGER, W. (1981): Carbonates and relative changes in sea level.- *Marine Geol.*, **44**, 181-212, 8 Abb., 3 Tab., Amsterdam.
- KAHLE, C.F. (1987): Surface and subsurface paleokarst, Silurian Lockport, and Peebles Dolomites, Western Ohio.- In: JAMES, N.P. & CHOQUETTE, P.M. (eds.), Paleokarst, 229-255, 12 Abb., New York (Springer).
- KINGSLEY, C.S. (1984): Dagbreek fan-delta: an alluvial placer to prodelta sequence in the Proterozoic Welkom Goldfield, Witwatersrand, South Africa.- In: KOSTER, E.H. & STEEL, R.J. (eds.), Sedimentology of gravels and conglomerates.- *Canad. Soc. Petrol. Geol., Mem.*, **10**, 321-330, 12 Abb., Calgary.
- KLEINSPEHN, K.L., STEEL, R.J., JOHANNESSEN, E. & NETLAND, A. (1984): Conglomeratic fan-delta sequences, Late Carboniferous - Early Permian, Western Spitsbergen.- In: KOSTER, E.H. & STEEL, R.J. (eds.), Sedimentology of gravels and conglomerates.- *Canad. Soc. Petrol. Geol., Mem.*, **10**, 279-294, 11 Abb., Calgary.
- KOBY, F. (1904/05): Description de la faune jurassique du Portugal. Polypier du Jurassique supérieur (avec une notice stratigraphique par P. CHOFFAT).- 80 S., 30 Taf., Lissabon.
- KOCH, R. & SCHORR, M. (1986): Diagenesis of Upper Jurassic sponge-algal reefs in SW Germany.- In: SCHROEDER, J.H. & PURSER, B.H. (eds.), Reef diagenesis, 224-244, 11 Abb., Berlin (Springer).
- KRAUTTER, M. (im Druck): Observations on *Eudea clavata* LAMOUROUX (Calcarea) from the Upper Jurassic of Portugal.- *Proc. 4th Internat. Porifera Congress "Sponges in Space and Time"*, Amsterdam 1993, Amsterdam (Balkema).
- KÜHLMANN, H.H. (1984): Das lebende Riff.- 185 S., 51 Abb., viele Taf., Hannover (Landbuch).
- LANCELOT, Y. & WINTERER, E.L. (1980): Evolution of the Moroccan oceanic basin and adjacent continental margin - a synthesis.- *Init. Rep. DSDP*, **50**, 801-821, 8 Abb., Washington.
- LAPORTE, L. (1967): Carbonate deposition near mean sea-level and resultant facies mosaic: Manlius Formation (Lower Devonian) of New York State.- *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, **51**, 73-101, 34 Abb., 3 Tab., Tulsa.
- LAPPARENT, A. DE & ZBYSZEWSKI, G. (1957): Les dinosauriens du Portugal.- *Mem. Serv. Geol. Port., N.S.*, **2**, 63 S., 13 Abb., 36 Taf., Lissabon.
- LEINFELDER, R.R. (1983): New mapping results on sheet Setúbal (Sesimbra to Portinho da Arrábida, Serra da Arrábida, Portugal).- *Comun. Serv. Geol. Portugal*, **69**, 295-324, 8 Abb., 4 Taf., Lissabon..
- (1985): Cyanophyte calcification morphotypes and depositional environments (Alenquer Oncolite, Upper Kimmeridgian?, Portugal).- *Facies*, **12**, 253-274, 3 Abb., 2 Tab., 2 Taf., Erlangen.
- (1986): Facies, stratigraphy and paleogeographic analysis of Upper? Kimmeridgian to Upper Portlandian sediments in the environs of Arruda dos Vinhos, Estremadura, Portugal.- *Münchn. Geowiss. Abh., (A)*, **7**, 216 S., 23 Abb., 3 Tab., 16 Taf., 36 Profiltaf., München.
- (1987a): Multifactorial control of sedimentation patterns in an ocean marginal basin - The Lusitanian Basin (Portugal) during the Kimmeridgian and Tithonian.- *Geol. Rdsch.*, **76**, 599-651, 6 Abb., 2 Tab., Stuttgart.
- (1987b): Formation and significance of Black- Pebbles from the Ota Limestone (Upper Jurassic, Portugal).- *Facies*, **17**, 159-170, 10 Abb., 1 Taf., Erlangen.
- (1988a): Gemischt karbonatisch-siliklastische Faziesmodelle aus dem Oberjura von Portugal.- *Bochumer geol. geotechn. Arb.*, **29**, 109-112, Bochum.
- (1988b): A sedimentary-process- and thickness-related stratigraphic model for the Kimmeridgian and Tithonian of the Lusitanian Basin (Portugal).- *Proc.*

- 2nd. Intern. Sympos. Jurass. Strat., Lisbon 1987, Bd. 2, 933-496., 7 Abb., Lissabon (Univ.Nova Lisboa Press).
- (1992): A modern-type Kimmeridgian reef (Ota Limestone, Portugal): Implications for Jurassic reef models.- Facies, **26**, 11-34, 13 Abb., Erlangen.
- (1993a): Upper Jurassic reefs and controlling factors - A preliminary report.- Profil, **5**, 1-45, 19 Abb., Stuttgart.
- (1993b): A sequence stratigraphic approach to the Upper Jurassic mixed carbonate - siliciclastic succession of the central Lusitanian Basin.- Profil, **5**, 119-140, 9 Abb., Stuttgart.
- & HARTKOPF, C. (1988): In-situ-Wachstum rezenter und tertiärer Süßwasseronkoide aus dem Münsterland und dem Mainzer Becken.- Bochum. Geol. Geotechn. Arb., **29**, 113-116, 2 Abb., Bochum.
- & HARTKOPF-FRÖDER, C. (1990): In situ accretion mechanism of concavo-convex lacustrine oncoids ('swallow-nests') from the Oligocene of the Mainz Basin (Rhineland, West Germany).- Sedimentology, **37**, 287-301, 12 Abb., 1 Tab., Oxford.
- & WERNER, W. (1987): Systematik und Ökologie der Alge *Marinella lugeoni* PFENDER.- Kurzfass. 57. Jahrestagung Pal. Ges., Clausthal-Zellerfeld, Okt. 1987, S. 34., Clausthal-Zellerfeld.
- & -- (1993): The systematic position and palaeoecology of the alga *Marinella lugeoni* PFENDER.- Zitteliana, **20**, 105-122, 5 Abb., 1 Tab., 5 Taf., München.
- & WILSON, R.C.L. (1989): Seismic and sedimentologic features of Oxfordian - Kimmeridgian syn-rift sediments on the eastern margin of the Lusitanian Basin.- Geol. Rdsch, **78**, 81-104, 17 Abb., Stuttgart.
- & -- (in Vorb.): Third order sequence stacking patterns and variability in an Upper Jurassic rift-related siliclastic-carbonate succession, central Lusitanian Basin, Portugal.- 16 Abb..
- , ERBENICH, A. & RAMALHO, M. (1988): Age and general facies development of the Ota Limestone (Estremadura, Portugal).- Proc. 2nd. Intern. Sympos. Jurass. Strat., Sept. 1987, Lisbon, Bd. 2, 1917-932, 4 Abb., 1 Tab., 2 Taf., Lissabon (Univ.Nova Lisboa Press).
- , KRAUTTER, M., NOSE, M., RAMALHO, M.M. & WERNER, W. (1993a): Siliceous sponge facies from the Upper Jurassic of Portugal.- N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **189**, 25 Abb., Stuttgart.
- , NOSE, M., SCHMID, D.U. & WERNER, W. (1993b): The importance of microbial crusts in Upper Jurassic reef formation.- Facies, **29**, 195-230, 13 Abb., 5 Taf., Erlangen.
- LIGHTY, R.G. (1985): Preservation of internal reef porosity and diagenetic sealing of submerged Early Holocene barrier reef, southeast Florida shelf.- In: SCHNEIDERMANN, N. & HARRIS, P.M. (eds.), Carbonate cements, Soc. Econ. Paleont. Mineral., Sp.Publ., **36**, 123-151, 45 Abb., Tulsa.
- LOGAN, B.W. (1967): Carbonate sediments and reefs, Yucatan shelf, Mexico. Part 2. Coral reefs and banks, Yucatan shelf, Mexico (Yucatan reef unit).- Amer. Assoc.Petrol. Geol.,Mem., **11**, 130-198, 64 Abb., 13 Tab., Tulsa.
- LONGMAN, M.W. (1980): Carbonate diagenetic textures from near- surface diagenetic environments.- Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull., **64**, 461-487, 18 Abb., Tulsa.
- (1981): A process approach to recognizing facies of reef complexes.- In: TOOMEY, D.F. (ed.), European fossil reef models, Soc. Econ. Paleont. Mineral., Sp.Publ., **30**, 9-40, 18 Abb., 3 Taf., Tulsa.
- LORIOU, P. de (1890): Description de la faune jurassique du Portugal; embranchement des Echinodermes.- Mem.Com.Trab.Geol. Portugal, 179 S., 29 Taf., Lissabon.
- LOWE, D.R. (1976): Grain flow and grain flow deposits.- J. sedim. Petrol., **46**, 188-199, 5 Abb., 1 Tab., Tulsa.
- (1982): Sediment gravity flows. II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents.- J. sedim. Petrol., **52**, 279-297, 13 Abb., Tulsa.
- MACINTYRE, I.G. (1985): Submarine cements - the peloidal question.- In: SCHNEIDERMANN, N. & HARRIS, P.M. (eds.), Carbonate cements, Soc. Econ. Paleont. Mineral., Sp.Publ., **36**, 109-116, 7 Abb., Tulsa.
- MAGG, A. (1987): Submarine Hangablagerungen des Kimmeridge (O.Jura), am Ostrand des Lusitanischen Beckens, Portugal (Gebiet Vila Franca de Xira - Castanheira).- 21 S.; Inst. f. Geowiss., Univ. Mainz (unveröff. student. Kartierbericht).
- MAIKLEM, W.R. (1968): The Capricorn Reef Complex, Great Barrier Reef, Australia.- J. sedim. Petrol., **38**, 785-798, 15 Abb., Tulsa.
- MANUPPELLA, G. & BALACO MOREIRA, J.C (1984): Os calcários da Serra de Ota.- Matérias-primas minerais não metálicas, 32 - Estud. Trabalh. Serv. Fomento Mineiro Porto, **26**, 25-34, 7 Abb., Porto.
- MARSHALL, J.F. & DAVIES, P.J. (1982): Internal structure and Holocene evolution of One Tree Reef, southern Great Barrier Reef.- Coral Reefs, **1**, 21-28, 6 Abb., 1 Taf., Berlin.
- MARZO, M. & ANADON, P. (1988): Anatomy of a conglomeratic fan-delta complex: the Eocene Montserrat Conglomerate, Ebro Basin, northeastern Spain.- In: NEMEC, W. & STEEL, R.J. (eds.), Fan deltas: sedimentology and tectonic setting, 319-340, 19 Abb., Glasgow, London (Blackie and Son).
- MASSARI, F. (1984): Resedimented conglomerates of a Miocene fan-delta complex, Southern Alps, Italy.- In: KOSTER, E.H. & STEEL, R.J. (eds.), Sedimentology of gravels and conglomerates.- Canad. Soc. Petrol. Geol., Mem., **10**, 259-278, 17 Abb., Calgary.
- & COLELLA, A. (1988): Evolution and types of fan-delta systems in some major tectonic settings.- In: NEMEC, W. & STEEL, R.J. (eds.), Fan deltas: sedimentology and tectonic setting, 103- 122, 12 Abb., Glasgow, London (Blackie and Son).
- MASSON, D.G. & ROBERTS, D.G. (1981): Late Jurassic - Early Cretaceous reef trends on the continental margin SW of the British Isles.- J. Geol. Soc., London, **138**, 437-443, 7 Abb., London.
- MAUFFRET, A., CURIE, M., MOUGENOT, D., MILES, P.R. & MALOD, J. (1988): An abandoned spreading centre in the Tagus Abyssal plain (west of Portugal): results of a multichannel seismic survey (abstract).- Joint Annual Meeting Geolog. Assoc. Canada and Canad. Society Petrol. Geolog., Program with abstracts, **13**, p. A80, St.John's.
- MAURIN, A.F., BERNET-ROLLANDE, M.C., MONTY, C.L.V. & NAZHAT, S. (1985): The microbial nature of bacinellid textures - sedimentological bearings.- Abstracts, 6th Europ. Reg. Meeting of Sedimentol; Int. Ass. Sediment., Lleida, Spain.
- MAXWELL, W.G.H. & SWINCHATT, J.P. (1970): Great Barrier Reef: regional variation in a terrigenous-carbonate province.- Geol. Soc. Amer., Bull., **81**, 691-724, 21 Abb., Boulder.
- MAZZULLO, S.J. & CYS, J.M. (1979): Marine aragonite sea-floor growth and cements in Permian phylloid algal mounds, Sacramento Mountains, New Mexico.- J. sedim. Petrol., **49**, 917-936, 16 Abb., 1 Tab., Tulsa.

