

# Fazies- und Beckenentwicklung im Oxfordium (Oberjura) des zentralen Lusitanischen Beckens (Portugal)

Von der Fakultät Geo- und Biowissenschaften der Universität Stuttgart zur Erlangung der  
Würde eines Doktors der Naturwissenschaften (Dr. rer. nat.) genehmigte Abhandlung

Vorgelegt von

**Michael Reyle**

aus Pforzheim

Hauptberichter:

Mitberichter:

Tag der mündlichen Prüfung:

Prof. Dr. M. Krautter

Prof. Dr. R.R. Leinfelder

23. Mai 2003

Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Stuttgart

**2004**



Ich versichere diese Arbeit eigenständig und nur unter Verwendung der angegebenen Hilfsmittel erstellt zu haben.

Stuttgart, 10.11.2002



## Zusammenfassung

Das Lusitanische Becken von Portugal war während des Oberjuras durch eine intensive Riftphase bestimmt. Die Beckenfüllung lagerte sich im Zuge von tektono-eustatischen Ereignissen im Bereich des Zentralatlantiks in Form eines transgressiven/regressiven Zyklus 2. Ordnung ab. Im Zentrum dieser Arbeit standen vergleichende fazial-sedimentologische und palökologische Analysen der transgressiven Ablagerungssequenz vor allem in den Randbereichen des zentralen Lusitanischen Beckens. Auf der Grundlage des fazialen Befunds ließ sich mit Hilfe chemo-, litho- und sequenzstratigraphischer Anwendungen eine einheitliche stratigraphische Neugliederung des Oxfordiums für das zentrale Lusitanische Becken vornehmen und in ein paläogeographisches Modell einbinden.

Aus den mikrofaziellen Studien ergaben sich 48 Faziestypen, die sich auf 10 übergeordnete Einheiten verteilen. Das Spektrum setzt sich aus terrestrischen und randmarinen Siliziklastika, polymikten Konglomeraten, pedogenen Karbonaten, limnischen Sumpf- und Seekalken, restrikt-randmarinen Lagunen- und peritidalen Gezeitensedimenten zusammen. Vollmarine Faziesseinheiten bestehen aus niederenergetischen Foraminiferen- und Mollusken-führenden Biomikriten, höherenergetischen Karbonatsanden, Onkolithen und Rotalgenkarbonaten sowie aus koralligenen und mikrobiellen Gerüstkarbonaten.

Anhand von Isotopenmessungen an Mollusken des oberen Brachy- bis Euhalinikums konnte eine Verfeinerung der palökologischen Aussagen vorgenommen und Rückschlüsse auf organische Produktivität, Meeresspiegelschwankungen, Versenkungsverhältnisse von  $C_{org}/C_{carb}$  und potentielle Krisen von Karbonatplattformen gezogen werden.

Die Untersuchungsgebiete enthalten keine geeigneten Fossilien zur orthostratigraphischen Gliederung der Ablagerungssequenzen. Parastratigraphisch leitende Mikrofossilien (Oogonien, *Alveosepta jaccardi*) besitzen eine große stratigraphische Reichweite oder erweisen sich als stark faziesabhängige Organismen (*Heteroporella lusitanica*) und tragen infolgedessen nur bedingt zur feinstratigraphischen Auflösung bei.

Sämtliche untersuchten Sedimentabfolgen lassen sich in vier lithologische Einheiten (Serie 1 - 4) gliedern und anhand entsprechender Entwicklungstendenzen sowie onkolithischer, koralligener/mikrobieller und bioturbierter Leithorizonte lithostratigraphisch miteinander korrelieren. Die Sedimentationsräume zeigen zunächst langandauernde Vertiefungsabfolgen und werden von einer Verflachungsserie überlagert. Serie 1 besteht aus terrigenen Siliziklastika und Karbonaten. Serie 2 setzt sich aus randmarin/peritidalen und gemischt karbonatisch/siliziklastischen Abfolgen zusammen. Serie 3 wird aus nieder- bis höherenergetischen Plattformkarbonaten und Serie 4 aus Wechselfolgen vollmariner, brackischer und gemischt karbonatisch/siliziklastischer Einheiten gebildet.

Die lithostratigraphisch relevanten Leithorizonte sind für sequentielle Untersuchungen zum Teil von herausragender Bedeutung und markieren Sequenzgrenzen, Transgressions- und maximale Flutungsflächen. Mit der Ausnahme der Abfolge der Serra do Bouro lassen sich die Ablagerungsserien in zwei Sequenzen gliedern. Bei dem Vergleich beider Ablagerungssequenzen mit offiziellen Meeresspiegelkarten bestehen die größten Übereinstimmungen mit sequenzstratigraphischen Arbeiten aus dem London-Paris-Becken von RIOULT et al. (1991). Darüberhinaus ließen sich die Sequenzgrenzen mit den Diskontinuitätsflächen Ox4, Ox5, Ox7 (HARDENBOL et al. 1998) parallelisieren. Ox 6 bleibt durch akzentuierte Subsidenz des Lusitanischen Beckens maskiert.

Innerhalb des verfügbaren biostratigraphischen Rahmens läßt sich auf der Grundlage litho-, chemo- und sequenzstratigraphischer Befunde eine stratigraphische Gliederung für die lithologischen Serien 1-4 im zeitlichen Rahmen zwischen der tieferen *plicatilis*- und unteren *bimammatum*-Zone (bis *hypselum*-Subzone) vornehmen.

Die großmaßstäblichen Ablagerungssysteme wurden durch zwei Karbonatplattformen repräsentiert, welche das Bombarral-Teilbecken im Osten und Westen begrenzten. Trotz Modulierung durch eustatische Meeresspiegelschwankungen 3. Ordnung folgten die Plattformentwicklungen durchgehend einem von tektonischen Vorgängen 2. Ordnung vorgegebenen Trend. Die westlichen Sedimentationsräume waren durch das Wechselspiel zwischen Beckensubsidenz, Diapirauftstieg und Hebung der Beckenschultern stark beeinflusst. Im Osten des Bombarral-Beckens herrschte eine relativ einheitliche Beckenentwicklung vor. Lediglich in den zentralen Bereichen der Serra dos Candeeiros war eine Schwellenregion für die Kondensation basaler Ablagerungen verantwortlich und trennte zwei Depozentren im Nordosten und Westen.

## II

Sämtliche Ergebnisse ermöglichen eine paläogeographische Rekonstruktion des zentralen Lusitanischen Beckens im Oxfordium. Die Sedimentation (Serie 1) setzte über einer beckenweiten Schichtlücke in der tieferen *plicatilis*-Zone ein. In den östlichen Beckenregionen dominierten Überschwemmungsebenen. Auf diesen kam es zu Bodenbildungen und zur Entstehung ausgedehnter Sumpf- und Seelandschaften, in denen die Bildung limnischer Kohlen begünstigt war. Gleichzeitig wurden von den westlichen Beckenschultern Siliziklastika geschüttet, welche in Küstenebenen und deltaischen Sedimentationsgebieten akkumulierten. Das zentrale Lusitanische Becken besaß den Charakter eines Halbgrabens, wodurch das Meer in einem schmalen Arm nach Norden vordrang und randmarine, zum Teil Küstensumpf-artige Karbonate zum Absatz kamen. In zentralen Beckenregionen (Montejunto - Torres Vedras-Gebiet) entstanden vorwiegend bituminöse Ablagerungen.

Die anschließende Transgression (Serie 2) führte zur Herausbildung von ausgedehnten Gezeitenflächen in weiten Beckenteilen mit Cyanobakterien-Matten und einer monospezifischen Ostrakodenfauna. Sie standen unter dem Einfluß kleinmaßstäblicher Meeresspiegelschwankungen. Nach Süden gingen sie in restrikt-lagunäre bis brackische Fazieszonen und anschließend in vollmarine, niederenergetische und selten dysaerobe Sedimentationsgebiete über. Auf der SE-Flanke des sich hebenden Caldas da Rainha - Bolhos-Diapirs setzte zeitgleich trotz episodischem siliziklastischen Eintrag die hochenergetische Rampenentwicklung der Ramalhal-Plattform mit küstennahen Barrensyste men ein. Durch den Aufstieg triassischer Evaporite gelangte der unter- und mitteljurassische Unterbau in den subaerischen Bereich, wurde aufgearbeitet und in Form grobklastischer Alluvialfächer/Fächerdeltas resedimentiert. Auf der Westseite der Diapirstruktur kam es weiterhin zur Ablagerung deltaischer Abfolgen.

Weitere Transgressionen als Ausdruck tektonisch gesteuerter Beckensubsidenz führten entlang von reaktivierten Störungsbahnen zur Differenzierung des Lusitanischen Beckens. Im Montejunto-Gebiet entstand auf einer halokinetisch kontrollierten Hochzone eine aggradative und streng zonierte Karbonatplattform, welche hemipelagische Beckenzentren im Süden von offen-lagunären Sedimentationsgebieten mit ausgedehnten Grünalgenrasen und einer reichen Pelecypoden-/Foraminiferenfauna im Norden trennte. Der stark bioturbierte Lagunenbereich dehnte sich über die gesamte Breite des zentralen Lusitanischen Beckens aus und verzahnte im Westen (Sobral da Lagoa, Serra do Bouro) mit höherenergetischen Fazieszonen. Akzentuierte Hebungen des Caldas da Rainha-Diapirs waren hier für das wiederholte Auftauchen und die Amalgamierung von Ablagerungssequenzen verantwortlich. Auf der SE-Flanke der Diapirstruktur wurden Küstenbarrensyste me der Ramalhal-Plattform zugunsten einer mosaikartigen Verteilung flächig abgelagerter, oolithischer Karbonatsande mit Einschaltungen von biostromalen Gerüstkarbonaten aufgegeben. Ein nach Norden vordringender hemipelagischer Sporn, welcher der ehemaligen Halbgrabenstruktur des Beckens folgte, trennte die Ramalhal- von der Montejunto-Plattform.

Bereits innerhalb von Serie 3 machten sich späte Meeresspiegelhochstände durch ein Vorrücken brackisch-randmariner und terrigener Faziesgürtel bemerkbar. Dies wiederholte sich im verstärkten Maß während der unteren *bimammatum*-Zone (Serie 4), indem randliche Beckenzonen durch deutliche Verflachungstendenzen gekennzeichnet waren. Die Montejunto-Plattform entwickelte sich zu einem barrenge säumten Schelf mit ausgedehnten Gezeitenflächen, von dessen Kante verstärkt calciclastische Hochstandsschüttungen in südlich und westlich angrenzende Beckenregionen erfolgten. Am nordöstlichen Beckenrand progradierten restrikt-lagunäre, brackische Fazieszonen nach Westen und wurden durch ein N-S verlaufendes Barrensyste m von offen-lagunären Ablagerungsräumen getrennt. Aus Osten erfolgte ihre selektive Zuschüttung durch terrigene Feinklastika. In der küstenfernen Beckenzone im Gebiet der Serra dos Candeeiros bildete sich zunehmend ein komplexes System aus ooidischen und rotalgendominierten Barren und onkoidischen Rinnen heraus. Dieses ging nach Westen mit einem flachen Übergang in tiefere Rampenzonen über, welche zu einem bereits relativ weit nach Norden reichenden, hemipelagischen Sedimentationsgebiet vermittelten. Im Westen beeinflussten anfängliche siliziklastische Schüttungen nur untergeordnet die Entwicklung der Ramalhal-Plattform, welche sich bis Sobral da Lagoa fortsetzte. Dafür entstand erneut eine barrenge säumte Küstenregion mit zunehmend Foraminiferen- und Gastropoden-dominierten Plattformarealen auf Kosten einer mosaikartigen Fazieskonfiguration aus flächigen Ooidsanden und Gerüstkarbonaten. Auf der NW-Flanke des Caldas da Rainha-Diapirs dehnten sich Gezeitenflächen mit Küstentümpeln und restrikt-lagunäre Sedimentationsräume nach SE und E aus und führten zu einer Verkleinerung vollmariner Fazieszonen (Serra do Bouro).

## Summary

The Lusitanian Basin of Portugal was characterised by intensive rifting during the Late Jurassic. The basin fill was deposited in the course of tectono-eustatic events in the central Atlantic realm, forming a transgressive/regressive 2nd-order megacyclothem. This study focuses on comparative sedimentary facies analysis and palaeoecological analysis of the transgressive depositional sequence, mainly in the marginal areas of the central Lusitanian Basin. Based on results from facies analysis, chemo-, litho- and sequence stratigraphic methods allowed to establish a consistent new stratigraphic framework of the Oxfordian of the central Lusitanian Basin. This stratigraphic framework was then integrated within a palaeogeographic model.

Microfacies analysis resulted in the definition of 48 facies types which are assigned to 10 higher units. The range of facies types comprises terrigenous and marginal marine siliciclastics, polymictic conglomerates, pedogenous carbonates, limnic swamp and lake limestones, and restricted marginal marine sediments from lagoons and peritidal areas. Normal marine facies types comprise low-energy biomicrites with foraminifera and molluscs, higher energy carbonate sands, oncolites and red-algal carbonates as well as coralligenous and microbial framework carbonates.

Stable isotopes were measured using molluscs from upper brachy- to euhaline conditions. These measurements allowed for refined palaeoecological results and for drawing conclusions regarding organic productivity, sea-level fluctuations, burying conditions of  $C_{org}/C_{carb}$ , and potential crises of carbonate platforms.

The study areas lack fossils suitable for orthostratigraphic subdivision of the depositional sequences. Microfossils used for parastratigraphy (oogonia, *Alveosepta jaccardi*) either exhibit a large stratigraphic range or turn out to be strongly facies dependent (*Heteroporella lusitanica*). Thus their importance for high-resolution stratigraphy is quite limited.

All investigated sedimentary sequences can be subdivided into four lithological units (Series 1-4). Lithostratigraphic correlation is enabled by regarding adequate development tendencies as well as oncolitic, coralligenous/microbial and bioturbated marker horizons. The depositional areas are characterised by extended deepening-upward successions which are then followed by a shallowing-upward succession. Series 1 consists of terrigenous siliciclastics and carbonates. Series 2 comprises marginal marine to peritidal and mixed carbonate-siliciclastic successions. Series 3 consists of lower to higher energetic platform carbonates, and Series 4 is formed by interlayering successions of normal marine, brackish and mixed carbonate-siliciclastic units.

The marker horizons which are lithostratigraphically relevant are partly of paramount importance for sequence-stratigraphic analyses, marking sequence boundaries, transgression surfaces and maximum flooding surfaces. With the exception of the Serra do Bouro succession, the depositional series may be subdivided into two sequences. Comparing both depositional sequences with official sea-level charts, the best correlation consists with the sequence stratigraphic studies from the London-Paris Basin of RIOULT et al. (1991). Additionally, correlation of sequence boundaries with the discontinuity surfaces Ox4, Ox5, Ox7 of HARDENBOL et al. (1998) was possible. Ox 6 remains concealed due to accentuated subsidence of the Lusitanian Basin.

Within the stratigraphic framework at hand, a stratigraphic subdivision of the lithological series 1-4 based on litho-, chemo- and sequence stratigraphic results can be performed. The entire series can be assigned to a time slice reaching from the early *plicatilis* to the early *bimammatum* Zone, including the *hypselum* Subzone.

In a large scale, the depositional systems were represented by two carbonate platforms which formed the boundary of the Bombarral subbasin in the east and west. In spite of modulations by eustatic 3rd-order sea-level fluctuations, platform development continuously followed a trend determined by tectonic 2nd-order processes. The depositional areas in the west were strongly influenced by an interplay between basin subsidence, diapir uplift and uplift of the basin shoulders. In the eastern part of the Bombarral subbasin, basin development was more or less uniform. Only in the central realms of the Serra dos Candeeiros, an elevated region caused the condensation of basal deposits, thus separating two depocentres in the northeast and west.

As a whole, the results yield a palaeogeographic reconstruction of the central Lusitanian Basin in the Oxfordian. Sedimentation (Series 1) starts following a basin-wide hiatus in the early *Plicatilis* Zone. Floodplains dominated in the

eastern basin regions. On these floodplains, postdepositional soil formation took place and the landscape was widely covered by swamps and lakes in which the formation of limnic coal was favoured. At the same time, siliciclastics were shedded from the western basin shoulders to be accumulated in coastal plains and deltaic sedimentation areas. The central Lusitanian Basin had the character of a half-graben in which the ocean transgraded towards the north in a narrow seaway and marginal marine, partly coastal swamp-like carbonates were deposited. In central basin regions (Montejunto-Torres Vedras region), mainly bituminous deposits prevailed.

The following transgression (Series 2) triggered the formation of extended tidal flats in extended parts of the basin with cyanobacterial mats and a monospecific ostracode fauna. These tidal flats were strongly influenced by small-scale sea-level fluctuations. Towards the south, the tidal flats graded into restrict lagoonal to brackish facies zones and subsequently into normal marine, low-energy and rarely dysaerobic sedimentation areas. Despite episodic siliciclastic input, the high-energy ramp development of the Ramalhal platform including near-coastal bar systems began at the same time on the SE flank of the uplifting Caldas da Rainha-Bolhos diapir. Due to the uplift of triassic evaporites, the basement formed by Lower and Middle Jurassic sediments reached the subaeric zone where they were reworked and resedimented forming coarse-grained alluvial fans and fan deltas. On the western side of the diapir structure, sedimentation of deltaic sediments continued.