- MCKEE, E.D. & WARD, W.C. (1983): Eolian environment.- In: SCHOLLE, P.A., BEBOUT, D.G. & MOORE, C.H. (eds.), Carbonate depositional environments, Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem., **33**, 131-170, 39 Abb., 7 Taf., Tulsa.
- MCPHERSON, J.G., SHANMUGAM, G. & MOIOLA, R.J. (1988): Fan deltas and braid deltas: conceptual problems.- In: NEMEC, W. & STEEL, R.J. (eds.), Fan deltas: sedimentology and tectonic setting, 14-22, 1 Abb., Glasgow (Blackie and Son).
- MCWHAE, J.R.H. (1981): Structure and spreading history of the northwestern Atlantic region from the Scotian Shelf to Baffin Bay.- In: KERR, J.W. & FERGUSON, A.J. (eds.), Geology of the North Atlantic borderlands.- Canad. Soc. Petrol. Geol., Mem., **7**, 299-322, 21 Abb., Calgary.
- MEISCHNER, K.D. (1964): Allodapische Kalke, Turbidite in riff- nahen Sedimentationsbecken.- In: BOUMA, A.H. & BROWER, A. (eds.), Turbidites, Developm.Sedimentol., **3**, 156-191, 5 Abb., 3 Taf., Amsterdam.
- MEMPEL, G. (1955): Zur Paläogeographie des Oberen Jura in Mittel-Portugal.- Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesellsch., **105**, 106-126, 5 Abb., 2 Tab., Hannover.
- MEYERS, J.H. (1987): Marine vadose beachrock cementation by cryptocrystalline magnesian calcite - Maui, Hawaii.- J. sedim. Petrol., **57**, 558-570, 10 Abb., 1 Taf., Tulsa.
- MEYERS, W.J. (1987): Paleokarstic features in Mississippian limestones, New Mexico.- In: JAMES, N.P. & CHOQUETTE, P.M. (eds.), Paleokarst, 306-328, 15 Abb., New York (Springer).
- MINNERY, G.A., REZAK, R. & BRIGHT, T.J. (1985): Depth zonation of crustose coralline algae: Flower Garden Banks, northwestern Gulf of Mexico.- In: TOOMEY, D.F. & NITECKI, M.H. (eds.), Paleogeology, 237-246, 5 Abb., Berlin (Springer).
- MISIK, M. (1979): Jurassic and Cretaceous algae (Dasycladales excepted) from the West Carpathians.- Bull. Centres Rech. Explor.- Prod. Elf-Aquitaine, **3**, 705-712, 2 Taf., Pau.
- MITTERER, R.M. & CUNNINGHAM, R.Jr. (1985): The interaction of natural organic matter with grain surfaces: implications for calcium carbonate precipitation.- In: SCHNEIDERMAN, N. & HARRIS, P.M. (eds.), Carbonate cements, Soc. Econ. Paleont. Mineral., Sp.Publ., **36**, 17-31, 14 Abb., Tulsa.
- MOHR, B. & SCHMIDT, D. (1988): The Oxfordian/Kimmeridgian boundary in the region of Porto de Mós (Central Portugal): stratigraphy, facies and palynology.- N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **176**, 245-267, Stuttgart.
- MONTADERT, L., ROBERTS, D.G., CHARPAL, O. & GUENOC, P. (1979): Rifting and subsidence of the northern continental margin of the Bay of Biscay.- Init. Rep. DSDP, **48**, 1025-1060, 32 Abb., Washington.
- MONTAGIONI, L.F., BEHAIRY, A.K.A., EL-SAYED, M.K. & YUSUF, N. (1986): The modern reef complex, Jeddah area, Red Sea: a facies model for carbonate sedimentation on embryonic passive margins.- Coral Reefs, **5**, 127-150, 28 Abb., 8 Taf., Berlin.
- MORELOCK, J. & KOENIG, K.J. (1967): Terrigenous sedimentation in a shallow water coral reef environment.- J. sedim. Petrol., **37**, 1001-1005, 3 Abb., 1 Tab., Tulsa.
- MOUGENOT, D., KIDD, R.B., MAUFFRET, A., REGNAULD, H., ROTHWELL, R.G. & VANNEY, J.-R. (1984): Geological interpretation of combined Sea-beam, Gloria, and seismic data from Porto and Vigo Seamounts, Iberian continental margin.- Marine Geophys. Research, **6**, 329-363.
- MOUGENOT, D., VANNEY, J.-R., MAUFFRET, A. & KIDD, R.B. (1986): Les montagnes sous-marines de la marge continentale nord-Portugaise: morphologie et évolution structurale.- Bull. Soc. Géol. France, (8), **2**, 401-412, 8 Abb., Paris.
- MOUNT, J.F. (1984): Mixing of siliciclastic and carbonate sediments in shallow shelf environments.- Geology, **12**, 432-435, 1 Abb., 1 Tab., Boulder.
- MOUTERDE, R., RAMALHO, M., ROCHA, R.B., RUGET, C. & TINTANT, H. (1971): Le Jurassique du Portugal.- Esquisse stratigraphique et zonale.- Bol. Soc. Geol. Portugal, **18**, 73-104, 3 Tab., Lissabon (erschienen 1972).
- MOUTERDE, R., ROCHA, B., RUGET, C. & TINTANT, H. (1979): Facies, biostratigraphie et paleogeographie du Jurassique Portugais.- Ciências da Terra (UNL), **5**, 29-52, 20 Abb., Lissabon.
- MULLINS, H.T. & COOK, H.E. (1986): Carbonate apron models: alternatives to the submarine fan model for paleoenvironmental analysis and hydrocarbon exploration.- Sedim. Geol., **48**, 37-79, 30 Abb., Amsterdam.
- MURRAY, J.W. (1970): The foraminifera of the hypersaline Abu Dhabi Lagoon, Persian Gulf.- Lethaia, **3**, 51-68, 10 Abb., 2 Tab., Oslo.
- MURRAY, S.P., ROBERTS, H.H. & YOUNG, M.H. (1987): Control of terrigenous - carbonate facies transitions by baroclinic coastal currents.- In: DOYLE, L.J. & ROBERTS, H.H. (eds.), Carbonate - clastic transitions; Developm. Sedimentology, **42**, 289-304, 7 Abb., Amsterdam (Elsevier).
- MUTO, T. (1988): Stratigraphic patterns of coastal-fan sedimentation adjacent to high-gradient submarine slopes affected by sea-level changes.- In: NEMEC, W. & STEEL, R.J. (eds.), Fan deltas: sedimentology and tectonic setting, 84-90, 7 Abb., Glasgow, London (Blackie and Son).
- MUTTI, E. & RICCI LUCCI, F. (1972): Le torbiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies.- Mem. Soc. Geolog. Italiana, **11**, 161-199, Rom.
- NAYLOR, M.A. (1981): Debris flow (olistostromes) and slumping on a distal passive continental margin: the Palombini limestone-shale sequence of the northern Apennines.- Sedimentology, **28**, 837-852, 16 Abb., 1 Tab., Oxford.
- NEMEC, W. & STEEL, R.J. (1984): Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits.- In: KOSTER, E.H. & STEEL, R.J. (eds.), Sedimentology of gravels and conglomerates.- Canad. Soc. Petrol. Geol., Mem., **10**, 1-31, 24 Abb., Calgary.
- & - (1988): What is a fan delta and how do we recognize it? - In: NEMEC, W. & STEEL, R.J. (eds.), Fan deltas: sedimentology and tectonic setting, 3-13, 5 Abb., Glasgow, London (Blackie and Son).
- NEUWEILER, F. & REITNER, J. (1992): Karbonatbänke mit *Lithocodium aggregatum* ELLIOTT / *Bacinella irregularis* RADOICIC. Paläobathymetrie, Paläoökologie und stratigraphisches Äquivalent zu thrombolithischen Mud Mounds. - Berliner geowiss. Abh. (E), **3**, 273-293, Berlin.
- NICKEL, E. (1982): Alluvial fan - carbonate facies with evaporites, Eocene Guarga Formation, Southern Pyrenees, Spain.- Sedimentology, **29**, 761-796, 26 Abb., 1 Tab., Oxford.
- NITROU, C.A., BERGENBACK, B.E., DEMASTER, D.J. & KIRCHT, S.A. (1987): Accumulation of mixed carbonate and siliciclastic muds on the continental shelf of Eastern Spain.- In: DOYLE, L.J. & ROBERTS, H.H. (eds.), Carbonate - clastic transitions, Developm. Sedimentol., **42**, 251-269, 8 Abb., Amsterdam (Elsevier).