Further transgressions triggered by tectonically induced basin subsidence caused the structural differentiation of the Lusitanian Basin along reactivated fault tracts. In the Montejunto area, an aggradative and strictly zoned carbonate platform developed on an elevation controlled by halokinetics, separating hemipelagic basin centres in the south from open lagoonal sedimentation areas with extended green algal meadows and a rich pelecypod-foraminifera fauna in the north. The strongly bioturbated lagoonal environment extended all across the central Lusitanian Basin, interfingering towards the west (Sobral da Lagoa, Serra do Bouro) with higher energetic facies zones. Accentuated uplifting pulses of the Caldas da Rainha diapir were responsible for the repeated emergence and the amalgamation of depositional sequences in this area. On the SE flank of the diapir structure, coastal bar systems of the Ramalhal platform were abandoned in favour of a mosaic-like distribution of oolitic carbonate sand flats with intercalations of biostromal framework carbonates. A hemipelagic spur protruding northwards, tracing the former half-graben structure of the basin, separated the Ramalhal- from the Montejunto platform.

Already within Series 3, late sea-level highstands became apparent by a progradation of brackish-marine and terrigenous facies belts. This was repeated and even increased during the early Bimammatum Zone (Series 4), where marginal basin zones were subject to distinct shallowing trends. The Montejunto platform developed into a bar-rimmed shelf with extended tidal flats, bringing forth increased calciclastic highstand-shedding towards adjacent basin regions in the south and west. In the northeastern sector of the basin restrict lagoonal brackish facies zones prograded towards the west where they were separated from open lagoonal depositional areas by a bar system trending N-S. These brackish facies zones were selectively filled up by terrigenous fine-grained sediments, being shedded from the east. In the distal basin zone, the Serra dos Candeeiros region, a complex system of oolitic and red algal dominated bars and oncolitic channels developed gradually. Towards the west, this system graded from shallow to deeper ramp zones mediating to a hemipelagic sedimentation area extending relatively far towards the north. In the west, initial siliciclastic shedding had only minor influence on the Ramalhal platform development which extended up to Sobral de Lagoa. A mosaic-like facies configuration comprising oolitic sand flats and framework carbonates was replaced by a bar-rimmed coastal region with platform areas that were increasingly dominated by foraminifera and gastropods. On the NW flank of the Caldas da Rainha diapir, tidal flats with coastal ponds and restrict lagoonal sedimentation areas extended towards SE and E, leading to a reduction of normal marine facies zones (Serra do Bouro).



# Inhaltsverzeichnis

## Zusammenfassung

## Summary

<b>1. Einleitung</b>	<b>3</b>
1.1 Problemstellung und Zielsetzung	3
1.2 Bisherige Forschung im Oberjura des Lusitanischen Beckens	4
1.3 Geologischer Rahmen und stratigraphische Übersicht	5
1.3.1 Geologische Gliederung Portugals	5
1.3.2 Strukturelle Übersicht des Lusitanischen Beckens	5
1.3.3 Geologische Entwicklung des Lusitanischen Beckens	6
1.4 Arbeitsgebiete	11
1.4.1 Lage und Umgrenzung der Arbeitsgebiete	11
1.4.2 Geographische und strukturelle Übersicht der Untersuchungsgebiete	15
1.4.3 Stratigraphische Übersicht der Untersuchungsgebiete	16
<b>2. Methodik</b>	<b>18</b>
2.1 Feldmethoden	18
2.2 Labor- und Untersuchungsmethoden	18
2.3 Stabile Isotopen	19
<b>3. Faziesarchitektur der Serra dos Candeeiros und des Plateaus von Fátima</b>	<b>21</b>
3.1. Mikrofaziestypen und Faziesräume	21
3.1.1 Terrigen beeinflusste Fazieseinheiten	21
3.1.2. Sumpfkalke/Bodenbildungen	27
3.1.3 Lakustrine Fazieseinheiten	39
3.1.4 Restrikt lagunäre und randmarine Fazieseinheiten	45
3.1.5. Peritidale Fazieseinheiten	56
3.1.6 Lagunäre Fazieseinheiten einer offenen Plattform	64
3.1.7 Höherenergetische Plattformkarbonate	76
3.1.8 Marinellendominierte Fazieseinheiten	83
3.1.9 Koralligene Fazieseinheiten	88
3.2. Profilentwicklungen in der Serra dos Candeeiros und auf dem Plateau von Fátima	92
3.2.1. Profile Vale Verde	92
3.2.2 Profil Vale da Trave	100
3.2.3 Profil Murteira	103
3.2.4 Profile Casal de Vale de Ventos	108
3.2.5 Profile Montelo	122
3.2.6 Profil Fátima	129
<b>4. Faziesarchitektur der Serra do Bouro</b>	<b>136</b>
4.1 Mikrofaziestypen und Faziesräume	136
4.1.1 Terrigene Fazieseinheiten	136
4.1.2 Palustrine Fazieseinheiten/Bodenbildungen	139
4.1.3 Lakustrine Fazieseinheiten	141
4.1.4 Randmarine Fazieseinheiten einer eingeschränkten Plattform	143
4.1.5 Peritidale Fazieseinheiten	144
4.1.6 Lagunäre Fazieseinheiten einer offenen Plattform	145
4.1.7 Höherenergetische Plattformkarbonate	149
4.2 Profilentwicklung in der Serra do Bouro	155
<b>5. Faziesarchitektur auf dem Plateau von Cesaredas</b>	<b>159</b>
5.1 Mikrofaziestypen und Faziesräume auf dem Plateau von Cesaredas	159
5.1.1 Terrigene Fazieseinheiten	159
5.1.2 Lagunäre Fazieseinheiten	164
5.1.3 Oolithe	166
5.1.4 Rotalgenkarbonate und Onkolithe	177
5.1.5 Riffschuttkalke	185
5.1.6 Boundstones	188

5.2	Profilentwicklungen auf dem Plateau von Cesaredas	195
5.2.1	Hauptprofil Pena Seca	195
5.2.2	Grobklastisches Teilprofil	211
<b>6.</b>	<b>Stabile Kohlenstoff- und Sauerstoff-Isotope im Raum Montelo/Fátima</b>	<b>212</b>
6.1	Anwendung und Einschränkung stabiler Isotopen	212
6.2	$\delta^{18}\text{O}$ und Paläothermometrie	213
6.3	$\delta^{13}\text{C}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ , Z-Werte	217
6.4	$\delta^{13}\text{C}$ und Ermittlung der Paläosalinität	219
6.5	$\delta^{13}\text{C}$ , Produktivität und Meeresspiegel	222
6.6	Zusammenfassende Ergebnisse der Isotopenuntersuchungen	224
<b>7.</b>	<b>Stratigraphie</b>	<b>226</b>
7.1	Biostratigraphie	226
7.1.1	Orthostratigraphie	226
7.1.2	Parastratigraphie	227
7.2	Lithostratigraphie	228
7.2.1	Lithostratigraphische Gliederung der Serra dos Candeeiros und des Plateaus von Fatima	229
7.2.2	Lithostratigraphische Gliederung der Serra de Cesaredas	230
7.2.3	Lithostratigraphische Gliederung der Serra Bouro	232
7.3	Beckenweite lithostratigraphische Korrelation	233
7.3.1	Korrelation mit der Serra de Cesaredas und Serra do Bouro	233
7.3.2	Weitere Korrelationen nach Westen, Nordwesten und Norden	235
7.3.3	Korrelationen nach Süden	237
7.3.4	Lithostratigraphische Gemeinsamkeiten und Unterschiede der Ablagerungssequenzen im Oxfordium	240
<b>8.</b>	<b>Meeresspiegel und Tektonik: sequentielle Untersuchungen und Interpretationen</b>	<b>242</b>
8.1	Zyklothem zweiter Ordnung	242
8.2	Zyklen dritter Ordnung	242
8.2.1	Diskontinuitäts- und Trennflächen in den untersuchten Gebieten	243
8.2.2	Sequenzen in den untersuchten Gebieten	245
8.2.3	Sequentieller Vergleich der Arbeitsgebiete	250
8.2.4	Vergleich mit weiteren Gebieten	252
8.3	„VAIL-Kurven“: Vergleich, Tektonik, Eustasie	255
<b>9.</b>	<b>Stratigraphische Gesamtinterpretation</b>	<b>258</b>
9.1	Serra dos Candeeiros und Serra de Aire	258
9.2	Serra de Cesaredas	260
9.3	Serra do Bouro	261
<b>10</b>	<b>Paläogeographie und Zeitscheiben im Oxfordium von Zentral-Portugal</b>	<b>262</b>
10.1	Serie 1	262
10.2	Serie 2	263
10.3	Serie 3	266
10.4	Serie 4	269
<b>11.</b>	<b>Dank</b>	<b>273</b>
<b>12.</b>	<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>274</b>
<b>13.</b>	<b>Anhang</b>	<b>283</b>
	<b>Profildarstellungen und Isotopenwerte-Tabelle</b>	
	<b>Tafeln</b>	

# 1. Einleitung

## 1.1 Problemstellung und Zielsetzung

Großmaßstäbliche Ablagerungssysteme des Oberjura im Lusitanischen Becken waren durch tektono-eustatische Ereignisse im Zuge der Atlantiköffnung bestimmt. Sie entstanden im Verlauf eines transgressiven/regressiven Zyklolithems 2. Ordnung während des Oxfordiums bis Tithoniums. Die gemischt karbonatisch/siliklastischen Ablagerungssequenzen auf dem regressiven Ast des Zyklolithems (Kimmeridgium, Tithonium) sind durch eine Vielzahl stratigraphischer, fazieller und struktureller Einzelarbeiten gut untersucht (z.B. LEINFELDER 1986, 1994a; WERNER 1986; LEINFELDER & WILSON 1989; ELLIS et al. 1990). Sie erlauben die Rekonstruktion eines komplexen Sedimentationsraums innerhalb des Lusitanischen Beckens. Weitere, palökologische Studien, welche im Rahmen eines DFG-Schwerpunktprogramms (LEINFELDER Le580/4) durchgeführt wurden, tragen zur Verfeinerung der Ablagerungsmodelle bei (NOSE 1995; SCHMID 1996). Sie ermöglichen unter Zuhilfenahme sequenzstratigraphischer Anwendungen eine stratigraphische Auflösung von flach- und tiefmarinen Ablagerungssequenzen im Schwankungsbereich von Ammoniten-Biozonen (LEINFELDER 1993b; LEINFELDER & WILSON 1998).

Die transgressiven, faziell stark differenzierten Ablagerungssequenzen des Oxfordiums sind im Gegensatz dazu wesentlich geringer untersucht. Bestehende Vorarbeiten geben einen groben Überblick über die Entwicklung des Lusitanischen Beckens (RUGET-PERROT 1961; MOUTERDE et al. 1979; WILSON 1979). Sie bewegen sich oftmals in einem stratigraphischen Rahmen, welcher eine beckenweite Parallelisierung einzelner Sedimentationsprozesse verhindert. Häufig führte in diesen Studien die Bearbeitung des gesamten Oberjura zu einer großzügigen Behandlung oxfordischer Sedimentfolgen, ohne deren laterale Faziesvariabilität gerecht zu werden. Detaillierte Faziesuntersuchungen, welche dagegen exakte Rekonstruktionen der Ablagerungsräume zulassen, beschreiben oftmals nur kleine Zeitscheiben des portugiesischen Oxfordium oder sind auf bestimmte Lokalitäten beschränkt.

Diese Arbeit verfolgt daher das Ziel anhand detaillierter Faziesanalysen und der Diskussion von Ablagerungsprozessen Sedimentationsräume für die gesamte oxfordische Abfolge zu definieren und gegenüberzustellen. Eine einheitliche Karbonat- und Siliziklastnomenklatur nach DUNHAM (1962) und DOTT (1964) garantiert die beckenweite Vergleichbarkeit der unterschiedlichen Sedimentvorkommen.

Im Zentrum meiner Untersuchungen stehen flachmarine, randmarine und terrestrische Serien im Osten und Westen des Bombarral-Teilbeckens (Serra dos Candeeiros, Serra de Aire, Serra do Bouro, Serra de Cesaredas). Wie auch in früheren Arbeiten liegt das Hauptproblem in der geringen biostratigraphischen Kontrolle der Abfolgen. Ehemals flachmarine und terrestrische Sedimentationsräume verhindern eine orthostratigraphische Bearbeitung der Sedimente. Parastratigraphische Lösungsansätze mit Mikrofossilien erweisen sich aufgrund der großen stratigraphischen Reichweite oder starken Faziesabhängigkeit der Organismen als unzureichend.

In dieser Arbeit werden mit Hilfe litho-, chemo- und sequenzstratigraphischer Anwendungen die Ablagerungssequenzen innerhalb eines eingeschränkten biostratigraphischen Rahmens in die oxfordische Zonengliederung eingebunden. Hierzu dient der sequentielle Vergleich mit zeitgleichen Sedimentserien aus dem Paris-London-Becken. Unter Abklärung bereits vorhandener Ergebnisse anderer Bearbeiter wird auf der Grundlage der faziellen und stratigraphischen Untersuchungen ein paläogeographisches Gesamtmodell mit verschiedenen Zeitscheiben für das nördliche Lusitanische Becken erstellt.

## 1.2 Bisherige Forschung im Oberjura des Lusitanischen Beckens

Mit der Untersuchung und taxonomischen Bearbeitung der reichhaltigen oberjurassischen Makrofauna haben am Ende des letzten Jahrhunderts CHOFFAT (1885-1888, 1893a) die Mollusken (Pelecypoden, Cephalopoden), LORIOL (1890) die Echinodermen und KOPY (1904-05) die Korallen des Lusitanischen Beckens beschrieben. Weitere Arbeiten, welche die taxonomische Bearbeitung vor allem von Korallen und Pelecypoden zum Inhalt hatten stammen von GEYER (1955a) sowie von FÜRSICH & WERNER (1987, 1988, 1989). Im Zuge der Erdölprospektion wurde Mitte des 20. Jahrhunderts das Hauptaugenmerk auf die Paläogeographie und die strukturellen Verhältnisse der einzelnen Sedimentserien, unter anderem im Bereich von Diapirstrukturen, gelegt (MEMPEL 1953; OERTEL 1956; SEIFERT 196; ZBYSZEWSKI 1959).

RUGET-PERROT (1961) kombinierte eigene Untersuchungen mit Literaturstudien (v.a. CHOFFAT 1893a) und konnte auf der Grundlage von Makroorganismen ein erstes biostratigraphisches Werk für einen Großteil des Lusitanischen Beckens während des Mittel- und des unteren Oberjuras erstellen. Zusätzliche biostratigraphische Untersuchungen auf der Basis von Ammoniten wurden anschließend von CAMARTE FRANCA et al. (1965), MOUTERDE et al. (1971), ATROPS & MARQUES (1986, 1988), durchgeführt.

Unter der besonderen Berücksichtigung von Mikrofossilien wurde die biostratigraphische Gliederung ab Beginn der siebziger Jahre vervollständigt. Wichtige Untersuchungen hierzu stammen beispielsweise von HELMDACH (1971b), RAMALHO (1971a,b, 1981, 1990) und GRAMBAST-FESSARD & RAMALHO (1985).

Mit den Arbeiten von WILSON (1975a), FÜRSICH & SCHMIDT-KITTLER (1980) sowie FÜRSICH (1981) begann sich der Forschungsschwerpunkt auf faziell und palökologisch ausgerichtete Fragestellungen zu konzentrieren. Im Anschluß daran lieferten verschiedene Einzelbearbeiter und Arbeitsgruppen eine Vielzahl an weiteren sedimentologisch-faziellen sowie palökologischen Beiträgen über den Oberjura von Portugal. Hierzu zählen unter anderem FELBER et al (1982), FÜRSICH & WERNER (1984, 1986, 1991), LEINFELDER (1983, 1985, 1986, 1987b, 1992), LEINFELDER et al. (1988, 1993a, b), NOSE (1995), NOSE & LEINFELDER (1997), SCHMID (1996), SCHMIDT (1986), WERNER (1986), WERNER et al. (1994), WRIGHT (1985), WRIGHT & WILSON (1987) und AZERÊDO et al. (1998). Zusätzlich wurde die zeitliche und räumliche Entwicklung verschiedener oberjurassischer Karbonatplattformen und -rampen von ELLIS et al. (1990), LEINFELDER (1994a) untersucht und interpretiert. Unter Zuhilfenahme fazieller, biostratigraphischer und tektonischer Ergebnisse liegen seit Mitte der siebziger Jahre Paläogeographische Modelle vor (WILSON 1975b, 1979; MOUTERDE et al. 1979; RIBEIRO et al. 1979; FELBER et al. 1982; GUÉRY 1984; GUÉRY et al. 1986; LEINFELDER 1983, 1986, 1987a, 1988b; CANÉROT et al. 1995).

Weitere Informationen konnten aus seismischen Profilen, aus Tiefbohrungen im heutigen 'Onshore'-Bereich sowie aus Bohrungen, welche im Rahmen des 'Ocean Drilling Program' vor der portugiesischen Küste abgeteuft wurden (ODP Leg 103), gewonnen werden. Hierdurch wurde die komplexe Beckengeometrie nachgewiesen (z.B. LEINFELDER & WILSON 1989) und geodynamisch interpretiert (MONTENANT et al. 1988; WILSON et al. 1989).

Trotz zahlreicher biostratigraphischer Untersuchungen war die zeitliche Gliederung der Ablagerungssequenzen mitunter unbefriedigend, da die im Oberjura weitverbreiteten Flachwasserablagerungen und Siliziklastika innerhalb des Lusitanischen Becken keine geeigneten, orthostratigraphisch leitenden, Fossilien enthält. Aus diesem Grund wird seit Beginn der neunziger Jahre an einer sequenzstratigraphischen Interpretation gearbeitet (BERNARDES et al. 1991; BERNARDES 1992; LEINFELDER 1993b; RAVNÅS et al. 1997; LEINFELDER & WILSON 1998; PENA DOS REIS et al. 1996, 2000). Der oberjurassische Sedimentstapel wird in einzelne, von Diskontinuitätsflächen (Verkarstung, Erosion, etc.) begrenzte Sequenzen untergliedert und innerhalb des vorgegebenen biostratigraphisch geeichten Rahmens gedeutet.

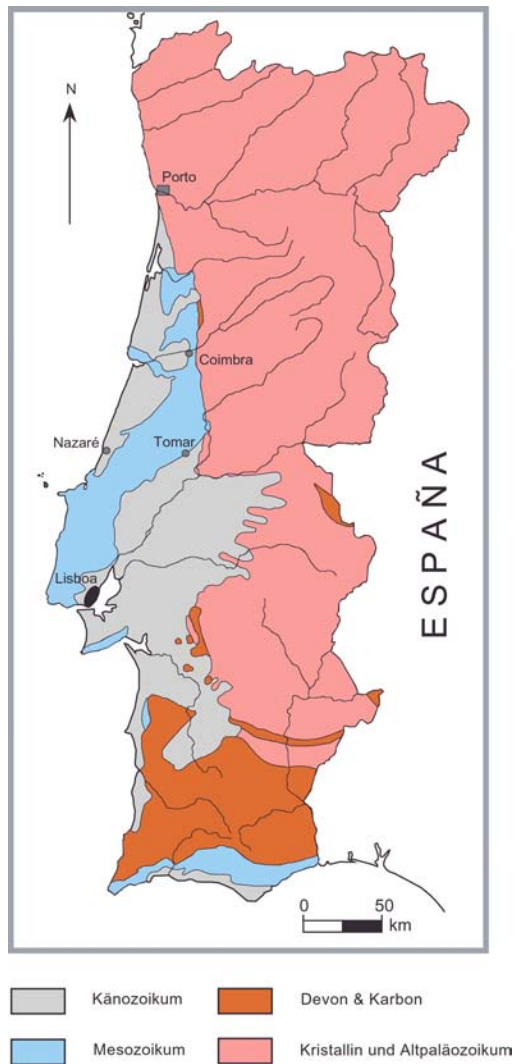


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte von Portugal (verändert nach RUGET-PERROT 1961).

### 1.3 Geologischer Rahmen und stratigraphische Übersicht

#### 1.3.1 Geologische Gliederung Portugals

Portugal wird durch vier geologische Großeinheiten gegliedert (Abb.1):

- Kristallin der Iberischen Masse (oft Granite und Gneise), welches die größte Ausdehnung besitzt und im Norden und Osten Portugals ausstreicht (v.a. Zentraliberische Zone; Ossa-Morena-Zone).
- Paläozoische Sedimente und Metasedimente: Konglomerate, Sand-, und Tonsteine, welche zum Teil metamorph überprägt sind (Quarzite, Phyllite). Sie besitzen ihre größte Ausstrichsbreite im Alentejo-Gebiet nördlich des Algarve (Südportugiesische Zone). Des weiteren sind sie am Rand und innerhalb von Depressionen des Iberischen Massivs reliktsch erhalten.
- Mesozoische Sedimentabfolgen streichen mit teilweise stark faziesdifferenzierten Karbonaten und Siliziklastika in Form dreier Inversionszonen aus:
  - -Lusitanisches Becken (Zentralportugal)
  - -Algarve Becken (Südportugal)
  - - Santiago do Cacém-Becken (südliches Westportugal)
- Känozoische Sedimentabfolgen lagerten sich hauptsächlich in zwei Depozentren ab, welche durch die horstartige Inversionszone des Lusitanischen Beckens getrennt wurden:
  - -Monte Real-Becken im Nordwesten des Lusitanischen Beckens
  - Beckens
  - -Tejo-Becken im Südosten des Lusitanischen Beckens.

#### 1.3.2 Strukturelle Übersicht des Lusitanischen Beckens

Das Lusitanische Becken nimmt bei einer Gesamtlänge von 275 km eine Fläche von 23000 km<sup>2</sup> ein und liegt im Westen Portugals. Es stellt ein ozeanisches Randbecken dar, das sich unter dem Einfluß der Atlantiköffnung und der Tethysschließung entlang von reaktivierten spätvariszischen Störungen gebildet hat. Neben dem Lusitanischen Becken bildeten sich eine Reihe weiterer atlantischer Randbecken, welche jedoch heute zum größten Teil im offenermarinen Bereich liegen und sich der direkten Beobachtung entziehen (z.B. Jeanne d'Arc-Becken). Lediglich die Synrift-Sedimente atlantischer Randbecken am Nord- und Westrand Iberiens können infolge ihrer Erhaltung auf dem Festland genauer untersucht werden und besitzen infolgedessen exemplarischen Charakter (LEINFELDER & WILSON 1989).

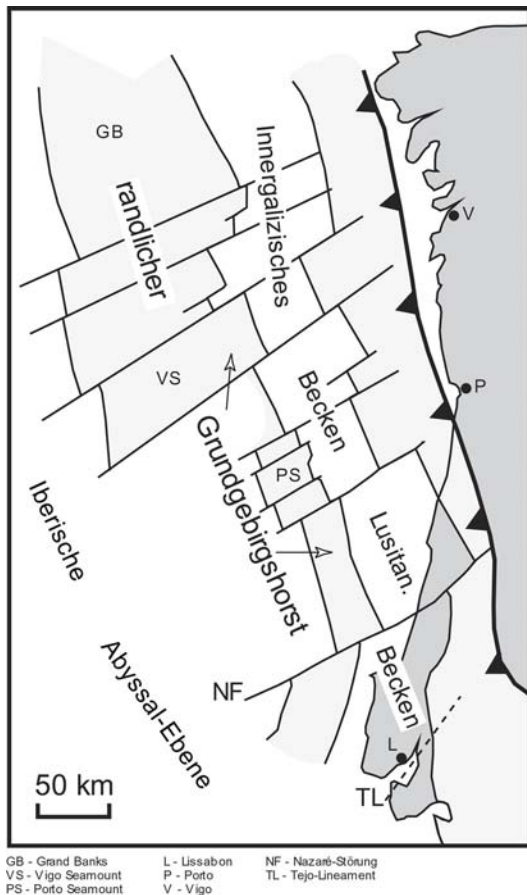


Abb. 2: Strukturelle Übersicht des westiberischen Randbereichs (verändert nach MONTENANT et al. 1988).

Das Lusitanische Becken stellt sich heute als eine durch Störungen begrenzte Halbgraben- bis Grabenstruktur dar (LEINFELDER 1987a). Nach Osten wird es durch das kristalline Grundgebirge der Iberischen Masse begrenzt. Der westliche Beckenrand ist nur noch in Form vorgelagerter Grundgebirgsinseln (Berlengas und Farilhões) vor Portugal überliefert (LEINFELDER 1994a). Es gliedert sich in einen nördlichen, überwiegend offenmarinen und einen größtenteils festländischen, südlichen Beckenabschnitt (MOUGENOT et al., 1979; GUÉRY et al. 1986). Beide Beckenteile werden von einer Transform-Störung (Nazaré-Störung, s. Abb. 2) getrennt, welche auf der Linie Nazaré-Leiria-Pombal nach NE verläuft (BOILLOT et al. 1974). Ein Lineament südlich von Lissabon (Tejo-Lineament, Abb. 2), auf das Landsat-Aufnahmen hinweisen, dürfte eine weitere Transform-Störung darstellen (WILSON et al. 1989).

An das Lusitanische Becken schließt sich nach Nordwesten ein weiteres Becken an, welches vollständig im offenmarinen Bereich liegt (Innergalizisches Becken, Abb. 2). Es wird vom Kontinentalschelf im Osten und einer Reihe von Grundgebirgshorsten (Porto-Seamount., Vigo-Seamount., Galizische Bank) im Westen begrenzt (MONTENANT et al. 1988).

Die wichtigsten tektonischen Elemente in der sedimentären Füllung des Lusitanischen Beckens folgen alten tektonischen Strukturen des variszischen Unterbaus, die durch extensive Bewegungen im Mesozoikum und durch kompressive Vorgänge im Tertiär reaktiviert wurden (z.B. WILSON 1975b; WILSON et al. 1989). Die Strukturen verlaufen vorwiegend NNE-SSW (z.B. Vila Franca da Xira-Störung), NE-SW (z.B. Torres Vedras-Montejuento-Antikline), seltener NW-SE (einige Diapirstrukturen im Norden der Nazaré-Störung, Extensionsbrüche in der Serra dos Candeeiros) sowie N-S (Ota-, Runa-Störung) (MONTENANT et al. 1988; WILSON et al. 1989; LEINFELDER 1994a).

### 1.3.3 Geologische Entwicklung des Lusitanischen Beckens

Der Ausstrich mesozoischer Gesteinseinheiten erreicht eine maximale Breite von 100 km, verläuft in NNE-SSW-Richtung und reicht von Aveiro bis in den Offshore-Bereich vor Sintra (WILSON et al. 1989). Das Mesozoikum erreicht im Lusitanischen Becken ca. 4000 m Mächtigkeit und wird durch Erosionsdiskordanzen mit zum Teil großer Magnitude in vier Megasequenzen gegliedert, welche mit bestimmten tektonischen Entwicklungsphasen des Beckens korrelierbar sind (WILSON et al. 1989; LEINFELDER 1994a) (Abb. 3):

1. Obere Trias - Callovium
2. Mittleres Oxfordium - Berriasium
3. Valanginium - Unteres Aptium
4. Oberes Aptium - Turonium.

### Megasequenz 1: Obere Trias - Callovium

Das Zerschneiden Pangäas führte zu ersten Dehnungsvorgängen mit der Reaktivierung variszischer Schwächezonen und durch Vertikal- und Transtensionalbewegungen zur Bildung von Graben- und Halbgrabenstrukturen. In diesen kamen während der initialen Riftphase, noch in der Obertrias beginnend, litharenitische und arkosische Rotserien der Silves-Formation hauptsächlich in Zopfstrom-Systemen zum Absatz. Darüber machten sich erste Anzeichen mariner Ingressionen in Form der tonig- evaporitischen und dolomitischen Dagorda-Formation bemerkbar (Abb. 3). Die außerordentlich heterogene Mächtigkeitsverteilung dieser Sedimentserien ist auf eine Ablagerung in aktiven Grabenstrukturen zurückzuführen (WILSON et al. 1989). Infolge thermischen Ausgleichs der Kruste und daran gekoppelter langsamer und einheitlicher Beckensubsidenz herrschte im Gegensatz dazu im Unter- bis in den Mitteljura (Sinemurium - Callovium) eine stabile Plattformphase ohne sprunghafte Mächtigkeitsänderungen der durchgehend marinen Ablagerungen vor. Karbonatische Resedimente und submarine Fächersysteme aus arenitischem Grundgebirgsmaterial des Toarcium und Aalenium belegen jedoch weiterhin tektonische Aktivität am westlichen Beckenrand (WRIGHT & WILSON 1982; WRIGHT & WILSON 1984). Während des Unter- und Mitteljura herrschten mit den Ablagerungen der Coimbra-, Brenha- und Candeeiros-Formationen ausgedehnte Rampensysteme vor, die weit nach Osten auf die Iberische Masse übergriffen (WILSON et al. 1989). Auf einer flach nach Nordwesten einfallenden Karbonatplattform trennten ooidische Barrensyste lagunäre und peritidale Ablagerungsräume im Südosten (Candeeiros-Formation) von karbonatischen Hemipelagiten, bituminösen Mergeln und Schiefertönen im Westen (Brenha-Formation). Die Progradation der inneren Plattformbereiche (vgl. AZERÊDO 1998) über die Tiefwasserablagerungen im Westen sind möglicherweise auf einen Meeresspiegelabfall im höheren Mitteljura zurückzuführen (vgl. HAQ et al. 1987, 1988; WILSON et al. 1989). Noch im Mitteljura begann der Aufstieg obertriassischer/unterjurassischer Evaporite und führte in einzelnen Regionen (Serra dos Candeeiros, Alcobaça) zum Fehlen des kompletten Calloviums (MOUTERDE et al. 1979) oder zur Herausbildung von Winkeldiskordanzen (Serra da Arrábida, Serra dos Candeeiros) (SEIFERT 1963; RAMALHO 1971).

### Megasequenz 2: Oxfordium - Berriasium

Das vollständige Fehlen der *lamberti*-Zone des Calloviums sowie der *mariae*- und *cordatum*-Zonen des Unteroxfordiums (z.B. RUGET-PERROT 1961; MOUTERDE et al. 1971; MOUTERDE et al. 1979; RIBEIRO et al. 1979) belegen die Heraushebung des gesamten Lusitanischen Beckens in den subaerischen Bereich. Dieser Hiatus markiert als Auftauchhorizont den Beginn der zweiten Riftphase. Er spiegelt eine Inversionsphase während des Unter-Oxfordiums wider, welche durch Öffnungsvorgänge des Zentralatlantiks hervorgerufen wurde. Hierbei setzte sich nach dem Beginn der Ozeanbildung im Callovium die Spreizungsachse zunächst nicht nach Norden zwischen Iberien und Neufundland fort, sondern sprang im Unteroxfordium in Form sinistraler Transformstörungen nach Süden in den tethydischen Bereich (WILSON et al. 1989, vgl. ZIEGLER 1988). Die sich daran anschließende tektonische und damit verbundene halokinetische Differenzierung führte zur Gliederung des zuvor relativ einheitlich strukturierten Beckens in drei Teilbecken (LEINFELDER 1994a). Hierbei entstanden das Arruda- und Turcifal-Teilbecken als Graben- beziehungsweise Halbgrabenstruktur, die Bildung des Bombarral-Teilbeckens stand dagegen in Verbindung mit der Abwanderung von Evaporiten im Untergrund. (LEINFELDER & WILSON 1989; ELLIS et al. 1990).

Der Auftauchhorizont ist durch Eisenimprägnationen, Calichekrusten, Verkarstungsphänomene und Erosionsdiskordanzen gekennzeichnet (FELBER et al. 1982; LEINFELDER 1983; WRIGHT & WILSON 1987; AZERÊDO et al. 1998; diese Arbeit). Die Sedimentationsgeschichte setzte erst ab dem Mittelloxfordium (*plicatilis*-Zone,

*vertebrale*-Subzone) erneut ein (MOUTERDE et al. 1979; ATROPS & MARQUES 1988). Im Zentrum des zunächst noch einheitlich strukturierten Beckens entstanden flachmarine, zum teil bituminöse und anhydritführende Karbonate der Cabaços-Formation. Diese wurden nach Norden (Serra dos Candeeiros, Plateau von Fatima) von teilweise kohleführenden terrestrischen Karbonaten auf ausgedehnten Überschwemmungsebenen und randmarinen, gezeitenbeeinflussten Serien der Vale Verde-Schichten verdrängt. Auch im Südostrand des Beckens (Serra da Arrábida) besitzen die Ablagerungen des Mittel-Oxfordiums eine limnische Prägung (FELBER et al. 1982; LEINFELDER 1983). Westliche Beckenbereiche standen unter dem starken Einfluß des nahen kristallinen Beckenrands. Sie nahmen fluviale Rot- und deltaische Feinklastika auf, welche nach Osten mit Charophyten-führenden Ablagerungen der Vale Verde-Schichten verzahnten. Zum Teil setzte mit diachroner Grenze noch im Mittel-Oxfordium die hochenergetische Entwicklung einer Karbonatplattform (Ramalhal-Plattform) am westlichen Beckenrand ein. Diese entstand während des gesamten Oxfordiums über dem stark subsidenten Ablagerungsraum des Bombarral-Teilbeckens und erreichte bis zu 1200 m Mächtigkeit (KLINGEL 1991).

Im Laufe des Oberoxfordiums setzte sich in den zentralen Beckenbereichen (Torres Vedras-Montejunto) die vollmarine Sedimentation mit den Karbonaten der Montejunto-Formation fort. Ammoniten-führende Hemipelagite gingen nach NE über Hangablagerungen in flachmarine Plattformkarbonate im Bereich der Serra de Montejunto über (ELLIS et al. 1990; LEINFELDER 1994a). Von der distal versteilten Karbonatrampe, welche sich auf einer Horstzone entwickelte, wurden an der Plattformkante generierte Schuttkalke in die benachbarte Beckenregion geschüttet. Im Norden (Serra dos Candeeiros, Serra de Aire, Capo Mondego) bildeten sich zeitgleich offen-lagunäre Biomikrite der *Pholadomya proteii*-Schichten, während sich unabhängig davon die hochenergetische Plattformentwicklung am Westrand des Beckens fortsetzte (Ramalhal-Plattform).