- NORMARK, W.R. (1978): Fan-valleys, channels and depositional lobes on modern submarine fans: characters for recognition of sandy turbidite environments.- Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull., **62**, 912-931, 12 Abb., Tulsa.
- NOSE, M. (in Vorb.): Vergleichende Faziesanalyse und Palökologie korallenreicher "shallowing-upwards"-Abfolgen des Iberischen Oberjura.- Profil; Stuttgart.
- & LEINFELDER, R.R. (1992): Facies pattern and paleoecology of reefal-oolitic prograding ramp carbonates: The Upper Jurassic Amaral Formation, Lusitanian Basin, Portugal.- Geol.Verein. Annual Meeting 'Sea level changes', Abstracts, Profil, **1**, 33-34, Stuttgart.
- OERTEL, G. (1956): Transgressionen im Malm der portugiesischen Estremadura.- Geol. Rdsch., **45**, 304-314, 8 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- OLIVEIRA, J.T. (coord.)(1984): Carta Geológica de Portugal. Escala 1/200 000, Notícia explicativa da folha 7, 77 S., Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- OSCHMANN, W. (1985): Faziesentwicklung und Provinzialismus in Nordfrankreich und Südengland zur Zeit des obersten Juras (Oberkimmeridge und Portland).- Münchn. Geowiss. Abh., A, **2**, 119 S., 32 Abb., 9 Taf., München.
- (1988a): Upper Kimmeridgian and Portlandian marine macrobenthic associations from Southern England and Northern France.- Facies, **18**, 49-82, 27 Abb., Erlangen.
- (1988b): Kimmeridge clay sedimentation - a new cyclic model.- Palaeoceanogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., **65**, 217-251, 28 Abb., Amsterdam.
- (1989): Growth and environmental hazards of the Upper Jurassic colonial coral *Actinastrea matheyi* (KOBY) from Portugal.- Paläont. Zeitschr., **63**, 193-205, 8 Abb., Stuttgart.
- (1990): Environmental cycles in the late Jurassic northwest European epeiric basin: interaction with atmospheric and hydrospheric circulation.- Sedimentary Geology, **69**: 313-332, Amsterdam.
- PALAIN, C. (1976): Une série detritique terrigène, les 'Gres de Silves': Trias et Lias Inférieur du Portugal.- Serv. Geol. Portugal, Mem., **25**, 377 S., 39 Taf., Lissabon.
- PARRISH, J.T. & CURTIS, R. (1982): Atmospheric circulation, upwelling and organic-rich rocks in the Mesozoic and Cenozoic areas.- Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., **40**, 31-66, 14 Abb., 2 Tab., Amsterdam.
- PIERSON, B.J. & SHINN, E.A. (1985): Cement distribution and carbonate mineral stabilization in Pleistocene limestones of Hogsty Reef, Bahamas.- In: SCHNEIDERMANN, N. & HARRIS, P.M. (eds.), Carbonate cements, Soc. Econ. Paleont. Mineral., Sp.Publ., **36**, 153-168, 12 Abb., Tulsa.
- PONSOT, C.M. & VAIL, P.R.. (1991a): Sequence stratigraphy of the Jurassic: New data from the Paris-London Basin.- EUG VI-Congress, Straßburg; Terra Cognita, Abstracts, **28**: p. 48.
- & -- (1991b): Sequence stratigraphy of the Jurassic: New data from the Paris - London Basin compiled from well logs.- Amer. Ass. Petrol. Geol., Bull., **75**, 655, Tulsa.
- POSTMA, G. (1984): Slumps and their deposits in fan-delta front and slope.- Geology, **12**, 27-30, 5 Abb., Boulder.
- PRATT, B.R. & JAMES, N.P. (1986): The St. George Group (Lower Ordovician) of western Newfoundland: tidal flat island model for carbonate sedimentation in shallow epeiric seas.- Sedimentology, **33**, 313-343, 25 Abb., Tulsa.
- PURDY, E.G. (1963): Recent calcium carbonate facies on the Great Bahama Bank. 1. Petrography and reaction groups.- J. Geol., **71**, 334-355, 5 Abb., 2 Tab., 5 Taf., Chicago.
- (1974): Reef configurations: cause and effects.- In: LAPORTE, L. (ed.), Reefs in time and space, Soc. Econ. Paleont. Mineral., Sp.Publ., **18**, 9-76, 43 Abb., 3 Taf., Tulsa.
- PURSER, B.H. (ed.)(1973): The Persian Gulf. Holocene carbonate sedimentation and diagenesis in a shallow epicontinental sea.- 471 S., 7 Taf., 250 Abb., 3 Karten, Berlin (Springer).
- & SCHROEDER, J.H. (1986): The diagenesis of reefs: a brief review of our present understanding.- In: SCHROEDER, J.H. & PURSER, B. (eds.), Diagenesis of reefs, 424-446, 4 Abb., Heidelberg (Springer).
- , SOLIMAN, M. & M'RABET, A. (1987): Carbonate, evaporite, siliciclastic transitions in Quaternary rift sediments of the northwestern Red Sea.- Sedim. Geol., **53**, 247-267, 13 Abb., Amsterdam.
- QUESNE, H. (1987): Resultats préliminaires sur la structuration des la partie sud du Bassin d'Estremadura pendant le cycle sédimentaire Oxfordo-Kimmeridgien.- Programme and Abstracts 2nd Internat. Sympos. Jurass. Stratigr., Lisbon, Sept. 1987, S. 103, Lissabon.
- RAMALHO, M.M. (1971): Contribution à l'étude micropaléontologique et stratigraphique du Jurassique Supérieur et du Crétacé Inférieur des Environs de Lisbonne (Portugal).- Serv. Geol. Portugal, Mem., **19**, 212 S. 10 Abb., 39 Tab., 8 Taf., Lissabon.
- (1981): Note préliminaire sur le microfacies du Jurassique Supérieur Portugais.- Com. Serv. Geol. Portugal, **67**, 41-45, 2 Abb., Lissabon.
- (1988): Microfacies des couches à pistes de dinosaures au Portugal - Considérations paléocologiques.- Rev. Micropaléont., **30**, 267-275, 1 Abb., 1 Tab., 2 Taf., Paris.
- (1990): *Otaina magna* n. gen., n. sp., foraminifère nouveau du Kimmeridgien du Portugal.- Commun. serv. geol. Portugal, **76**, 55-60, 1 Abb., 5 Taf., Lissabon.
- & REY, J. (1975): Etat des connaissances actuelles sur le Jurassique terminal et le Crétacé basal du Portugal.- 'Colloque sur la Limite Jurassique - Crétacé, Lyon, Neuchâtel 1973'; Mem. Bull. Rech. Geol. Min., **86**, 265-273, 1 Abb., 1 Tab., Paris.
- 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 (Springer).
- (1980): Carbonate ramp-to-basin transitions and foreland basin evolution, Middle Ordovician, Virginia Appalachians.- Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull., **64**, 1575-1612, 19 Abb., 2 Tab., Tulsa.
- (1985): Carbonate platform facies models.- Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull., **69**, 1-21, 10 Abb., Tulsa.
- & GROVER, G.A., Jr. (1977): Scalloped and planar erosion surfaces, Middle Ordovician limestones, Virginia: analogues of Holocene exposed karst or tidal rock platforms.- J. sedim. Petrol., **47**, 956-972, 8 Abb., Tulsa.
- REITNER, J. (1993): Modern cryptic microbialite/metazoan facies from Lizard Island (Great Barrier Reef, Australia) - Formation and Concepts.- Facies, **29**, 3-40, 10 Abb., 8 Taf., Erlangen.
- REY, J. (1972): Recherches géologiques sur le Crétacé Inférieur de l'Estremadura (Portugal).- Serv. Geol. Portugal, Mem., **21**, 477 S., 162 Abb., 21 Tab., 26 Taf., Lissabon.
- RIBEIRO, A., ANTUNES, M.T., FERREIRA, M.P., ROCHA, R.B., SOARES, A.F., ZBYSZEWSKI, G., MOITINHO DE ALMEIDA, F., CARVALHO, D. DE & MONTEIRO, J.H. (1979): Introduction