Anhand der starken Subsidenz der einzelnen Teilbecken konnten WILSON et al. (1989) den Höhepunkt der zweiten Riftphase an der Wende Oxfordium/Kimmeridgium nachweisen. Nach der Inversionsphase im Ober-Callovium und Unteroxfordium (s.o.) verstärkte sich die Beckensubsidenz und hatte ihren Höhepunkt während der Ablagerung der unteren Abadia-Schichten, im Bombarral-Subbecken aufgrund starker Salzmigration zum Teil auch schon während der Bildung der Montejunto-Formation (s.o.). Das Subsidenzmaximum innerhalb des Lusitanischen Beckens ist durch einen erhöhten Eintrag an Siliziklastika in die im Ober-Oxfordium noch karbonatisch dominierte Ablagerungsbereiche markiert. Aufgrund der Entwicklung des Arruda-Subbeckens als transtensionale pull-apart Struktur, magmatisch verfüllter Extensionbrüche (Basalte, Diabase, Lamprophyre) und synsedimentärer Abschiebungen in den Ablagerungen der Lourinhã-Formation nahmen WILSON et al. (1989) NE-SW gerichtete Extensionsbewegungen an, welche mit Spreizungsvorgängen im Bereich der abyssalen Tejo-Ebene zusammenhingen. Diese Dehnungsvorgänge hatten im Unter-Kimmeridgium ihren Höhepunkt, lösten aber bereits noch während des Oxfordiums die Salzmigration über reaktivierten Grundgebirgsstörungen aus (LEINFELDER & WILSON 1989). Karbonatplattformen (Montejunto, Barreiro) wurden im obersten Oxfordium über den Meeresspiegel gehoben, verkarsteten und „ertranken“ schließlich. Dies wird durch die Tojeira-Schichten des obersten Oxfordium (*bimammatum*- und *planula*-Zone) (ATROPS & MARQUES 1988), als Formationsglied der Abadia-Formation, verdeutlicht. Sie stellen eine Wechselfolge aus turbiditischen Sandsteinen und Mergeln dar und enthalten neben Grundgebirgstrümmern verkarstete allochthone Flachwasserkarbonate (LEINFELDER 1993b). Diese wurden als Trümmerstöme von der mittlerweile exponierten Montejunto-Plattform in benachbarte Beckenregionen transportiert, welche anhand des Foraminiferenspektrums als Tiefwasserbereiche interpretiert wurden (STAM 1986). Zeitgleich mit den Tojeira-Schichten setzte noch im Ober-Oxfordium die Ablagerung eines über 2000 m mächtigen submarinen Fächersystems (Castanheira-Fächer) ein, welches aus grobem arkosischem Abtragungsschutt bestand,



der vom östlichen Beckenrand geschüttet wurde. Es war während des gesamten Unter-Kimmeridgiums bis in das untere Ober-Kimmeridgium aktiv (NOSE 1995). Relativ geringe Sedimentationsraten auf inaktiven Fächerloben erlaubten trotz des vorherrschend siliziklastischen Regimes erstaunlicherweise die Entwicklung von Riffen (Monte Gordo- & Castanheira-Riff) innerhalb und am Top der grobklastischen Fazies (LEINFELDER 1994a).

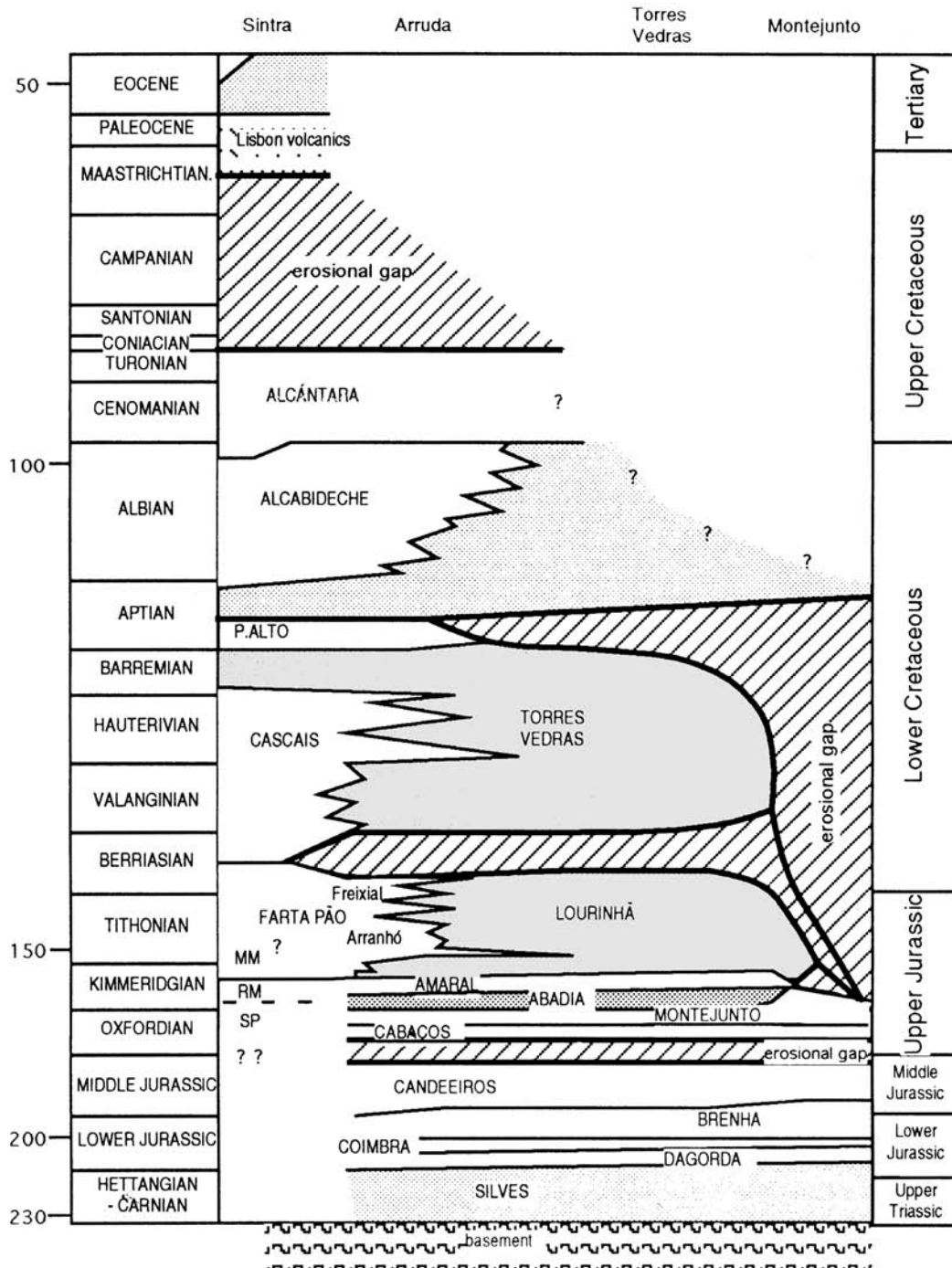


Abb. 3: Informelle lithostratigraphische Gliederung des Lusitanischen Beckens. Nicht dargestellt sind die zeitlich der Cabacos- und Montejuento-Formation äquivalenten Einheiten der Vale Verde- und *Pholadomya protei*-Schichten der nördlichen Beckenregionen. Die Zeitskala ändert sich zu Beginn des Oberjura (nach LEINFELDER 1994a).

Die Abadia-Schichten, die sich auf den Tojeira-Schichten entwickelten und nach Osten mit den Konglomeraten des Castanheira-Fächers verzahnen, bestehen aus einer Abfolge von Mergeln mit Einschaltungen von turbiditischen

Sandsteinen und repräsentieren in ihren oberen Abschnitten aufgrund südwärts einfallender klinoformer Reflektoren ein großes, von Norden geschüttetes und nach Süden progradierendes Rampensystem (z.B. WILSON et al. 1989; ELLIS et al. 1990). Ein Verflachungstrend macht sich ins Hangende durch das Auftreten einer benthischen Fauna bemerkbar (LEINFELDER et al. 1993a; NOSE 1995). Im höheren Teil der Abadia-Schichten kam es zur Ausbildung eines Kondensationshorizontes (Serra Isabel-Intervall) in der *hypselocyclum*- und *divisum*-Zone (NOSE 1995) mit Mikrobolithen, Kieselschwämmen, Ammoniten und Mollusken (LEINFELDER et al. 1993a; WERNER et al. 1994). Zeitgleich mit den höheren Abadia-Schichten entwickelte sich am Ostrand des Arruda-Subbeckens auf einem vor siliziklastischem Eintrag geschützten Grundgebirgshorst eine aggradative, riffgesäumte Karbonatplattform (Ota) (ELLIS et al. 1990; LEINFELDER 1992, 1994a; LEINFELDER et al. 1988). Sowohl die Abadia-Schichten (insgesamt von *bimammatum*- bis *acanthicum*-Zone), als auch die Karbonate der Ota-Plattform wurden von koralligenen (Corálico) und oolithischen (Oólito) Einheiten der Amaral-Formation (*eudoxus*-Zone) überlagert (NOSE 1995). Darüber progradierten von Ober-Kimmeridgium bis möglicherweise Unter-Tithonium mit diachroner Grenze ästuarin-deltaische, zum Teil oolithische Sandsteine der Sobral-Formation nach Süden. Damit wird der euhaline Charakter der unterlagernden Einheiten verlassen und durch ein euryhalines Salinitätsspektrum ersetzt (LEINFELDER 1986). Im Nordteil des Lusitanischen Beckens führte bereits ab dem tieferen Kimmeridgium die Progradation fluvialer Rotserien zu einer allmählichen Zuschüttung des Lusitanischen Beckens, welche nach Süden vorschritt. Im verbleibenden lagunär-marinen Sedimentationsbereich lagerte sich eine karbonatisch-mergelig-siliziklastische Wechselfolge ab, in die vereinzelt Korallenbiostrome eingeschaltet ist und die zum Teil eine reiche Muschelfauna enthält (LEINFELDER 1986, 1988b). Zu Beginn der Kreide war das Lusitanische Becken fast vollständig durch terrestrische Sedimente bestimmt, nur die Umgebung um Lissabon und Sintra verblieb noch im randmarinen Bereich (LEINFELDER 1994a).

#### Megasequenz 3 und 4: Valanginium - Unteres Aptium/Oberes Aptium - Turonium

Maegasequenzen drei und vier sind nicht Gegenstand der vorliegenden Arbeit und werden lediglich übersichtsartig beschrieben. Wie schon in WILSON et al. (1989) und LEINFELDER (1994a) verdeutlicht können beide Sequenzen aufgrund der ähnlichen Faziesverteilung gemeinsam behandelt werden.

Beide Megasequenzen sind mit 200 - 300 m relativ geringmächtig, gemessen an zeitgleichen Ablagerungen, welche mit hoher Mächtigkeit im heutigen Offshore-Bereich erbohrt wurden (WILSON et al. 1989). Die Sequenzen bestehen aus marinen Mergeln und Rudistenkalken, die nach Norden mit fluvialen Sanden verzahnen. Im Westen hob sich der Grundgebirgshorst der Berlengas (REY 1972), so daß die Hauptentwässerung des Lusitanischen Beckens während des Aptiums in östliche Richtung erfolgte. Aufgrund von Hebungsvorgängen im Bereich des östlichen Störungsrandes des Lusitanischen Beckens nimmt die Magnitude der Diskordanzen, welche jeweils an der Basis der Megasequenzen entwickelt sind, nach Osten zu. Diese Hebungen werden von WILSON et al. (1989) als Ausdruck von Rift- bzw. Driftbewegungen nordwestlich von Iberien gedeutet, als sich der Nordatlantik-Bereich zwischen Iberien und Neufundland zu einem Ozean öffnete.

#### Oberste Kreide bis Miozän

In der obersten Kreide beschränkte sich eine zumeist siliziklastische Sedimentation auf die nördlichsten Abschnitte des lusitanischen Beckenbereichs. Im südlichen Beckenteil drangen in der Oberkreide Granitintrusionen nahe bei Sintra auf und führten zu einer kontaktmetamorphen Überprägung oberoxfordischer Karbonate (São Pedro-Formation). Kompressive Tektonik infolge von Subduktionsvorgängen und Deckentransport während der Pyrenäenbildung begann noch in der obersten Kreide und dauerte bis in das Eozän an. Sie machte sich vor allem im

Innergalizischen Becken (Abb. 2) durch die Hebung der westlichen Grabenschulter bemerkbar (WILSON et al. 1989). Das festländische Lusitanische Becken blieb von diesen Einengungen weitgehend verschont. Nur ein nach Norden gerichtetes Entwässerungssystem in den Sandsteinen der Oberkreide belegt geringe Beckenhebungen nördlich der Nazaré-Störung (PENA DOS REIS & MEYER 1982). Die miozäne Deckenbildung in den Betiden hatte dagegen starke transpressive Auswirkungen auf den festländischen Beckenabschnitt. Es bildete sich ein NNW/SSE gerichtetes Streßfeld mit transpressiven Bewegungen ungefähr senkrecht dazu, welche zur Inversion des zentralen und südlichen Lusitanischen Beckens führten (WILSON et al. 1989).

## 1.4 Arbeitsgebiete

### 1.4.1 Lage und Umgrenzung der Arbeitsgebiete

Der Arbeitsbereich liegt in den Provinzen Estremadura und Ribatejo im westlichen Zentralportugal nördlich von Lissabon. Er umfaßt ungefähr 1800 qkm und besitzt folgende natürlichen Grenzen:

- im SE die NE-SW streichende Struktur des Tejo-Beckens
- im E das Kristallin der Iberischen Masse
- im N das Monte Real-Becken
- im W die Atlantikküste
- im S das Störungssystem der Montejunto-Torres Vedras-Antikline.

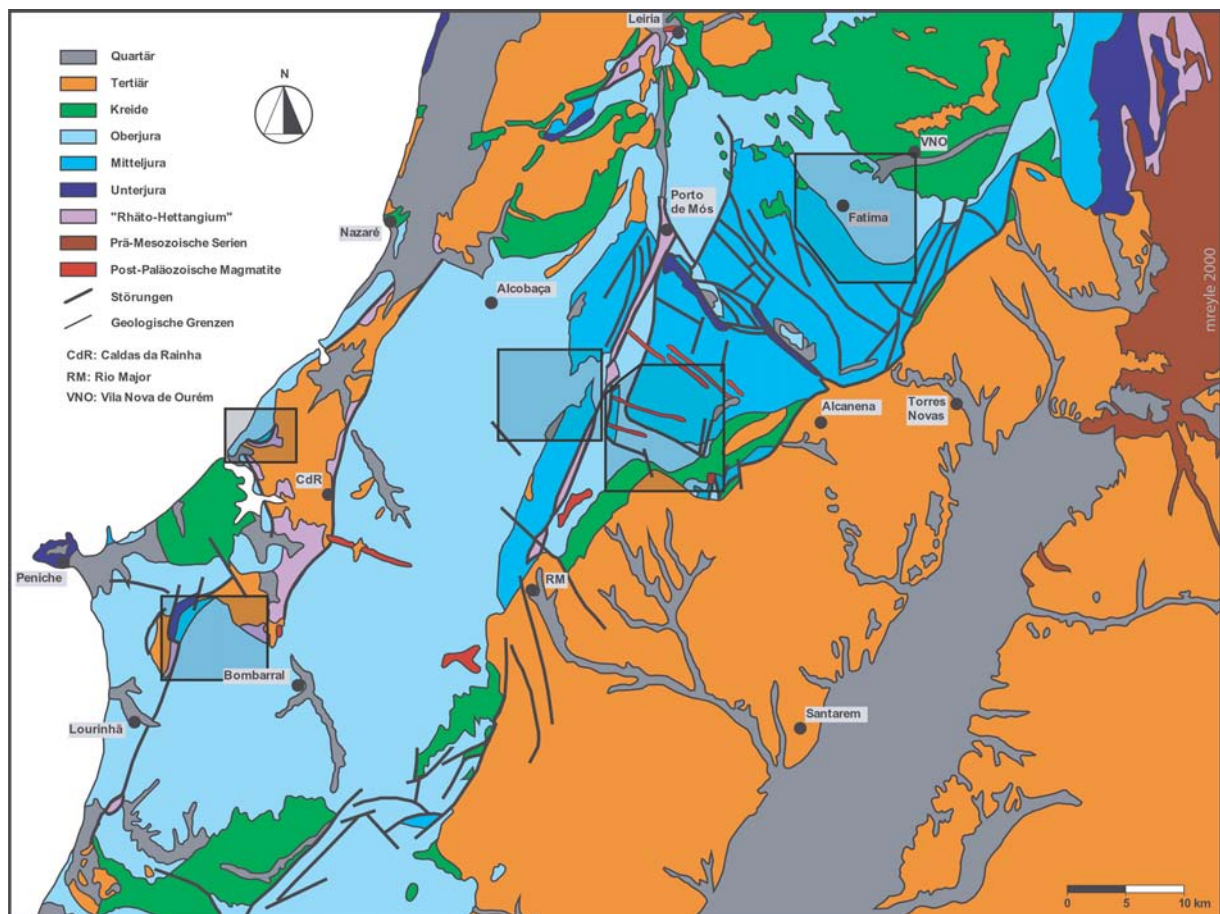


Abb. 4: Geologische Übersichtskarte von Zentral-Portugal und Lage der Untersuchungsgebiete (neugezeichnet nach der Geologischen Übersichtskarte von Portugal im Maßstab 1:500000).

Die Untersuchungsgebiete erstrecken sich von Vila Nova de Ourém im NE bis nach Lourinhã im SW (Abb. 4). Das Hauptarbeitsgebiet umfaßt ca. 400 qkm und bildet einen Teil des Naturparks der Serra dos Candeeiros und der Serra de Aire. Vergleichsuntersuchungen erfolgten in der Umrahmung des Caldas da Rainha-Bolhos-Diapirs in der Serra do Bouro nordwestlich des Diapirs und der Serra de Cesaredas am SE-Rand der Struktur.

Folgende Gebiete wurden untersucht:

#### Serra dos Candeeiros:

- Zentrum: Profile Vale Verde zwischen Mendiga und Alcanede (Abb. 5)
- zentraler Südrand: Profil Vale da Trave und Murteira zwischen Alcanena und Alcanede (Abb. 5)

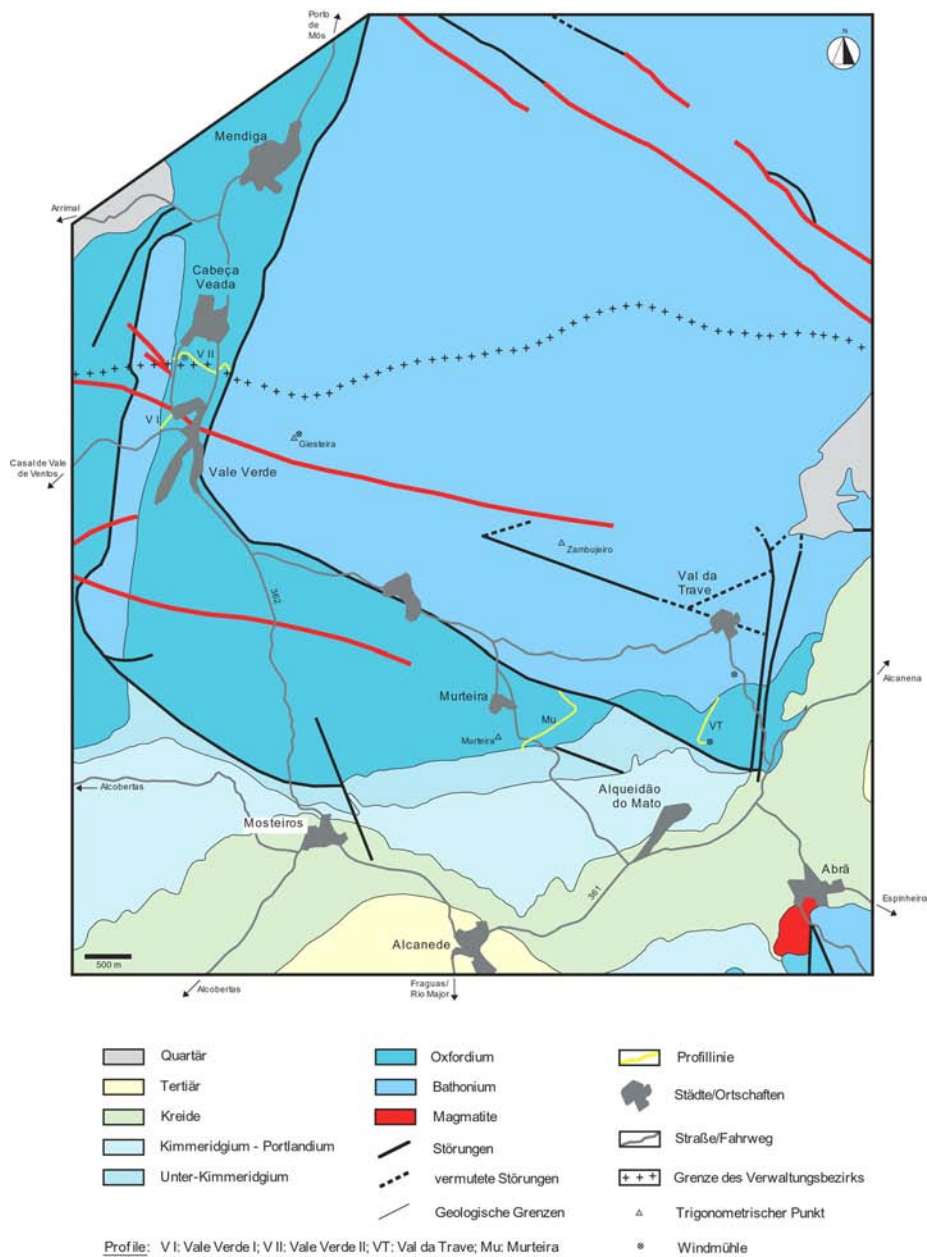


Abb. 5: Geologische Karte und Lage der Profile (Vale Verde, Vale da Trave Murteira) im Zentrum und am Südrand der Serra dos Candeeiros. (neugezeichnet auf der Grundlage der offiziellen topographischen und geologischen Karte im Maßstab 1:50000; Vila Nova de Ourém (27-A), Torres Novas (27-C)).

- Westrand: Profil Casal de Vale de Ventos zwischen Arrimal und Turquel (Abb. 6)

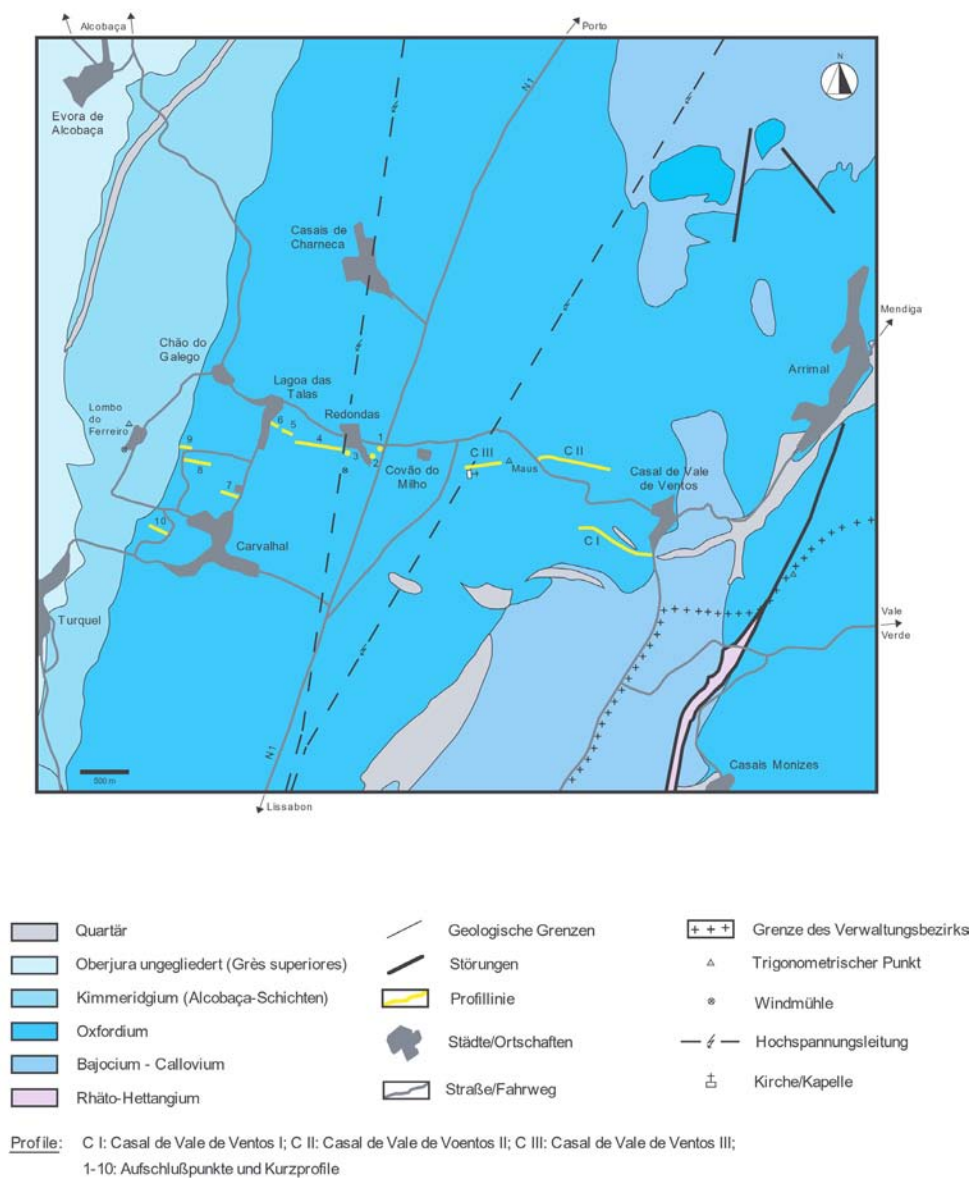


Abb. 6: Geologische Karte am Westrand der Serra dos Candeeiros mit Profilverlauf von Casal de Vale de Ventos I, II, III und IV (neugezeichnet nach der topographischen und offiziellen geologischen Karte im Maßstab 1:50000; Alcobaça (26-B), Caldas da Rainha (26-D)).

#### Serra de Aire:

- Profil Montelo und Fátima auf dem Plateau von Fatima (Abb. 7)

#### Serra do Bouro:

- Profil Zambujeiro nordwestlich des Caldas da Rainha-Bolhos-Diapirs, im NE von Foz do Arelho (Abb. 8)

#### Serra de Cesaredas:

- Profil Pena Seca auf dem Plateau von Cesaredas südöstlich des Caldas da Rainha-Bolhos-Diapirs zwischen Serra d'El Rei und Moledo (Abb. 9)

Der genaue Verlauf der jeweiligen Profilabfolgen ist ausführlich in den Kapiteln 3.2, 4.2 und 5.2 beschrieben.



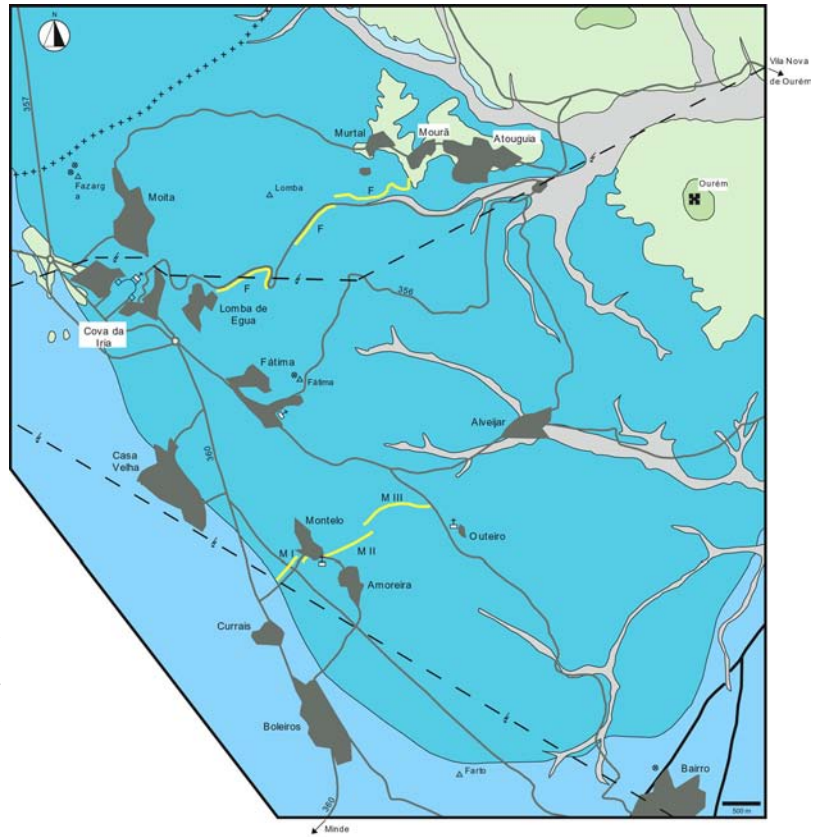


Abb. 7: Geologische Karte des Plateaus von Fátima mit den Profilen Montelo und Fátima (neugezeichnet auf der Grundlage eigener Beobachtungen sowie der amtlichen topographischen und offiziellen geologischen Karte im Maßstab 1:50000; Vila Nova de Ourém (27-A)).

- |                       |                     |                               |
|-----------------------|---------------------|-------------------------------|
| Quartär               | Geologische Grenzen | Städte/Ortschaften            |
| Turonium              | Störungen           | Grenze des Verwaltungsbezirks |
| Cenomanium            | Profilinie          | Trigonometrischer Punkt       |
| Kimmeridgium          | Straße/Fahrtweg     | Windmühle                     |
| Oxfordium             |                     | Hochspannungsleitung          |
| Bathonium - Callovium |                     | Kirche/Kapelle                |
- Profile: M I: Montelo I; M II: Montelo II; M III: Montelo III; F: Fátima

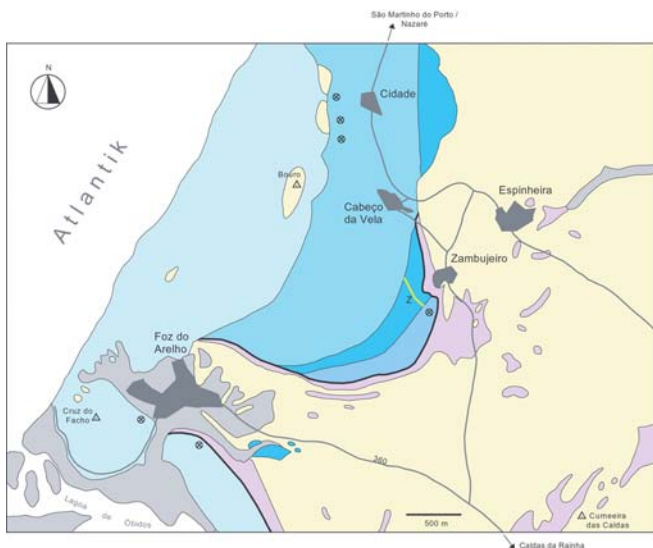


Abb. 8: Geologische Karte der Serra do Bouro mit der Profilinie Zambujeiro (neugezeichnet nach der offiziellen geologischen Karte im Maßstab 1:50000; Caldas da Rainha (26-D)).

- |                                   |                     |                         |
|-----------------------------------|---------------------|-------------------------|
| Quartär                           | Geologische Grenzen | Städte/Ortschaften      |
| Plio-/Pleistozän                  | Störungen           | Trigonometrischer Punkt |
| Oberjura undifferenziert          | Profilinie          | Windmühle               |
| Kimmeridgium (Alcobaça-Schichten) | Straße/Fahrtweg     |                         |
| Oxfordium                         |                     |                         |
| Bathonium - Callovium             |                     |                         |
| Rhäto-Hettangium                  |                     |                         |

Profil: Z - Zambujeiro (Serra do Bouro)

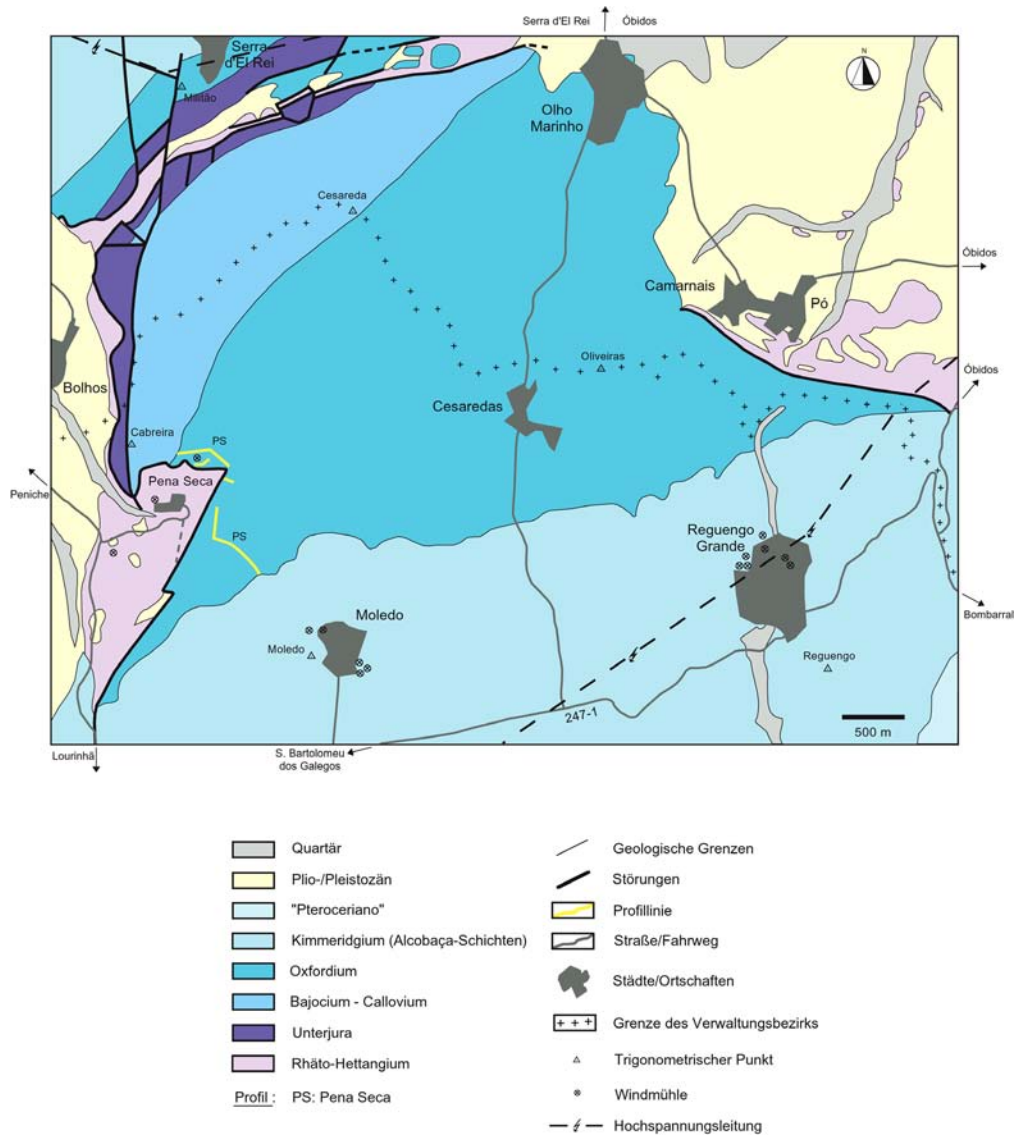


Abb. 9: Geologische Karte der Serra de Cesaredas (neugezeichnet nach der offiziellen geologischen Karte im Maßstab 1:50000; Peniche (26-C), Caldas da Rainha (26-D), Lourinhã (30-A) und Bombarral (30-B)).