- à la géologie générale du Portugal.- Publ. Serv. Geol. Portugal, 174 S., viele Abb., Lissabon.
- RIEGE, H., GERDES, G., KRUMBEIN, W.E. & REINECK, H.-E. (1991): Mechanismen der CaCO₃-Fällung durch heterotrophe Bakterien.- Senckenberg-am-Meer, Bericht, **91/2**, S. 100, Wilhelmshaven.
- ROBERTS, H.H. (1987): Modern carbonate-siliciclastic transitions: humid and arid tropical examples.- *Sedim. Geol.*, **50**, 25-65, 32 Abb., Amsterdam.
- & MURRAY, S.P. (1983): Controls on reef development and the terrigenous - carbonate interface on a shallow shelf, Nicaragua (Central America).- *Coral Reefs*, **2**, 71-80, 10 Abb., 1 Tab., Berlin.
- & -- (1987): Gulfs of Northern Red Sea: depositional settings of distinct siliciclastic-carbonate interfaces.- In: DOYLE, L.J. & ROBERTS, H.H. (eds.), Carbonate - clastic transitions, *Developm. Sedimentol.*, **42**, 99-142, 26 Abb., 1 Taf., Amsterdam (Elsevier).
- ROBLES, S., GARCIA-MONDEJAR, J. & PUJALTE, V. (1988): A retreating fan-delta system in the Albian of Biscay, northern Spain: facies analysis and palaeotectonic implications.- In: NEMEC, W. & STEEL, R.J. (eds.), Fan deltas: sedimentology and tectonic setting, 197-211, 9 Abb., Glasgow, London (Blackie and Son).
- ROCHA, R.B. (1976): Estudo estratigráfico e paleontológico do Jurássico do Algarve ocidental. - *Ciências da Terra*, **2**, 1-178, Lisbon.
- ROEHL, P.O. (1967): Stony Mountain (Ordovician) and Interlake (Silurian) facies analogs of Recent low-energy marine and subaerial carbonates, Bahamas.- *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, **51**, 1979-2032, 48 Abb., Tulsa.
- ROSENDAHL, S. (1985): Die oberjurassische Korallenfazies von Algarve (Südportugal).- *Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart*, N.F. **82**, 1-125, 13 Abb., 3 Tab., 11 Taf., Stuttgart.
- RUGET-PERROT, C. (1961): Etude stratigraphique sur le Dogger et le Malm Inférieur du Portugal au Nord du Tage - Bajocien, Bathonien, Callovien, Lusitanien.- *Serv. Geol. Portugal, Mem.*, **7**, 197 S., 45 Abb., 5 Tab., 11 Taf., Lissabon.
- SANSISTEBAN, C. & TABERNER, C. (1979): Barras de marea como control de la formacion de arrecifes en el Eoceno medio y superior en el sector de St. Feliu de Codines-Centelles.- *Inst. Inv. Geol. Diputacion Provincial, Universidade de Barcelona*, **32**, 203-214, Barcelona.
- & -- (1987): Sedimentary models of siliciclastic deposits and coral reef interrelation.- In: DOYLE, L.J. & ROBERTS, H.H. (eds.), Carbonate - clastic transitions, *Developm. Sedimentol.*, **42**, 35-76, 17 Abb., Amsterdam (Elsevier).
- SARG, J.F. (1988): Carbonate sequence stratigraphy.- In: Sea-level changes: an integrated approach, *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Sp. Publ.*, **42**, 155-181, 23 Abb., Tulsa.
- SCHÄFER, P. & SENOWBARI-DARYAN, B. (1983a): Facies development and paleoecologic zonation of four Upper Triassic patch-reefs, Northern Calcareous Alps near Salzburg, Austria.- In: TOOMEY, D.F. (ed.), European fossil reef models, *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Sp. Publ.*, **30**, 241-259, 10 Abb., 2 Taf., Tulsa.
- & -- (1983b): Die Kalkalgen aus der Obertrias von Hydra, Griechenland.- *Palaeontographica, Abt. B*, **185**, 83-142, 8 Abb., 1 Tab., 11 Taf., Stuttgart.
- SCHERER, F. (1986): Faziesuntersuchung im nördlichen Teil des Otakalks (Oberjura, Portugal).- Bericht zur zweimonatigen Kar-tierung, 67 S., *Inst. Geowiss., Univ. Mainz* (unveröff. stud. Bericht).
- (1991): Faziesanalyse der Montejunto-Plattformkalke, Oberjura, Portugal (Provinz Estremadura).- 172 S., *Inst. f. Geowiss., Univ. Mainz* (unveröff. Diplomarbeit).
- SCHLAGER, W. (1981): The paradox of drowned reefs and carbonate platforms.- *Geol. Soc. Americ., Bull.*, **92**, 197-211, 14 Abb., 2 Tab., Boulder.
- (1992): Sedimentology and sequence stratigraphy of reefs and carbonate platforms.- *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Contin. Educ. Course Note Ser.*, **34**, 71 pp., many figs., Tulsa.
- & CHERMAK, A. (1979): Sediment facies of platform-basin transition, Tongue of the Ocean, Bahamas.- In: DOYLE, L.J. & PILKEY, O.H. (eds.), *Geology of continental slopes*, *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Sp. Publ.*, **27**, 193-208, 17 Abb., 1 Taf., Tulsa.
- SCHORR, M. & KOCH, R. (1985): Fazieszonierung eines oberjurassischen Algen-Schwamm Bioherms (Herrlingen, Schwäbische Alb).- *Facies*, **13**, 227-270, 11 Abb., 6 Taf., Erlangen.
- SCHMID, D.U. (in Vorb.): Mikrobenkrusten und Mikroinkrustierer aus dem Oberjura von Iberien und Süddeutschland: Taxonomie und Palökologie.- *Profil, Stuttgart*.
- SCHMIDT, D. (1986): Petrographische und biofazielle Untersuchungen an oberjurassischen Deckschichten des Diapirs von Porto de Mós (Mittelportugal).- *Berl. Geowiss. Abh., A*, **77**, 211 S., 66 Abb., 20 Taf., Berlin.
- SCHROEDER, J.H. (1979): Carbonate diagenesis in Quaternary beachrock of Uyombo, Kenya: sequences of processes and coexistence of heterogenic products.- *Geol. Rdsch.*, **68**, 894-919, 13 Abb. Stuttgart.
- SCHUHMACHER, H. (1991): Korallenriffe sind weltweit bedroht.- *Biologie der Meere*, 91-92; Heidelberg (Spektrum Akad. Verlag).
- SCOTT, R.W. (1981): Biotic relations in Early Cretaceous coral- algal-rudist reefs, Arizona.- *J. Paleontol.*, **55**, 463-478, 8 Abb., 1 Taf., Tulsa.
- (1988): Evolution of Late Jurassic and Early Cretaceous reef biotas.- *Palaios*, **3**, 184-193, 6 Abb., Tulsa.
- SEIFERT, H. (1963): Beiträge zur Geologie der Serra da Arrábida in Portugal.- *Geol. Jahrb.*, **81**, 277-344, 9 Abb., 4 Taf., Hannover.
- SEMENIUK, V. & JOHNSON, D.P. (1985): Modern and Pleistocene rocky shore sequences along carbonate coastlines, southwestern Australia.- *Sedim. Geol.*, **44**, 225-261, 18 Abb., Amsterdam.
- SEPTFONTAINE, M. (1981): Les foraminifère imperforés des milieux de plate-forme au Mésozoïque. Détermination, pratique, interprétation phylogénique et utilisation biostratigraphique.- *Rev. Micropal.*, **23**, 169-203, 10 Abb., 3 Taf., Paris.
- SELG, M. (1988): Origin of peritidal carbonate cycles: Early Cambrian, Sardinia.- *Sedim. Geol.*, **59**, 115-124, 5 Abb., Amsterdam.
- SEYFRIED, H., ASTORGA, A. & CALVO, C. (1987): Sequence stratigraphy of deep and shallow water deposits from an evolving island arc: the Upper Cretaceous and Tertiary of southern Central America.- *Facies*, **17**, 203-234, 12 Abb., Erlangen.
- , SPRECHMANN, P. & AGUILAR, T. (1985): Sedimentología y paleoecología de un estuario del litoral Pacífico del istmo Centroamericano primordial (Mioceno Medio, Costa Rica).- *Rev. geol. Amer. Central.*, **3**, 1-68, San José, Costa Rica.
- SHARPE, D. (1850): On the Secondary district of Portugal which lies on the North of the Tagus.- *Quart. J. Geol. Soc. London*, **6**, 735- 201, 13 Taf., London.