#### 1.4.2 Geographische und strukturelle Übersicht der Untersuchungsgebiete

Die wesentlichen strukturellen Merkmale des Arbeitsbereichs bilden die Diapire der Serra dos Candeeiros, der Serra de Aire, der Serra de Montejunto und der Caldas da Rainha-Bolhos-Struktur (Abb. 4). Sie sind halbkreisförmig um das Tiefland zwischen Alcobaça und Bombarral gruppiert, welches in etwa das Bombarral-Teilbecken nachzeichnet. Sie erreichen als langgestreckte Höhenzüge 165 m im Westen (Serra de Cesaredas) und 678 m üNN in der Serra de Aire. Der Kernbereich der Höhenzüge wird oftmals von hellen Plattformkarbonaten des Mitteljuras gebildet. In der Region östlich des Bombarral-Teilbeckens ist die ursprüngliche Scheitelregion der Diapirrücken aufgrund der Auslaugung von triassischen Evaporiten der Dagorda-Formation oftmals durch enge Täler mit steilen Flanken gekennzeichnet (z.B. zwischen Porto de Mós und Rio Major, vgl. Abb. 4). Sie folgen zumeist NNE-SSW streichenden Verwerfungsbahnen, über denen sich die Diapirstrukturen aufwölbten. Abgesehen von diesen Verwerfungen, die durch das Hauptstörungssystem des Lusitanischen Beckens vorgegeben sind, treten NW-SE streichende Extensionsbrüche und Störungen auf. Diese werden im Bereich der Serra dos Candeeiros und der Serra de Aire teilweise durch doleritische Magmatite und vulkanische Breccien zwischen Porto de Mós und Vale Verde

markiert (Abb. 4, 5). Im Bereich der Serra de Montejunto verlaufen die Störungsbahnen zusätzlich E-W und sind für die starke Verstellung der Schichtpakete verantwortlich. Ist der Gesteinsverband ungestört, so fallen die Gesteinsbänke, bedingt durch die Aufwölbung der Diapire, zu beiden Seiten der Struktur ein. Die Fallwerte schwanken mit 10 bis 50° erheblich und nehmen von der Scheitelregion in die benachbarten Ebenen kontinuierlich ab (s. Kap. 3.2, 4.2, 5.2).

Im Bereich der Serra do Bouro, Serra dos Candeeiros und Serra de Aire werden mitteljurassische Plattformkarbonate industriell in groß angelegten Steinbrüchen als Baustoffe abgebaut. In wesentlich geringerem Ausmaß erfolgt in der Serra dos Candeeiros der Handabbau von stromatolithischen Laminiten (Oxfordium) zur Verwendung als Fassadenplatten. Nur noch historische Bedeutung besitzt die Gewinnung von limnischer Kohle (Oxfordium), auf die stillgelegte Kohleminen in der Region Vale Verde und Mendiga hinweisen.

Die Höhenrücken der Diapire bilden Wasserscheiden. Die Flüsse auf der Ostseite der Anhöhen (Serra dos Candeeiros, Serra de Aire, Serra de Montejunto) entwässern dabei nach SE in den Tejo, auf der Westseite erfolgt der Abfluß direkt in den Atlantik. Darüberhinaus wirken die Diapire als effektive Klimabarrieren, indem auf der Westseite durch erzwungene Steigregen ausreichend Niederschläge fallen, während auf der Ostseite, vor allem im Sommer, große Trockenheit herrscht (z.B. Montejunto). Intensive Verkarstung erzeugte in der Serra dos Candeeiros ausgedehnte Höhlensysteme und verstärkt den Wassermangel. Infolgedessen dominieren in geringer Dichte Flechten und anspruchsloses Buschwerk die Hochlagen der Diapirstrukturen, die die Nahrungsgrundlage für Schaf- und Ziegenherden bilden. Lediglich in Talniederungen mit bescheidenen Auen treten Olivenbäume und seltene Korkeichen auf. In zunehmendem Maß wird der karbonatische Untergrund aufgebrochen und eingeebnet um Eukalyptusplantagen anzulegen. In der stark zersiedelten Region zwischen Bombarral und Alcobaca dominieren dagegen Wein- und Obstanbau.

Die Aufschlußverhältnisse sind in Tälern und den nahezu unbewohnten Regionen der Diapirscheitel und -flanken gut, in stark zersiedelten oder durch Eukalyptusanbau überprägten Gebieten ausreichend bis schlecht. Auch nimmt die Qualität im Bereich mergeliger oder tonig-siltiger Ablagerungen aufgrund einer natürlichen Vegetationsdecke oder ackerbaulicher Nutzung ab. Daher sind die zurückwitternden Feinklastika in den Profildarstellungen möglicherweise unterrepräsentiert. Größere Steinbrüche zeigen zwar einen lückenlose Schichtfolge, sind jedoch zumeist nur an der Basis zugänglich. Sie finden lediglich zur Untersuchung der lateralen Faziesentwicklung Verwendung. Ausgedehnte Brände während der Geländekampagne 1995 führten zu einer deutlichen Verbesserung der Aufschlußsituation.

#### 1.4.3 Stratigraphische Übersicht der Untersuchungsgebiete

Die Geländearbeit erfolgte auf der Grundlage der folgenden offiziellen Geologischen Karten im Maßstab 1:50000 und deren Erläuterungen:

26-B: Alcobaca (FRANÇA & ZBYSZEWSKI 1963)

26-C: Peniche (FRANÇA et al. 1960)

26-D: Caldas da Rainha (ZBYSZEWSKI & MOITINHO DE ALMEIDA 1960)

27-A: Vila Nova de Ourém (ZBYSZEWSKI et al. 1974)

27-C: Torres Novas (ZBYSZEWSKI et al. 1971)

30-A: Lourinhã (ZBYSZEWSKI et al. 1960; MANUPELLA et al. 1999)

30-B: Bombarral (ZBYSZEWSKI et al. 1966)



Die im Rahmen dieser Arbeit untersuchten lithologischen Einheiten gehören ausnahmslos zu den Kartiereinheiten  $J^3_a$  („Camadas de Cabaços“) und  $J^3_b$  („Camadas de Montejunto“). Diese werden in älteren Kartenwerken zumeist nicht getrennt, sondern einheitlich als  $J^3_{ab}$  dargestellt. In neueren geologischen Karten (z.B. MANUPELLA et al. 1999) ersetzen die Symbole  $J_C$  und  $J_M$  die alten Bezeichnungen der Kartiereinheiten. Zusätzlich sind beide Formationen getrennt dargestellt. Fazielle Variationen der Gesteinsserien lassen sich aus den Angaben der geologischen Karten nicht ableiten. So wurden unter den Bezeichnungen  $J^3_a$  und  $J^3_b$  verschiedene Fazieseinheiten zusammengefaßt.

a) Einheit  $J^3_a$ :

Cabaços-Schichten: bituminöse und Ammoniten-führende Karbonate und Pelecypoden-führende Biomikrite, wie sie in der Typuslokalität bei Torres Vedras in den zentralen Bereichen des Lusitanischen Beckens auftreten (= Beckenfazies).

Vale Verde-Schichten: terrestrisch-limnische und randmarin/peritidale Fazieseinheiten in der Serra dos Candeeiros, Serra de Aire und Serra do Bouro (= Beckenrandfazies).

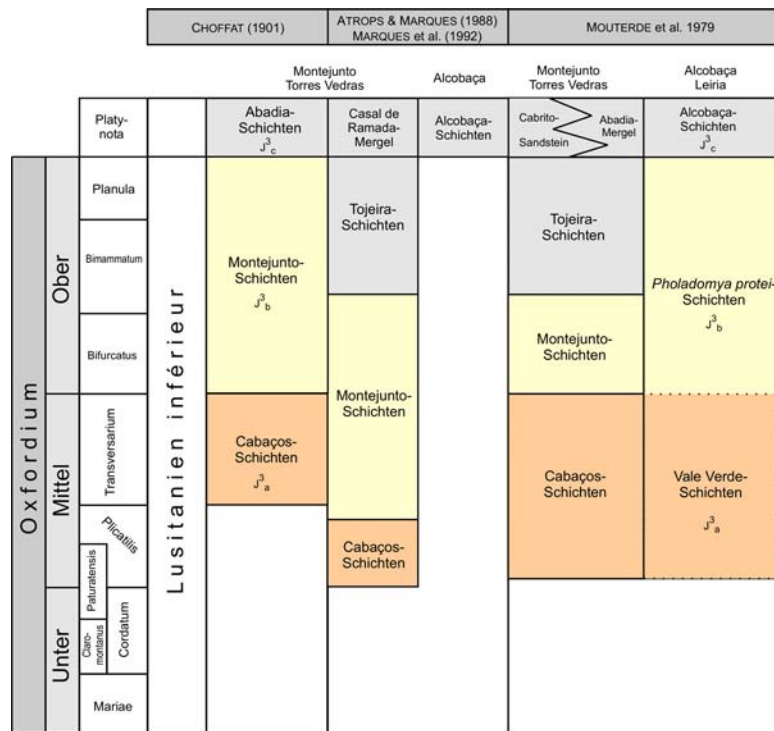


Abb. 10: Stratigraphie des Oxfordium im Bereich der Serra dos Candeeiros, Serra de Aire und des Montejunto-Torres Vedras-Gebiets. Für die westlichen Arbeitsgebiete der Serra de Cesaredas und Serra do Bouro gelten bisher noch die lithostratigraphischen Einheiten von Torres Vedras und der Serra de Montejunto (zusammengestellt nach CHOFFAT (1901), MOUTERDE et al. (1979), ATROPS & MARQUES (1988) und MARQUES et al. (1992)).

b) Einheit  $J^3_b$ :

Montejunto-Schichten: Ammoniten-führende Hemipelagite (= Beckenfazies) und Flachwasserkarbonate der Montejunto-Plattform.

Pholadomya protei-Schichten: offen-lagunäre Biomikrite mit Pelecypoden und Foraminiferen in der Serra dos Candeeiros, Serra de Aire und zum Teil Serra de Bouro (= Beckenrandfazies).

Zusätzlich werden am Westrand des Lusitanischen Beckens (Serra de Cesaredas) terrigene Rotklastika/randmarine Mergel als  $J_C$  (Cabaços-Schichten) und darauffolgende hochenergetische Plattformkarbonate als  $J_M$  (Montejunto-Schichten) angegeben und ohne zusätzliche Bezeichnung den Kartiereinheiten im Torres Vedras-Montejunto-Gebiet gleichgesetzt (vgl. MANUPELLA et al. 1999).

Der einheitliche Gebrauch faziiell unterschiedlicher Gesteinsabfolgen gilt auch für die nachfolgende, im Rahmen dieser Arbeit nicht untersuchte Kartiereinheit  $J^3_c$ . Diese umfaßt sowohl tiefermarine Siliziklastika im Montejunto-

Torres Vedras-Gebiet („Camadas da Abadia“) als auch flachmarine, siliziklastisch-karbonatische Wechselfolgen („Camadas de Alcobaça) im Bereich der Serra dos Candeeiros. Die Tojeira-Schichten werden in den geologischen Karten als zu  $J^3_c$  gehörend angegeben. In Zukunft wäre eine gesonderte Darstellung der Tojeira-Schichten als ein Schichtglied der Abadia-Formation wünschenswert.

Die Tabelle in Abb. 10 gibt einen stratigraphischen Überblick der untersuchten lithologischen Einheiten des Oxfordiums ( $J^3_a$ ,  $J^3_b$ ). Sie zeigt eine Zusammenstellung der stratigraphischen Angaben von CHOFFAT (1901), MOUTERDE et al. (1979), ATROPS & MARQUES (1988) und MARQUES et al. (1992).

## 2. Methodik

### 2.1 Feldmethoden

Die Geländearbeit zu dieser Studie erfolgte von Juli bis Oktober 1994 im Naturpark der Serra dos Candeeiros und Serra de Aire. Die Feldarbeiten in der Serra de Cesaredas und Serra do Bouro mit Vergleichsuntersuchungen bei Torres Vedras und im Montejunto-Gebiet fanden von August bis Oktober 1995 statt.

In den Untersuchungsgebieten nahm ich 13 Profile unter mikrofazial-sedimentologischen Gesichtspunkten auf. Hierzu gehörten die Erfassung des Fossil- und Komponenteninhalts, die Quantifizierung von Faunenhorizonten, die Beschreibung von Sedimentstrukturen, die Bestimmung der Geröllherkunft von polymikten Karbonaten und wenn möglich die Messungen von Paläoströmungsrichtungen an arenitischen Rinnenfüllungen. 1350 Gesteins- und 10 Mergelproben verteilen dabei sich auf etwa 3000 Profilmeter.

Bei der Auswahl der Profile standen im Zentrum meines Interesses vollständig Abfolgen, die möglichst von der unteroxfordischen Schichtlücke bis zum Einsetzen siliziklastischer Sedimente reichten ohne von Störungen beeinträchtigt zu sein. Gut aufgeschlossene Kurzprofile wurden ebenfalls bearbeitet, waren für die stratigraphischen Untersuchungen jedoch von nur geringer Bedeutung. Die Profilaufnahme erfolgte nicht nur in vertikale, sondern auch laterale Richtung um Fazieswechsel, Auskeilen von Schichten, etc. zu erfassen.

Die große Mächtigkeit der Sedimentabfolgen bei gleichzeitig flachem Schichteinfallen im ebenen Gelände hatten eine große Horizontalausdehnung der Serien zur Folge. Sie verliefen weite Strecken durch stark zersiedeltes oder ackerbaulich genutztes Gebiet. Hierdurch war die ständige Verlagerung und Anpassung der Profillinie erforderlich. In Bereichen mit geringer Topographie konnten die Mächtigkeiten flach einfallender Profilabschnitte mit Hilfe eines Maßbandes und trigonometrischer Berechnungen ermittelt werden. Dies erforderte die ständige Kontrolle der Streich- und Fallwerte.

Bei geringer Aufschlußqualität habe ich das Ausmaß der Schichtlücke ebenfalls gemessen und unter Zuhilfenahme von Lesesteinen die Faziesentwicklung weiterverfolgt. Die Schichtlücken markierten oftmals Mergel, welche im Einzelfall ergraben wurden. Es erwies sich als sinnvoll kleinere Gebiete auszukartieren, um laterale Faziesvariationen zu erfassen.

Einzelne Profilverläufe lassen sich zu einem stratigraphisch vollständigen Gesamtprofil zusammensetzen. So ergeben Profil Vale da Trave und Murteira, Profil Montelo und Fátima sowie die Einzelprofile von Casal de Vale de Ventos jeweils eine stratigraphisch zusammenhängende Abfolge.

### 2.2 Labor- und Untersuchungsmethoden

Von sämtlichen Handstücken habe ich polierte Anschliffe erstellt. Nach der Durchsicht mit dem Auflichtmikroskop wurden hieraus 290 Dünnschliffe (5 x 5 cm) von Karbonaten und Siliziklastika sowie 50 Acetatfolienabzüge von

stark mergeligen Karbonaten und hybriden Sandsteinen angefertigt. Mit Alizarin Rot S konnte ein Teil der Dünnschliffe eingefärbt werden, um nicht sichtbare Dolomitanteile der Karbonate kenntlich zu machen.

Nach der Aufbereitung von 5 Mergelproben mit KOH erfolgte das fraktionierte Schlämmen mit Sieb-Maschenweiten von 63 $\mu$ , 500 $\mu$  und 1000  $\mu$ . Die Präparation von Mikrofossilien (z.B. Oogonien) aus karbonatischen Festgesteinen habe ich nach der Methode von NÖTZOLD (1965) mit Essigsäure und zugesetztem, kristallwasserfreiem Kupfersulfat durchgeführt. Aufgrund des langwierigen Vorgangs der Präparation bei gleichzeitig hoher Versagerquote kann diese Methode nur bedingt empfohlen werden. Jede der Mergelfraktionen wurde mit dem Binokular auf Mikrofossilien, Bioklasten von Makroorganismen (v.a. Gastropoden) und terrigene Bestandteile (eventuell Schwerminerale) untersucht und ausgezählt.

Die Herkunft des siliziklastischen Materials war aus älteren Studien hinreichend bekannt. Auf Provenanz-Analysen konnte daher verzichtet werden. Bei Analysen der siliziklastischen Dünnschliffe mit dem Polarisationsmikroskop interessierten vor allem die Kornrundung, Verwitterungsgrad der Komponenten und die Gesteinszusammensetzung unter der Vorgabe von DOTT (1964). Die stärker genetischen Bezeichnungen „Arenit“, „Arkose“, „Wacke“ und „Schlammstein“ finden in dieser Arbeit auf Kosten der gebräuchlichen und rein korngrößenabhängigen Begriffe „Sandstein“, „Siltstein“, „Tonstein“ Verwendung. Besitzen die Gesteine zu gleichen Anteilen siliziklastische und karbonatische Komponenten, so wurde der Begriff „hybrider Sandstein“ gewählt (vgl. PETTJOHN et al. 1973)

Karbonatische Dünnschliffe und Acetafolienabzüge dienten zur Quantifizierung und Bestimmung des Fossil- und Komponenteninhalts sowie der Bestimmung der Gefügemerkmale. Besondere Berücksichtigung fanden Auftauch- und Austrocknungsstrukturen (Fenstergefüge, vadoser Silt, circumgranulare Risse) und Kornkontakte zwischen den Komponenten von Partikelkalken (Oolithe, Onkolithe). Die Klassifizierung karbonatischer Proben stützt sich auf der von EMBRY & KLOVAN (1972) erweiterten Nomenklatur nach DUNHAM (1962). Dabei werden in der Faziesdiskussion dieser Arbeit für die Gesteinsbezeichnung nach Gefügemerkmalen, die Faziestypen und deren übergeordneten Einheiten Abkürzungen, wie nachfolgend angeführt, verwendet:

MS - Mudstone	FS - Floatstone	BfS - Bafflestone
WS - Wackestone	RS - Rudstone	FRS - Framestone
PS - Packstone	BS - Boundstone	FZ - Fazieszone
GS - Grainstone	BiS - Bindstone	MFT - Mikrofaziestyp.

Zur Bestimmung der Mikro- und Makrofossilien verwendete ich folgende Literatur: BEAUVAIS (1964), RAMALHO (1971a), BASSOULLET et al. (1978), FÜRSICH & WERNER (1987, 1988), LOEBLICH & TAPPAN (1988), SENOBARI-DARYAN (1990), SCHLAGINTWEIT (1991), BODEUR (1992), TURNŠEK (1997).

### 2.3 Stabile Isotopen

Im Rahmen dieser Arbeit wurden an Austernklappen aus verschiedenen Faziesräumen der Profilaufolgen von Montelo II/III sowie Fátima Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope gemessen (Abb. 14c; 15; 16a; 17; 41). Die Skelette dieser Organismengruppe zeigen aufgrund ihrer primär calcitischen Mineralogie keine offensichtlichen diagenetischen Veränderungen, wie zum Beispiel Rekristallisation und Dolomitisierung und sind daher für Isotopenmessungen geeignet. Um Verunreinigungen weitgehend auszuschließen dienten zur Probennahme ausschließlich Austernklappen von Anschliffflächen. Das Material wurde im Schalenzentrum entnommen, um eine Kontamination durch mikritische Matrixbestandteile zu vermeiden. Variationen vor allem der Kohlenstoffwerte im

Laufe der Ontogenie von Muscheln lassen sich auf unterschiedliche Wachstumsraten während der Juvenil- (hohe Raten) und Adultstadien (geringe Raten) zurückführen (Vitaleffekt) (WEFER 1985; KRANTZ et al. 1987). Es ist daher nicht unerheblich, ob die Probe vom Schalenrand oder von der Wirbelregion entnommen wurde. Somit bleiben Unsicherheiten bestehen, da die untersuchten Austern, im Gestein eingebettet, nicht immer an sich entsprechenden Stellen der Schale beprobt werden konnten. Zu Vergleichszwecken wurden von einer Austernklappe zwei Proben entnommen. Es ergaben sich allerdings keine Differenzen der Isotopenzusammensetzung, so daß hier der bei Muscheln ohnehin schwächer ausgeprägte Vitaleffekt vernachlässigt werden kann.

Die isotopische Zusammensetzung von Sauerstoff und Kohlenstoff wird auf die anerkannte Weise in Promille [‰] angegeben und in der  $\delta$ -Schreibweise dargestellt:

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{Probe}} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{Standard}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{Standard}}} \times 1000$$

Die Berechnung des  $\delta^{13}\text{C}$ -Werts erfolgt entsprechend.

Die Isotopenverhältnisse spiegeln dabei keine absoluten Meßwerte wider, sondern werden relativ zum PDB-Standard gemessen (*Belemnitella americana* aus der Peedee-Formation). Heute kommen andere Standards zur Verwendung, deren Beziehung zum PDB-Standard bekannt ist. Relativ neu ist die Einführung des SMOW-Standards („Standard Mean Ocean Water“), welcher ursprünglich eine hypothetische Wasserprobe mit der isotopischen Zusammensetzung des rezenten Meerwassers darstellte. Später wurde der SMOW-Standard von der Atomenergiebehörde in Wien herausgegeben, auch unter der Bezeichnung „V(ienna)-SMOW“ bekannt.

Die Messungen wurden an der Universität Erlangen von Dr. M. JOACHIMSKI durchgeführt. Die Sauerstoff- und Kohlenstoffwerte, die daraus errechneten Z-Werte und die Faziesbereiche, aus denen die Proben entstammen, sind aus der Tabelle in Abb. 41 zu entnehmen. Auf die Anwendung und Einschränkungen stabiler Isotopen verweist Kapitel 6.1.

### 3. Faziesarchitektur der Serra dos Candeeiros und des Plateaus von Fátima

#### 3.1. Mikrofaziestypen und Faziesräume

In den östlichen Untersuchungsgebieten konnten 33 Mikrofaziestypen (MF-Typen) ausgewiesen werden, welche sich auf 9 übergeordnete Fazieszonen verteilen. Die Faziestypen werden in den nachfolgenden Kapiteln eingehend beschrieben. An jede fazielle Beschreibung schließt sich eine eingehende Diskussion und Milieuinterpretation an. Einen Überblick über das Komponenten- und Organismenspektrum gibt dabei Abb. 11.

##### 3.1.1 Terrigen beeinflusste Faziesseinheiten (FZ 1)

###### Fossilführende Mergel (MF-Typ 1a)

Im gesamten Arbeitsbereich der Serra dos Candeeiros und des Plateaus von Fátima sind Mergel zumeist stark angewittert und nur sehr selten aufgeschlossen. Im frischen Zustand sind sie so gut wie nie anzutreffen. Vermutlich stellen zahlreiche, in den Profilen auftretende Schichtlücken nicht aufgeschlossene mergelige Abschnitte dar. Diese Bereiche sind entweder bewachsen oder werden ackerbaulich genutzt. Die an der Erdoberfläche sichtbaren Mergel dieses MF-Typs treten in den oberen Profilabschnitten von Murteira sowie Fátima auf. Sie besitzen im verwitterten Zustand eine hellgraue Farbe, wohingegen mittelgraue Farbtöne im frischen Zustand vorherrschen. Eine Lamination der mergeligen Bestandteile ist nicht zu beobachten.

Der niederdiverse Faunengehalt ist recht beachtlich und wird durch zahlreiche kleine, selten zerbrochene calcitschalige Pelecypodenhartteile dominiert. Es handelt sich hierbei um bläulich-graue austernartige Muscheln, welche monospezifisch mit hoher Individuenzahl auftreten und als *Nanogyra* sp. bestimmt wurden. Die Einzelklappen sind teilweise parallel zur Schichtung eingeregelt und bleiben durch die tonig-mergelige Matrix voneinander getrennt. Sie zeigen manchmal auf ihrer Innenfläche einen perlmuttrigen Belag, welcher samtartige Reflexionen erzeugt. *Trichites* und weitere, nicht näher bestimmbare Pelecypodenreste sind ebenfalls vorhanden, treten in ihrer Häufigkeit gegenüber *Nanogyra* jedoch deutlich zurück. Ein auffälliges Faunenelement ist die Gastropode *Ampullina* sp. mit großer Mündung, eiförmigem bis kugeligem Umriß (naticaform) des ungefähr 4,5 cm hohen und 3,8 cm breiten Gehäuses und einem nur sehr niedrigen bis kaum sichtbaren Gewinde. Andere Gastropoden sind selten und zumeist nur bioklastisch überliefert. Aus den mergeligen Sedimenten konnten wenige etwa 2,5 cm lange, ramos-cerioide Korallen (*Actinastrea* cf. *bernensis*, Tafel 11/Abb. 4) geborgen werden. Auf abgestorbenen Partien dieser Korallenäste ist *Nanogyra* sp. zementiert aufgewachsen.

Sandschalige Foraminiferen (*?Tolypammina*, *Alveosepta jaccardi*) sind sehr häufig und stellen im wesentlichen den mikrofaunalen Inhalt der mergeligen Abfolgen dar. Es treten sowohl planspiral linsenförmige als auch irreguläre Morphotypen mit teilweise erhaltener Mündung auf. Diese Foraminiferen sind vor allem in Schlammproben der Fraktion bis 500µ sehr häufig. Die Schlammfraktion bis 63 µ enthält dagegen keine erkennbaren Mikrofossilien mehr. Der terrigene Anteil in diesen Mergeln ist hoch und besteht neben dem Tongehalt aus häufig nachweisbarem Hellglimmer sowie Quarzkomponenten in Siltkorngröße.

###### *Diskussion und Milieuinterpretation*

Mergel besitzen für sich betrachtet wenig faziesdiagnostische Merkmale. Es ist daher nicht verwunderlich, daß bei der Errechnung von Sedimentationsraten sowie bei der Interpretation des Ablagerungsraumes Schwierigkeiten entstehen. Hinsichtlich energetischer Ablagerungsbedingungen kommt es in niederenergetischen Becken zum küstennahen Absatz von mergeligen Abfolgen, während hochenergetische Becken lediglich in küstenfernen Bereichen die Sedimentation der Tonfracht erlaubten (LEINFELDER mündl. Mitteilg.). Fehlende Feinlaminierung

innerhalb der Mergel könnte ein Hinweis auf Bioturbationsprozesse sein, welche zur Homogenisierung des Sediments beitragen und eine ausreichende Durchlüftung des Substrats voraussetzen. Der Individuenreichtum und die Artenarmut von *Nanogyra* in Kombination mit seltenen stenohalinen Faunenelementen (Korallen, Naticaceen) läßt ungünstige oder instabile Umweltverhältnisse annehmen.

Eine Möglichkeit zur Abschätzung der Sedimentationsrate ist nach LEINFELDER (1994a) der Sedimentanpassungsindex (SAI), welcher mittels der Wuchsform von Korallen, deren Kelchanordnung und deren Anzahl an Septaleinschaltungen errechnet wird. So besitzen massige Wuchsformen gegenüber ästigen Korallen einen geringeren SAI. Mäandroide Kelchtypen sind befähigt, sedimentäre Partikel effektiver aus dem Kelch zu befördern als beispielsweise Korallen mit cerioider Kelchanordnung und besitzen folglich einen höheren SAI. Dieses Selbstreinigungsprinzip von Korallen funktioniert bei polyseptaten und somit polytentakulären Korallen wesentlich wirkungsvoller als bei Korallen mit geringer Tentakel- und somit Septenanzahl. *Actinastrea* cf. *bernensis* weist eine ramose Wuchsform auf (SAI = 75) und besitzt eine cerioide Kelchanordnung (SAI = 0). Die Anzahl der Septen ist aufgrund des phasenweise fortgeschrittenen Verwitterungszustand schwer zu ermitteln, liegt jedoch grundsätzlich unter 20 (SAI = 0). Der ermittelte Sedimentanpassungsindex, welcher sich aus der Summe der Teilindizes errechnet, beträgt somit 75. Nach LEINFELDER (1994a) handelt es sich bei einem solchen Wert um eine nur sehr geringe Anpassung der Koralle an erhöhte Sedimentationsraten. Dies stimmt auch mit Beobachtungen überein, wonach verschiedene Actinastreen aus dem portugiesischen Oberjura eine „umhüllende“ Wachstumszonierung aufweisen und folglich mit erhöhten Sedimentationsraten nur schlecht umzugehen verstanden (NOSE pers. Mitteilg.). Die Anwendung des Sedimentanpassungsindex in diesem MF-Typ darf jedoch nicht überbewertet werden, da zum einen keine Korallen-Assoziationen in diesen Mergeln vorzufinden sind und außerdem lediglich wenige Korallen-Exemplare nachgewiesen werden konnten. Darüberhinaus weist LEINFELDER (1994a) darauf hin, daß die Wuchsform von Korallen zusätzlich von der verfügbaren Lichtmenge und der Wasserenergie abhängt. Trotzdem macht der hier angewendete Sedimentanpassungsindex deutlich, daß der Eintrag von Tontrübe nicht unbedingt hohe Sedimentationsraten voraussetzen muß. Nach LEINFELDER (1986) kann die Karbonatproduktivität durch saisonal erhöhten, wahrscheinlich zusätzlich klimatisch gesteuerten Toneintrag oder durch geringe tektonische Hebung des Hinterlandes abnehmen beziehungsweise zusammenbrechen. Dieser Kollaps reichte schließlich aus, um die relative Anreicherung von Tonmineralen zu erlauben, obwohl die Sedimentationsrate nicht notwendigerweise hoch sein mußte. Aus den Berechnungen des SAI zusammen mit einer individuenreichen Fauna aus epibenthisch-zementierten Nanogyren ist es ersichtlich, daß die Sedimentationsrate sich nicht selektiv auf die Faunenzusammensetzung auswirkte.

Obwohl *Alveosepta jacardi* Schwankungen im Salzgehalt des Meerwassers toleriert und daher auch in Ästuaren und leicht ausgesüßten Buchten vorzufinden ist (RAMALHO 1971; FELBER et al. 1982.), spricht die Zusammensetzung der Begleitfauna mit *Trichites* sp., *Nanogyra* sp. und *Actinastrea* cf. *bernensis* überwiegend für vollmarine Bedingungen. Auch FÜRSICH & SCHMIDT-KITTLER (1980) nehmen für die in Biomikriten am Capo Espichel auftretende *Trichites* aff. *saussurei*-Assoziation mit seltenen Actinastreen und einem *Trichites/Nanogyra*-Verhältnis, welches dem dieses Faziestyps entspricht, ebenfalls nur geringe Abweichungen von normalen Salinitätswerten an. Die *Trichites-Nanogyra*-Assoziation in Mergelkalken des Kimmeridgium bei Consolação an der Westküste Portugals wird dem Euhalinikum bis oberem Brachyhalinikum zugeordnet (WERNER 1986). Hierbei räumt der Autor *Nanogyra nana* eine Toleranz von Euhalinikum bis unteres Brachyhalinikum (18-23‰) und *Trichites saussurei* von Euhalinikum bis oberes Brachyhalinikum (24-30‰) ein. Auch YIN et al. (1995) geben für diese Muschel-Assoziation mit Hilfe von stabilen Isotopen Salinitätswerte von 31‰ an, welche somit vollmarine bis oberste

brachyhaline Verhältnisse widerspiegeln. HALLAM (1976), welcher *Nanogyra* ausschließlich in das obere Brachyhalinikum stellt, hält weniger absolute Salzgehalte als vielmehr Salinitätsschwankungen für den verantwortlichen diversitätslimitierenden Faktor. Der ökologische Wert von *Nanogyra nana* sollte jedoch unter Vorbehalt betrachtet werden, da es sich nach ETTER (1994) bei dieser Muschel um eine opportunistische Art handelt, die gelegentlich monospezifische Assoziationen bilden kann. In Anlehnung an die Muschelassoziationen am Capo Espichel und in Consolação leite ich für die ähnlich geartete Muschelfauna dieser Faziesseinheit ebenfalls weitgehend euhaline Umweltbedingungen mit nur geringen Salinitätsschwankungen ab.