- SHINN, E.A. (1968): Practical significance of birdseye structures in carbonate rocks.- J. sedim. Petrol., **38**, 215-223, 13 Abb., Tulsa.
- (1969): Submarine lithification of Holocene carbonate sediments in the Persian Gulf.- Sedimentology, **12**, 109-144, 36 Abb., 2 tab., Amsterdam.
- (1983a): Tidal flat environment.- In: SCHOLLE, P.A., BEBOUT, D.G. & MOORE, C.H. (eds.), Carbonate depositional environments, Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem., **33**, 171-210, 52 Abb., Tulsa.
- (1983b): Birdseyes, fenestrae, shrinkage pores and loferites: a reevaluation.- J. sedim. Petrol., **53**, 619-628, 5 Abb., 1 Tab., Tulsa.
- (1988): The geology of the Florida Keys.- Oceanus, **31**, 47-53, 7 Abb., Woods Hole.
- & LIDZT, B.H. (1988): Blackened limestone pebbles: fire at subaerial unconformities.- In: JAMES, N.P. & CHOQUETTE, P.W. (eds.), Paleokarst, 117-131, 8 Abb., 2 Tab., Berlin (Springer).
- , LLOYD, R.M. & GINSBURG, R.N. (1969): Anatomy of a modern carbonate tidal-flat, Andros Island, Bahamas.- J. sedim. Petrol., **39**, 1202-1228, 37 Abb., Tulsa.
- , ROBBIN, D.M. & STEINEN, R.P. (1980): Experimental compaction of lime sediments.- Denver, Abstr., Americ. Assoc. Petrol. Geol., Ann. Meeting, S. 120, Tulsa.
- SNEH, A. & FRIEDMAN, G.M. (1980): Spur and groove pattern on the reefs of the northern gulfs of the Red Sea.- J. sedim. Petrol., **50**, 981-986, 5 Abb., Tulsa.
- STAM, B. (1986): Quantitative analysis of Middle and Late Jurassic foraminifera from Portugal and its implications for the Grand Banks of Newfoundland.- Utrecht Micropaleont. Bull., **34**, 168 S., 50 Abb., 16 Tab., 14 Taf., Utrecht.
- STEIGER, T. (1981): Kalkturbidite im Oberjura der Nördlichen Kalkalpen (Barmsteinkalke, Salzburg, Österreich).- Facies, **4**, 215-348, 13 Taf., 56 Abb., Erlangen.
- & JANSKA, L.F. (1984): Jurassic limestones of the seaward edge of the Mazagan Carbonate Platform, Northwest African continental margin, Morocco.- Init. Rep., DSDP, **79**, 449-491, 15 Abb., 13 Taf., Washington.
- & WURM, D. (1980): Faziesmuster oberjurassischer Plattformkarbonate (Plassenkalke, Steiermark).- Facies, **2**, 241-284, 8 Abb., 1 Tab., 6 Taf., Erlangen.
- STENECK, R.S. (1985): Adaptions of crustose coralline algae to herbivory: patterns intime and space.- In: TOOMEY, D.F. & NITECKI, M.H. (eds.), Paleoalgology, 352-366, 7 Abb., Berlin (Springer).
- STENZEL, H.B. (1971): Oysters.- In: MOORE, R.C. (ed.), Treatise on invertebrate paleontology, Part **N 3**, N953-N1224, 153 Abb., Lawrence.
- STOW, D.A.V. (1986): Deep clastic seas.- In: READING, H.G. (ed.), Sedimentary environments and facies, 2nd edn., 399-444, 45 Abb., 3 Tab., Oxford (Blackwell).
- STRASSER, A. (1987): Detaillierte Sequenzstratigraphie und ihre Anwendung: Beispiel aus dem Purbeck des schweizerischen und französischen Jura.- Facies, **17**, 237-244, 3 Abb., 1 Taf., Erlangen.
- (1988): Shallowing-upward sequences in Purbeckian peritidal carbonates (lowermost Cretaceous, Swiss and French Jura Moun- tains).- Sedimentology, **35**, 369-383, 8 Abb., Oxford.
- & DAVAUD, E. (1983): Black pebbles of the Purbeckian (Swiss and French Jura): lithology, geochemistry and origin.- Eclogae geol. Helv., **76**, 551-580, 12 Abb., Basel.
- SWINCHATT, J.P. (1965): Significance of constituent composition, texture, and skeletal breakdown in some Recent carbonate sediments.- J. sedim. Petrol., **35**, 71-90, 9 Abb., 2 Tab., 3 Taf., Tulsa.
- TABERNET, C. & BOSENCE, D.W.J. (1985): Ecological succession from corals to coralline algae in Eocene patch reefs, Northern Spain.- In: TOOMEY, D.F. & NITECKI, M.H. (eds.), Paleoalgology, 226-236, 6 Abb., Berlin (Springer).
- TEBUTT, G.E., CONLEY, C.D. & BOYD, D.W. (1965): Lithogenesis of a carbonate rock fabric.- Contrib. Geol., **4**, 1-13, 1 Taf., Laramie.
- TERMIER, G., TERMIER, H. & RAMALHO, M. (1985a): Spongiofaunes du Jurassique Supérieur du Portugal.- Comun. Serv. Geol. Portugal, **71**, 197-222, 10 Abb, 10 Taf., Lissabon.
- , -- & -- (1985b): Sur les spongiofaunes de l'Oxfordien supérieur et du Kimmeridgien du Portugal; description du Neuroporidé *Periomipora elegantissima* nov. - C. R. Acad. Sci. Paris, **300**, sér. II, 975-980, 2 Abb., 2 Taf., Paris.
- TIETZ, G.F. (1988): Zur Genese rezenter Karbonatbildungen in Dolomithöhlen Frankens.- Karst und Höhle, **1988**, 7-79, 37 Abb., 35 Tab., 18 Taf., München.
- TURMEL, R.J. & SWANSON, R.G. (1976): The development of Rodriguez Bank, a Holocene mudbank in the Florida reef tract.- J. sedim. Petrol., **46**, 497-518, 23 Abb., Tulsa.
- TURNSEK, D., BUSER, S. & OGORELEC, B. (1981): An Upper Jurassic reef complex from Slovenia, Yugoslavia.- In: TOOMEY, D.F. (ed.), European fossil reef models, Soc. Econ. Paleont. Mineral., Sp.Publ., **30**, 361-369, 6 Abb., Tulsa.
- VAIL, P.R. & SANGREE, J.B. (1988): Sequence stratigraphy interpretation of seismic, well and outcrop data. Short Course Notes.- ca. 200 S., ca. 150 Abb. (unnummeriert), Rice Univers., Houston.
- VAN WAGONER, J.C., POSAMENTIER, H.W., MITCHUM, R.M., VAIL, P.R., SARG, J.F., LOUIT, T.S. & HARDENBOL, J. (1988): An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions.- In: Sea-level changes: an integrated approach, Soc. Econ.Paleont. Mineral., Sp.Publ., **42**, 39-45, 4 Abb., Tulsa.
- VENEC-PEYRÉ, M.-T. (1987): Boring foraminifera in French Polynesian coral reefs.- Coral Reefs, **5**, 205-212, 10 Abb., 1 Taf., Berlin.
- VERA, J.A. & JIMÉNEZ DE CISNEROS, C. (1993): Palaeogeographic significance of black pebbles (Lower Cretaceous, Prebetic, southern Spain).- Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol., **102**, 89-102, Amsterdam.
- VOGT, P.R. & TUCHOLKE, B.E. (eds.) (1986): The western North Atlantic region.- The geology of North America, Vol. M, Geol. Soc. Amer., 696 S., viele Abb., Boulder.
- WALKER, K., SHANMUGAM, G. & RUPPEL, S.C. (1983): A model for carbonate to terrigenous clastic sequences.- Geol.Soc.Amer., Bull., **94**, 700-712, 10 Abb., 1 Tab., Boulder.
- WALKER, R. (1975): Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association.- Geol. Soc. Amer., Bull., **86**, 737-748, 10 Abb., Golden.
- (1978): Deep water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps.- Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull., **62**, 932-966, 23 Abb., 2 Tab., Tulsa.
- (1984): Turbidites and associated coarse deposits.- In: WALKER, R.G. (ed.), Facies models, 2nd edn., Geoscience Canada Reprint Ser., **1**, 171-188, 22 Abb., Toronto.
- WALLS, R. (1983): Golden Spike Reef Complex, Alberta.- In: SCHOLLE, P.A., BEBOUT, D.G. & MOORE, C.H. (eds.),

- Carbonate depositional environments, Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem., **33**, 445-453, 13 Abb., 2 Taf., Tulsa.
- WALTER, L.M. (1985): Relative reactivity of skeletal carbonates during dissolution: implications for diagenesis.- In: SCHNEIDERMAN, N. & HARRIS, P.M. (eds.), Carbonate cements, Soc. Econ. Paleont. Mineral., Sp.Publ., **36**, 3-16, 6 Abb., 5 Taf., Tulsa.
- WALTHER, J. (1892/93): Die Lebensweise der Meeresthiere. Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft, Bd. 2, 195-531, Jena (Fischer).
- WARD, W.C., FOLK, R.L. & WILSON, J.L. (1970): Blackening of eolianite and caliche adjacent to saline lakes, Isla Mujeres, Quintana Roo, Mexico.- J. sedim. Petrol., **40**, 548-555, 9 Abb., Tulsa.
- WATKINSON, M. (1987): Lithostratigraphy of pre-rift sequences from the Lusitanian Basin, Portugal, and their relevance to the development of other North Atlantic margin basins (abstr.).- Programme and Abstracts 2nd Internat. Sympos. Jurass. Stratigr., Lisbon, Sept. 1987, S. 124, Lissabon.
- WATTS, K.F. (1988): Triassic carbonate submarine fans along the Arabian platform margin, Sumeini Group, Oman.- Sedimentology, **35**, 43-71, 22 Abb., Oxford.
- WELLS, J.W. (1956): Scleractinia.- In: MOORE, R.C. (ed.), Treatise on invertebrate paleontology, **F**, 328-444, 117 Abb., Kansas.
- WERNER, W. (1986): Palökologische und biofaziale Analyse des Kimmeridge (Oberjura) von Consolação, Mittelportugal.- Zitteliana, **13**, 109 S., 32 Abb., 18 Taf., 1 Faltaf., München.
- , LEINFELDER, R.R. FÜRSICH, F.T. & KRAUTTER, M. (1994): Comparative palaeoecology of marly coralline sponge-bearing reefal associations from the Kimmeridgian (Upper Jurassic) of Portugal and Southwestern Germany.- Proceed., Teil 2, VI Intern. Fossil Cnidaria Congress, Münster 1991; ca.15 S., Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, Frankfurt a.M. (im Druck).
- WILKINSON, B.H. (1982): Cyclic cratonic carbonates and Phanerozoic calcite seas.- J. Geol. Educat., **30**, 189-203, 15 Abb., Lawrence.
- , SMITH, A.L. & LOHMANN, K.C. (1985): Sparry calcite marine cement in Upper Jurassic limestones of southeastern Wyoming.- In: SCHNEIDERMAN, N. & HARRIS, P.M. (eds.), Carbonate cements, Soc. Econ. Paleont. Mineral., Sp.Publ., **36**, 169-184, 10 Abb., Tulsa.
- WILKINSON, C.R. (1984): Sponges: the ultimate survivors.- In: TALBOT, F. (ed.), Great Barrier Reef, S. 156-163, 19 Abb., Surry Hills (Reader's Digest).
- WILSON, J.L. (1975): Carbonate facies in geologic history.- 471 S., 183 Abb., 30 Taf., Berlin (Springer).
- & JORDAN, C. (1983): Middleself environment.- In: SCHOLLE, P.A., BEBOUT, D.G. & MOORE, C.H. (eds.), Carbonate depositional environments, Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem., **33**, 297-343, 74 Abb., Tulsa.
- WILSON, R.C.L. (1975a): Some examples of shoaling deposits from the Upper Jurassic of Portugal.- In: GINSBURG, R.N. (ed.), Tidal deposits, 363-371, 6 Abb., 2 Tab., Berlin (Springer).
- (1975b) Atlantic opening and Mesozoic continental margin basins of Iberia.- Earth Planet. Sci. Lett., **25**, 33-43, 4 Abb., Amsterdam.
- (1979): A reconnaissance study of Upper Jurassic sediments of the Lusitanian Basin.- Ciências da Terra, **5**, 53-84, 11 Abb., 3 Taf., Lissabon.
- (1985): The Mesozoic geology of the Lusitanian Basin, Portugal.- unpubl. field excursion guide, 70 S., Milton Keynes (OU).
- & WILLIAMS, C.A. (1979): Oceanic transform structures and the development of Atlantic continental margin sedimentary basins - a review.- J. Geol. Soc. London, **136**, 311-320, 10 Abb., London.
- , HISCOTT, R.N., WILLIS, M.G. & GRADSTEIN, F.M. (1989): The Lusitanian Basin of west central Portugal: Mesozoic and Tertiary tectonic, stratigraphy and subsidence history.- In: TANKARD, A.J. & BALKWILL, H. (eds.), Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins, Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem., **46**, 341-361, 21 Abb., 2 Tab., Tulsa.
- WINSEMANN, J. (1992): Tiefwasser-Sedimentationsprozesse und -produkte in den Forearc-Becken des mittelamerikanischen Inselbogensystems: eine sequenzstratigraphische Analyse.- Profil, **2**, 1-218, viele Abb., Stuttgart.
- WOODS, P.J. & BROWN, R.G. (1975): Carbonate sedimentation in an arid tidal flat, Nilemah Embayment, Shark Bay, Western Australia.- In: GINSBURG, R.N. (ed.), Tidal deposits, 223-232, 3 Abb., Berlin (Springer).
- WRAY, J.L. (1977): Calcareous algae.- Developm. Sediment., **20**, 790 S., 170 Abb., Amsterdam (Elsevier).
- WRIGHT, V.P. (1982): The recognition and interpretation of paleokarsts: two examples from the Lower Carboniferous of south Wales.- J. sedim. Petrol., **52**, 83-94, 12 Abb., Tulsa.
- (1985): Algal marsh deposits from the Upper Jurassic of Portugal.- In: TOOMEY, D.F. & NITECKI, M.H. (eds.), Paleogeology, 330-341, 7 Abb., Berlin (Springer).
- (1987): Paleokarsts and paleosols as indicators of paleoclimate and porosity evolution: a case study from the Carboniferous of South Wales.- In: JAMES, N.P. & CHOQUETTE, P.M. (eds.), Paleokarst, 329-341, 12 Abb., New York (Springer).
- & WILSON, R.C.L. (1984): A carbonate submarine fan-sequence from the Jurassic of Portugal.- J. sedim. Petrol., **54**, 394-412, 15 Abb., Tulsa.
- & -- (1985): Lacustrine carbonates and source rocks from the Upper Jurassic of Portugal.- Abstracts, 6th Europ. Reg. Meeting of Sedimentol., Int. Ass. Sediment., Lleida, Spain, 487-490, Lleida.
- & -- (1987): A Terra Rossa-like paleosol complex from the Upper Jurassic of Portugal.- Sedimentology, **34**, 259-273, 10 Abb., Oxford.
- WUNDERLICH, H.-G. (1968): Einführung in die Geologie, Bd.1: Exogene Dynamik.- 197 S., 53 Abb., Mannheim (Bibliogr.Inst.).
- ZANKL, H. (1969): Der Hohe Göll. Aufbau und Lebensbild eines Dachsteinkalk-Riffes in der Obertrias der nördlichen Kalkalpen.- Abh. Senckenberg. naturforsch. Ges., **519**, 123 S., 74 Abb., 15 Taf., Frankfurt.
- (1971): Upper Triassic carbonate facies in the Northern Limestone Alps.- In: MÜLLER, G. (ed.), Sedimentology of parts of Central Europe, Guide Book, 8th. Intern. Sed. Congr. Heidelberg, 147-185, 20 Abb., Frankfurt (Kramer).
- (1993): The origin of high-Mg-calcite microbialites in cryptic habitats of Caribbean coral reefs - their dependence on light and turbulence.- Facies, **29**, 55-60, 5 Abb., Erlangen.
- ZBYSZEWSKI, G. (1959): Étude structurale de l'aire typhonique de Caldas da Rainha.- Serv. Geol. Portugal, Mem., N.S., **3**, 184 S., 11 Taf., 1 Karte, Lissabon.
- & MOITINHO DE ALMEIDA, F. (1960): Notícia explicativa da carta geológica de Portugal, 1:50000, folha 26-D, Caldas da Rainha.- Serv. Geol. Portugal, Lissabon.
- & ASSUNÇÃO, C. T. de (1965): Carta Geológica de Portugal na Escala de 1:50 000 - Notícia Explicativa da Folha 30-D, Alenquer.- Serv. Geol. Portugal, Lissabon.

- . , MOITINHO D'ALMEIDA, F. & ASSUNÇÃO, C.T.D. (1955): Carta Geológica de Portugal na Escala de 1:50 000.- Notícia Explicativa da Folha 30-C, Torres Vedras.- Serv. Geol. Portugal., Lisboa.
- . , VEIGA FERREIRA, O. DA, MANUPPELLA, G. & ASSUNÇÃO, C.T.D. (1966): Carta Geológica de Portugal na Escala de 1:50 000 - Notícia Explicativa da Folha 30-B, Bombarral.- Serv. Geol. Portugal, Lisboa.
- ZIEGLER, B. (1967): Ammoniten-Ökologie am Beispiel des Oberjura.- Geol. Rdsch., **56**, 439-464, 20 Abb., Stuttgart.
- . (1977): The 'white' (Upper) Jurassic in southern Germany.- Stuttgarter Beitr. Naturk., B, **26**, 1-79, 42 Abb., 11 Taf., Stuttgart.

APPENDIX

Ausführliches Inhaltsverzeichnis

	Seite
ZUSAMMENFASSUNG, SUMMARY, RESUMO.....	1
1 EINLEITUNG.....	5
1.1 Problemstellung.....	5
1.2 Mehr als 100 Jahre Erforschung des Lusitanischen Beckens - Zielsetzungen und Probleme.....	5
1.3 Abriß der Entwicklung des Lusitanischen Beckens.....	7
1.4 Chapter Summary: Introduction	11
2 DIE OTA-PLATTFORM - EIN MODERNER RIFFKOMPLEX IM OBERJURA.....	11
2.1 Alterseinstufung des Otakalks - eine interdisziplinäre Aufgabe.....	13
2.2 Die ökologisch-sedimentologische Entwicklung des Otakalk.....	15
2.2.1 Die randliche Riffzone.....	15
Fazies und Organismen der Riffzone.....	15
Frühdigenese und Auftauchphänomene in der Riffzone.....	26
Die laterale und vertikale Entwicklung der Riffzone.....	29
Die Interpretation der Riffzone.....	31
2.2.2 Die Rückriffzone.....	33
Die Faziestypen und Organismen der Riffzone.....	33
Frühdigenese in der Rückriffzone.....	38
Die laterale und vertikale Entwicklung der Rückriffzone	40
Die Interpretation der Rückriffzone.....	41
2.2.3 Die Gezeitenzone.....	45
Die Faziestypen und Organismen der Gezeitenzone.....	45
Frühdigenese in der Gezeitenzone.....	47
Die laterale und vertikale Entwicklung der Gezeitenzone.....	48
Die Interpretation der Gezeitenzone.....	52
2.2.4 Die lagunäre Zone.....	54
Die Faziestypen und Organismen der lagunären Zone.....	54
Frühdigenese in der lagunären Zone.....	55
Die laterale und vertikale Entwicklung der lagunären Zone.....	58
Die Interpretation der lagunären Zone.....	61
2.2.5 Besonderheiten im Nordosten der Otakalk-Verbreitung.....	64
2.2.6 Architektur und Ökologie der Ota-Plattform.....	66
Die Black Pebble Horizonte.....	67
Der Einfluß des siliziklastischen Hinterlands.....	73
Die Sediment- und Organismenverteilung auf der Ota-Plattform.....	74
Das Ablagerungsmodell der Ota-Plattform.....	76
2.3 Die postsedimentäre Geschichte der Ota-Plattform.....	83
2.3.1 Die parakonformen und diskonformen Auflagen des Otakalks i.e.S.....	83
2.3.2 Paläokarst.....	85
2.3.3 Der zeitliche Ablauf der Relativbewegungen in der prä-, syn- und postsedimentären Geschichte der Ota-Plattform.....	90
2.4 Chapter Summary: The Ota Platform, a modern-type reef complex from the Upper Jurassic	93
3 WEITERE KORALLENRIFFE UND PLATTFORMEN IM OSTTEIL DES LUSITANISCHEN BECKENS.....	94
3.1 Die Montejunto Plattform - ein Ota-Analagon?.....	94
3.1.1 Die geologische Struktur des Montejuntobereichs.....	94
3.1.2 Das Alter der Montejunto-Flachwasserkalke.....	95
3.1.3 Faziestypen und Fazieszonierung.....	95
3.1.4 Das Montejunto Modell: Von Rampe zu barregesäumtem Schelf.....	101
3.2 Das Castanheira - Monte Gordo Fächer-/Riffsystem.....	103
3.2.1 Die räumliche Verbreitung: Oberflächen- und Untergrundgeologie.....	104
3.2.2 Das Alter.....	106
3.2.3 Die siliziklastischen Faziestypen.....	107
3.2.4 Die autochthone Rifffazies.....	110
3.2.5 Die Faziestypen der allochthonen Karbonate.....	115
3.2.6 Die Profilabfolgen.....	118
3.2.7 Das Modell: Ein Analagon zu den rezenten Fächerdeltas des Golf von Suez?.....	120
3.3 Das Amaral - Abadia Hangkappensystem.....	128
3.3.1 Verbreitung und laterale Faziesvariation der Amaral Formation.....	128
3.3.2 Das Alter der Amaral Formation.....	129
3.3.3 Die Sedimente und Biofazies des 'Corálico'.....	130
3.3.4 Die Fazies des 'Oólito'.....	131













3.3.5 Die Ausbildung und Genese der unterlagernden siliziklastischen Abadia Schichten: Eine Hangabfolge des tieferen bis flachen Wassers.....	131
3.3.6 Das Gesamtmodell: Gleichzeitige oder aufeinanderfolgende Bildung von Abadia und Amaral Formation?.....	134
3.4 Das Barreiro 'buildup': Vertikale Zonierung und finales 'drowning'.....	135
3.5 Die Fleckenriffe des Alrota Golfes.....	136
3.5.1 Die paläogeographische Situation.....	136
3.5.2 Die Architektur der Alrota Abfolge: Faziestypen und Korallenassoziationen.....	136
3.5.3 Das Modell: Autozyklische Stillwasser-'buildups' mit Selbstverstärkung.....	139
3.6 Die ästuarinen Riffrasen des Sobraldeltas.....	139
3.7 Chapter Summary: Other coral reefs and platforms from the eastern part of the Lusitanian Basin	140
4 ÜBERBLICK ÜBER OBERJURASSISCHE KORALLIGENE RIFF-, RIFFFRASEN UND 'BUILDUP'-STRUKTUREN IM RESTLICHEN TEIL DES BECKENS.....	141
4.1 Die Ramalhal und Vimeiro - Caldas da Rainha 'buildups': Von karbonatischem zu gemischtem Regime.....	141
4.1.1 Untergrundgeologie.....	141
4.1.2 Flachwasserkarbonate entlang des Vimeiro-Caldas da Rainha Diapirrückens.....	142
4.2 Die Korallenrasen bei Consolação.....	152
4.3 Die Sintra Karbonatrampe.....	152
4.4 Die Korallenbiostrome in der siliziklastisch-karbonatischen Wechselfolge der westlichen Serra da Arrábida.....	153
4.5 Chapter Summary: Upper Jurassic reefs from the rest of the Lusitanian Basin	154
5 ÜBERBLICK ÜBER OBERJURASSISCHE KORALLENRIFFE UND 'BUILDUPS' IM RESTLICHEN PORTUGAL SOWIE IN DER UMRAHMUNG DES NORDATLANTIKS (With Chapter Summary: Review of other Upper Jurassic reefs and buildups from Portugal and around the North Atlantic margin).....	155
6 SYNTHESE: RIFFE UND 'BUILDUPS' IN GEMISCHTEN ABFOLGEN - STEUERENDE FAKTOREN AM BEISPIEL DER 'BUILDUPS' DES LUSITANISCHEN BECKENS.....	157
6.1 Architektonische Grundtypen gemischt karbonatisch-siliziklastischer Ablagerungen im Oberjura des Lusitanischen Beckens.....	158
6.2 Anpassungen von Korallen und anderen Rifforganismen an siliziklastischen Einfluß: Funktionsmorphologie und vergleichende Ökologie.....	162
6.3 Abschirmung terrigener Klastika: Beckenstrukturierung, Klima, Strömungen und Meeresspiegelschwankungen.....	167
6.3.1 Die Beckenstrukturierung des oberjurassischen Arruda-Subbeckens und ihre Bedeutung für gemischte Sedimentation.....	167
6.3.2 Klima und lokale Meeresströmungen als Abschirmungsmechanismen.....	171
6.3.3 Der Einfluß von Meeresspiegelschwankungen auf die Ausbildung der gemischten Systeme.....	173
6.4 Chapter Summary: Reefs and 'buildups' in mixed successions - Controlling factors exemplified by the 'buildups' of the Lusitanian Basin.....	177
7 SCHLUSSFOLGERUNGEN UND ZUSAMMENFASSUNG.....	179
7.1 Der Otakalk und andere 'buildups' als fazielle Fallstudien.....	179
7.2 Vergleich der oberjurassischen 'buildup'-Strukturen im Lusitanischen Becken.....	180
7.3 Die Bedeutung der zentralportugiesischen 'buildups' für oberjurassische Riffmodelle.....	181
7.4 Die gemischt karbonatisch-siliziklastischen Ablagerungsmodelle.....	182
7.5 Vergleich von Korallenriffen und Plattformen aus siliziklastischen und karbonatischen Regimes.....	183
7.6 Sequenzstratigraphie des Oberjura im zentralen Lusitanischen Becken.....	184
7.7 Die diskontinuierliche Oberjura-Entwicklung des Lusitanischen Beckens und ihre exemplarische Bedeutung für die Untersuchung und Exploration weiterer Randbecken.....	184
7.8 Chapter summary: Conclusions.....	186
8 DANKSAGUNG.....	189
9 LITERATUR.....	190
APPENDIX.....	203
Abbildungsverzeichnis.....	205
Legende zu den lithologischen Profilen.....	207

Abbildungsverzeichnis










Abb.	Kurzbeschreibung	Seite	Abb.	Kurzbeschreibung	Seite
1	Analyse gemischter Systeme.....	6	105	Aufbau- und Verkarstungsphasen (Ota).....	91
2	Nordatlantische Randbecken im Oxfordium..	7	106	Oberjuraabfolge südlich Montejunto.....	94
3	Geologische Karte von Mittelportugal.....	8	107	Fazieskarte der Montejunto Region.....	96
4	Lithostratigraphie des Lusit. Beckens.....	9	108	Organismenverteilung Montejunto.....	97
5	Strukturelemente des Lusit. Beckens.....	10	109-114	Foto-Abb. Fazies Montejunto.....	99
6	Geologische Karte des Arruda Subbeckens..	12	115	Black Pebble Genese im Rocha-Bruch.....	101
7	Mikrobiostratigraphie des Oberjura.....	14	116	Montejunto Modell und Vergleich mit Ota...	102
8	Fazieskarte und Topographie des Otakalks...	16 f.	117	Geologische Karte östl. Arruda-S.Becken.....	104
9	Strukturschnitte durch den Otahorst.....	18	118	Faziesrelation Abadia-Amaral (Castanheira)..	105
10-27	Foto-Abb. aus dem Otariff.....	21 f.	119	Seismische Karte des Arruda-Subbeckens....	106
28	Profile aus der Ota-Riffzone.....	28	120-124	Foto-Abb. aus Castanheira-Fächerdelta	108
29	Sedimentkörpergeometrie der Riffzone.....	31	125-141	Foto-Abb. aus Castanheira Fächerdelta..	111 f.
23-46	Foto-Abb. aus Ota-Riff und Rückriff.....	35 f.	142	Profil Cardosas (Castanheira Fächer).....	118
47	Profil Höhle (Ota-Rückriffzone).....	47	143	Profil A dos Bispos (Castanheira Fächer).....	118
48-61	Foto-Abb. Rückriff und Gezeitenzone...	43 f.	144	Struktur und Fazies des Monte Gordo Riffs..	119
62	Profil 'am Hauptweg' (Gezeitenzone).....	48	145	Struktur und Fazies d. Castanheira Hügels...	120
63	Profil Pedreiras de Santa (Mitte).....	50	146	Interpretation der M.Gordo-Entwicklung.....	125
64	Profil Atouguia-West (Gezeitenzone).....	50	147	Ablagerungsmodell des Castanheira Fächers	127
65	Profil Atouguia-West 'Spezial'.....	51	148	Profil Abadia-Amaral bei ARruda dos Vinhos	129
66	Autozyklische Gezeitenzonen-Modelle.....	53	149	Strukturschnitt bei Benfeito.....	133
67-74	Foto-Abb. aus der Ota-Lagune.....	57	150	Schnitt durch Barreiro-'buildup'.....	136
75	Profil Pedreiras Lima (Lagunenzone).....	58	151	Paläogeographie Tithon.....	137
76	Profil östlich P. Lima (Gezeiten-/Lagunez.)..	59	152	Alrota Sedimentkörpergeometrie.....	138
77	Profil Rio Ota (Lagunenzone).....	60	153	Schnitt durch Ramalhal 'buildup'.....	142
78	Profil Atouguia (Lagunenzone).....	61	154	Oxfordprofile bei Caldas.....	143
79	Schlammhügelmodell (Lagunenzone).....	63	155	Kimmeridge Profile bei Caldas.....	145
80	Profil Entre Serras (nördl. Otakalk).....	64	156-161	Foto-Abb. der Caldas-Bolhos Einheit.....	147
81	Profil Vale Forno (nördl. Otakalk).....	65	162	Wachstum der Cesaredas Onkoide.....	148
82	Schnitt durch M.onte Redondo.....	66	163	Cesaredas Profil.....	149
83	Schnitt durch Gebiet um HP 126.....	67	164	Modell für Ramalhal-Bolhos 'buildup'.....	151
84-91	Foto-Abb. Korrelationshorizonte Otakalk....	69	165	Modell der Sintra Rampe.....	153
92	Profil Relva und Modell Black Pebble Fächer.	70	166	Architekturtypen gemischter Folgen.....	159
93	Korrelation der Ota-Profile mit BP-Lagen.....	72	167	Sedimentanpassung bei Korallen.....	163
94	Komponentenverteilung der Ota-Zonen.....	74	168	Alrota Biostrome und Sedimentation.....	165
95	Verteilung der Mikroorganismen (Ota).....	76	169	Arruda Subbecken im Oberjura.....	169
96	Faziesmodell für den Otakalk.....	77	170	Sequenzstratigraphie Arruda Subbecken.....	174
97	Autozyklische 'shallowing-up' Modelle.....	81	171	Meeresspiegelkontrolle der 'buildups'.....	175
98	Profil Vale Choupo (Auflage des Otakalks)...	84	172	Vergleich der untersuchten 'buildups'.....	176
99	Plattformarchitektur und Auflagen (Ota).....	86	173	Ölhabitate im Arruda Subbecken.....	185
100-104	Foto-Abb. Paläokarst aus dem Otakalk....	89	174	Legende für lithologische Profile.....	207

LEGEND FOR CARBONATE FACIES LOGS








Macrofauna

-  Corals, not differentiated
-  massive coral heads (*S Styliina*, *T Thamnasteria*, *M Microsolena*)
-  solitary corals
-  phaceloid and ramose corals
-  stromatoporoids, chaetetids, sponges
-  gastropods (*N* large nerineids, *C Cryptoplocus*)
-  bivalves (*M* megalodontid) / fragmented corals (analogous for other symbols)
-  boring bivalves (*C* in corals, *M* in mollusks, *S* in substrate)
-  serpulids
-  echinoids
-  macrofauna, not differentiated and bioclasts (*Br* brachiopods)
-  bio-cortoids and superficial oncoids











Microorganisms

-  encrusting algae and alga-like microproblematica, not differentiated (*T Tubiphytes*, *Th Thaumtoporella*)
-  *Bacinella* / *Lithocodium* (*B/L*)
-  encrusting foraminifera (*P Placopsilina*, *N nubeculariids*)
-  foraminifera, mainly lituolids and "textulariids" (*Tr Trocholina*, *K Kurnubia*, *M miliolids*)
-  *Labyrinthina mirabilis*
-  dasycladaceans (*Cl Clypeina jurassica*, *P Petrascula*, *E Epimastoporella*)
-  *Campbelliella striata*
-  algal nodules, mostly of *Rivularia*-type ("cayeuxiid")
-  *Marinella lugeoni*

"inorganic" particles

-  peloids
-  intraclasts (*C* micritic cortoid-intraclasts = "Rindenintraklasten")
-  oncoids
-  ooids
-  black pebbles (*B*)
-  black pebble main horizon and equivalents
-  detrital quartz

diagenetic and other features

-  bioturbation
-  marine fibrous cement
-  submarine primary cave and topography
-  irregular cracks (mostly synaeresis)
-  birdseyes / subvertical / laminoid arrangement
-  LF-fabric
-  mudcracks
-  dripstone cement
-  microsparitisation
-  irregular blackening (*S*)
-  vadose silt (*V*)
-  karst pipes and honeycomb structures
-  palaeokarst caves

Limestone fabric and lithology

DUNHAM types: *M* lime mudstone, *W* wackestone, *P* packstone

G grainstone, *B* boundstone

EMBRY & KLOVAN types (for reefal limestones only): *F* floatstone,

R rudstone, *Bi* bindstone, *Bf* bafflestone, *Fr* framestone

LF laminated fenestral fabric

cross-hatching indicates transitional or densely intercalated fabrics (*e.g.*: cross-hatchures between *P* and *B* = transitions between packstone and boundstone fabric; between *P* and *G* = transitions between packstone and grainstone fabric)

 marly limestones

Appendix: Abb. 174: Legende zu den karbonatischen Profilen in Kap. 2.2 und 4.1.2

Appendix: Fig. 174 Legend for carbonate logs in chaps. 2.2. and 4.1.2