Möglicherweise hatte die Beschaffung des Substrats primär den größten Einfluß auf die Zusammensetzung der Fauna. Es handelt sich bei dieser weder um eine typisch endobenthische Weichbodenassoziation noch um eine ausschließlich epibenthische Hartsubstratgemeinschaft. Auch bei WERNER (1986) nehmen von *Nanogyra* und *Trichites* dominierte Fossilgesellschaften eine Zwischenstellung ein und spiegeln den Übergang von Weich- zu Festböden wider. Da die Mergel zu weich waren erfolgte die Besiedlung des Lebensraums durch zementiert lebende Epibenthonten (*Nanogyra*, *Actinastrea*) vermutlich erst nachdem semi-infaunal im Sediment steckende *Trichites*-Schalen ein sekundäres Hartsubstrat bereitstellten. Nachfolgend bot auch abgestorbenes Epibenthos, wie nachweislich abgebrochene Korallenreste (*Actinastrea* cf. *bernensis*) und eventuell Hartteile von Nanogyren eine zusätzliche Besiedlungsgrundlage (Tafel 11/Abb. 4).

Als Ablagerungsraum läßt sich eine geschützt-niederenergetische Bucht ableiten, welche eine Verbindung zum vorgelagerten lagunär-vollmarinen Bereich und eine ausreichende Durchlüftung besaß. Die Karbonatproduktion brach vermutlich durch einen leicht erhöhten Toneintrag zusammen, so daß sich innerhalb dieser Bucht mergelige Sedimente bei generell niedrigen Sedimentationsraten relativ anreicherten. Die terrigene Tonfracht wurde zusammen mit schwer verwitterbaren Schichtsilikaten und kleineren Mengen an Quarzsilt über Flüsse in den Sedimentationsraum eingetragen, welcher mit Salzgehalten des Eu- und oberen Brachyhalinikums nur geringe Instabilitäten der Salinitätsverhältnisse erkennen läßt. Die primär geringe Verfestigung des Substrats begünstigte die semi-infaunale Lebensweise *Pinna*-ähnlicher Muscheln (*Trichites* sp.), welche zementierten Formen als Besiedlungsgrundlage dienten. Die Beschaffenheit des Untergrundes nahm entscheidend Einfluß auf die Zusammensetzung der Fauna, welche schließlich von Lituoliden und Nanogyren dominiert wurde.

#### Arenite/Wacken (MF-Typ 1b)

Im karbonatisch dominierten Oxfordium des Arbeitsgebietes bildet dieser MF-Typ eine Sonderentwicklung und bleibt auf geringmächtige und seltene Horizonte auf der Ostseite der Serra dos Candeeiros in den obersten Abschnitten der Profilabfolge von Murteira beschränkt.

Es handelt sich hierbei um Gesteine, die teilweise noch einen gewissen Anteil einer karbonatischen Schlammatrix erkennen lassen, welche jedoch aufgrund des sehr hohen Quarzgehaltes die Gefüge-Einteilung nach DUNHAM (1962) nicht mehr zulassen. Sie werden folglich nach der Klassifikation von DOTT (1964) gegliedert. Es liegen einerseits karbonatische Quarzwacken bis Wacken, andererseits arenitische Bildungen in Form von Arkosen vor, welche durch einen spätdiagenetischen Blockzement verfestigt sind (Tafel 7/Abb. 7). Arkosische Arenite sind sowohl mit fossilführenden Mergeln von MF-Typ 1a als auch mit pelecypodendominierten Karbonaten (MF-Typen 6b, 6g) vergesellschaftet, wohingegen Wacken scheinbar als beliebige Einschaltungen innerhalb pelecypodendominierter Einheiten vorliegen.

Diese meist gut sortierten hybriden Sandsteine enthalten große Mengen an schlecht gerundetem bis ungerundetem Quarzsilt- bis Grobsand in den Areniten mit einer Häufung im Fein- bis Mittelsandbereich und der Silt- bis

Feinsandfraktion in Wacken. Es treten Hell- und Dunkelglimmer auf, von denen Biotit chloritisiert und auffällig grau-grün verfärbt ist. Kalifeldspäte runden das terrigene Komponentenspektrum mit einem Anteil von deutlich über 5% am Gesamtkomponentengehalt ab. Sie sind oftmals randlich angewittert und weisen Spaltrisse auf, die durch einen karbonatischen Zement geschlossen wurden. Bisweilen sind Kalifeldspäte (Mikroclin) erhalten. Trotz guter Sortierung zeichnen sich die siliziklastischen Bestandteile durch schlechte Kornrundung und zum Teil schlechte Sphärizität aus. Bioturbirte Bereiche sind für eine schlierig unregelmäßige Komponentenverteilung im Gestein verantwortlich. Die in Siliziklastika zu erwartenden Sedimentstrukturen sind in Form einer schwach angedeuteten Parallellamination in Areniten erkennbar.

Marine Organismen kommen überwiegend in Wacken vor; in arkosischen Einheiten sind sie dagegen nur spärlich vertreten (lituolide Foraminiferen) (Tafel 7/ Abb. 7). Benthische Foraminiferen sind in Wacken mit seltenen Dasycladaceen-Bruchstücken, Austernresten, nicht näher klassifizierbaren Pelecypoden- und Gastropodenfragmente sowie seltenen Echinodermenresten (Seeigelstacheln) vergesellschaftet. Vereinzelt besitzen Bioklasten einen dünnen mikritischen, zum Kornzentrum hin diffus endenden Mikritsaum.

### *Diskussion und Milieuinterpretation*

Die ausgesprochen seltenen und geringmächtigen Horizonte hybrider Sandsteine lassen sich innerhalb der Serra dos Candeeiros in einem größeren stratigraphischen Zusammenhang interpretieren. Sie dokumentieren erste Hinterlandbewegungen am Ende des Oxfordiums, die während ihres Höhepunkts im Kimmeridgium zur Ablagerung terrestrischer Rotsedimente der Lourinhã-Formation führten. Als dünne Einschaltungen innerhalb biomikritischer und mergeliger Abfolgen reflektieren sie kurzfristige, abrupt einsetzende Sedimentationsereignisse. Aus der schlechten Kornrundung der Einzelkomponenten und des geringen Reifegrads des Gesteins (Feldspäte) lassen sich kurze Transportwege aus einem nahen Hinterland ableiten. Die Faunenzusammensetzung und relativ hohe Quarzkorngrößen belegen die Ablagerung innerhalb eines flach- und randmarinen Sedimentationsraums.

Komponentengestützte und sparitisch zementierte Arenite wurden im küstennahen (proximalen) Bewegtwasser oberhalb der Schönwetterwellenbasis abgelagert. Innerhalb subtidaler Rinnensysteme bildeten sich parallelgeschichtete Texturen des unteren Strömungsregimes aus. Extreme Lebensbedingungen (Hyposalinität; s.u.), erhöhte Strömungsenergie und relativ grobkörnige Sedimentpartikel verhinderten die Ansiedlung einer nennenswerten Fauna.

Wurde das siliziklastische Material in etwas küstenfernere (distal), lagunär geprägte Zonen mit Foraminiferen, Austern, Echinodermen und Dasycladaceen weitertransportiert, konnte es sich im Übergangsbereich zwischen Schönwetter- und Sturmwellenbasis mit Hilfe grabender Organismen inhomogen im noch unverfestigten Kalkschlamm verteilen (Wacken).

Die Korngrößenverteilung innerhalb der siliziklastischen Gesteine ist ein für die Interpretation wichtiges Proximalitätskriterium. So korrelieren fein- bis grobsandige Arkosen einer proximalen Rinnenfazies mit siltigen bis feinsandigen Quarzwacken/Wacken eines vergleichsweise distalen Ablagerungsraums.

Der Eintrag von terrigenem Detritus läßt Süßwassereinflüsse und daran gekoppelt instabile Salinitätsverhältnisse nicht ausschließen. Mit zunehmender Entfernung zur Küste dürfte die limnische Einflußnahme jedoch abnehmen. Tatsächlich zeigen möglicherweise brackwassertolerante Foraminiferen (Lituolide) ohne Aufarbeitungsspuren in Areniten ihren Lebensraum an, wohingegen in distal gebildeten Wacken stenohaline Fossilreste und Cortoide normale Salinitätswerte widerspiegeln.



Das ausschließliche Auftreten von Blockzement in arkosischen Gesteinen dokumentiert spätdiagenetische Zementationsprozesse und ist nach HARWOOD (1988) typisch für diagenetische Vorgänge in größerer Tiefe, sofern sie nach der physikalischen und chemischen Kompaktion des Sedimentes erfolgen (TUCKER & WRIGHT 1990).

#### Eisenführende Mergel (MF-Typ 1c)

Dieser Faziestyp zeigt sich zusammen mit eisenimprägnierten Biomikriten von MF-Typ 2a grundsätzlich in basalen Profilabschnitten von Vale Verde, Casal de Vale de Ventos und Montelo. Die landwirtschaftlich genutzten Mergel sind für flache Geländedepressionen zwischen verwitterungsresistenteren Karbonatbänken verantwortlich. Sie sind selten im frischen Zustand anzutreffen, können im Gelände jedoch anhand ihrer rötlichen oder gelblichen Färbung, bedingt durch den deutlichen Eisengehalt leicht erkannt werden. Unmittelbar unterhalb von deutlich hervorwitternden Karbonatbänken läßt sich in unverwitterten Mergeln eine undeutliche rötlich-gelbe bis grau-grüne Gesteinsmarmorierung feststellen.

Die Ablagerungen dieses Mikrofaziestyps führen eine Vielzahl eisenhaltiger Komponenten. So treten im Verwitterungsschutt zahlreiche, regellos verstreute pisoidische Bohnerze mit einem Durchmesser von 5 - 12 mm auf (Tafel 1/Abb. 5). Der Cortex dieser Brauneisenkonkretionen ist verglichen mit dem teilweise großen Kern sehr dünn und besteht lediglich aus einigen wenigen konzentrischen Lagen. Ist der Bohnerzkern karbonatisch, weist er häufig senkrecht zur Oberfläche ausgebildete Kontraktionsrisse auf, welche vereinzelt auch irregulär-gebogen den Karbonatkeim durchziehen können. Daneben finden sich bis zu kopfgroße, subsphärische bis ellipsoide Toneisensteinkonkretionen mit zumeist abgeflachter, ebener Basisfläche und einem konzentrischen Lagenbau, welcher von Unstetigkeitsflächen innerhalb der Komponenten begrenzt wird. Die Toneisenkonkretionen treten in verschiedenen Niveaus innerhalb der Mergel horizontgebunden auf, können allerdings leicht aus der mergeligen Umgebung herauswittern und je nach Geländeböschung verstürzt sein. Der konkretionäre Lagenbau wird durch Bohnerzprossungen innerhalb bereits gebildeter Toneisensteinkonkretionen entweder unterbrochen beziehungsweise abgeschnitten oder umläuft die einzelnen Bohnerze (Tafel 1/Abb. 5). Des weiteren treten maximal faustgroße, derbe Brauneisenerze auf, welche ebenfalls im Verwitterungsschutt der Mergel angereichert sind und trotz ihrer Porosität ein hohes spezifisches Gewicht besitzen. Im frischen Bruch ist ein metallischer, hämatitähnlicher Glanz erkennbar, wohingegen die Verwitterungsfarbe von matt dunkelbraun bis fast schwarz reichen kann.

Auch aus Schlammproben lassen sich bis zu 5 mm messende längliche, eisenreiche Komponenten isolieren, welche eine teilweise irreguläre Form aufweisen und in ihrem Inneren ebenfalls einen konkretionären Lagenbau aufweisen. Zusätzlich treten kleine maximal 3 mm große traubig-nierige Brauneisenaggregate auf.

Die Ablagerungen sind je nach Lokalität fossilieer bis schwach fossilführend. Die am häufigsten vorzufindenden Mikrofossilien sind Oogonien und Ostrakodengehäuse. Lediglich ein sehr schlecht erhaltener Characeenstiel konnte aus geschlammten Mergelproben isoliert werden. Planspirale und bioklastische Schneckengehäuse bestimmen die Makrofauna und stammen wahrscheinlich von pulmonaten Gastropoden vom *Gyraulus*-Typus. Quarzsilt tritt nur untergeordnet mit vereinzelt Körnern auf. Kleine Lignitpartikel mit bis zu 2 mm Größe sind etwas häufiger.

#### *Diskussion und Millieuinterpretation*

Am Beispiel der Schwäbischen Alb werden in Karsttaschen der Oberjura-Kalke während des Tertiärs gebildete Bohnerze als typische Brauneisenkonkretion angesprochen, die in einem wechselfeuchten Klima mit teilweise ausgeprägten Trockenzeiten durch Karbonatverwitterung in reliktschen und kalkarmen Rückstandstonen entstanden

sind (GEYER & GWINNER 1986). Demzufolge wurde das Eisen im Oberboden durch Humussäuren gelöst und im Unterboden im Schwankungsbereich des Bodenwassers ausgefällt. Dagegen möchte SOBANSKI (1991) den Eisentransport in umgekehrter Richtung verstanden wissen. Hierbei sollen unter hydromorphen Bedingungen Eisenoxide vollständig in Lösung gehen, wobei anschließend die Eisenlösung in den oxidierenden obersten Profiltteilen der Bildung von Bohnerzen zur Verfügung steht. Nach HANOLD (1987) stammt der Eisengehalt in den Kalkrückstandsmassen aus primär an Tonminerale gebundenem Eisen, welches bei der Kaolinisierung dieser Minerale freigesetzt wird. Eine saure Bodenreaktion ( $\text{pH} < 3$ ), wie sie für den Transport von Eisen notwendig war, wurde durch eine Sumpflvegetation in einem wechselfeuchten, warmen Klima gewährleistet. Vor allem in hydromorphen Böden sind durch sich ständig wiederholende Durchnässung und Austrocknung des Substrates in einem subhumiden Klima die Ausbildung von Konkretionen und Marmorierungserscheinungen häufig anzutreffen. Die Gesteinsmarmorierung beschränkt sich dabei auf den Staukörper (Ausgangsgestein und Unterboden), wohingegen Konkretionsbildungen vor allem in der Stauzone (Oberboden) erfolgen (SCHACHTSCHABEL et al. 1989). Ein auffälliges Merkmal an konkretionären Komponenten dieser Faziesseinheit ist das Auftreten von Bohnerzen innerhalb faustgroßer Toneisenkonkretionen. Hierbei dürften Bohnerze, welche in den Lagenbau integriert sind ohne ihn zu zerstören ein höheres Alter aufweisen als der konzentrische Lagenbau in ihrem Bereich. Dahingegen sind Bohnerze, welche die Einzellagen schneiden innerhalb bereits gebildeter Bereiche der Konkretion gesproßt und somit jünger als der Lagenbau. Oft sind in derselben Probe beide Möglichkeiten verwirklicht, so daß ich von einer ungefähr zeitgleichen konkretionären Toneisenstein- und Bohnerzbildung ausgehe. Das Verhältnis von Kerngröße zu Cortexdicke liegt bei den meisten Bohnerzen auf Seite des Bohnerzkeims. Dies läßt auf eine nur unvollendete Entstehung während instabiler Bildungsbedingungen schließen. Möglicherweise waren die jeweiligen, klimatisch bedingten Durchnässungs- und Austrocknungsphasen des Bodens so kurz, daß ein sich ständig verändernder Schwankungsbereich des Bodenwassers nur die unvollständige Bildung von Brauneisenkonkretionen zuließ.

Das horizontierte Auftreten von Toneisensteinkonkretionen deutet zusammen mit einer abgeflachten Komponentenbasis auf das Vorhandensein eines Bodenwasserspiegels, bis auf dessen Niveau die Konkretionsbildung nach unten fortschreiten konnte. Unterhalb dieses Wasserspiegels war eine Fortentwicklung des konzentrischen Lagenbaus nicht möglich, da das Eisen in einem möglicherweise sauren Milieu und eventuell unter reduzierenden Bedingungen in gelöster Form verblieb.

Zahlreiche poröse Brauneisenerze besitzen große Ähnlichkeiten mit den von HANOLD (1987) beschriebenen Raseneisenerzen auf. Diese werden in oberflächennahen Bodenschichten unter Mitwirkung von organischem Material gebildet. Ähnliche Bildungsbedingungen, die Anwesenheit entsprechender Pflanzen und Bakterien vorausgesetzt, herrschen bei der Entstehung von Sumpf- und See-Erzen vor (TUCKER 1985). Bei der Bildung dieser Erze erfolgt die Eisenausfällung, wenn saures Bodenwasser in das mit Sauerstoff gesättigte Wasser von Marschflächen und Sümpfen eindringt. Für millimetergroße Brauneisenaggregate aus Schlammproben kann prinzipiell ein ähnlicher Bildungsprozeß wie bei Raseneisenerzen angenommen werden. Ihre traubig-nierige Ausbildung legt hierbei eine Ausfällung des Eisens als ein amorphes Eisenoxihydroxid aus kolloidaler Lösung nahe. Rezent bilden sich Raseneisenerze allerdings in kühl-humiden Regionen der Nordkontinente (FÜCHTBAUER 1988). Die von HANOLD (1987) beschriebenen fossilen Raseneisenerze des Tertiärs im Bereich der Schwäbischen Alb entstanden jedoch während eines warmen wechselfeuchten Klima, wie es auch für den Oberjura in Portugal postuliert wird (z.B. LEINFELDER 1993a).

Nach älterer Literatur (z.B. RUGET-PERROT 1961) werden die eisenreichen Ablagerungen in der Serra dos Candeeiros als Folge einer residualen Eisenanreicherung im Zuge lateritischer Bodenbildungsprozesse

angesprochen. Ich stimme mit AZERÊDO et al. (1998) überein, die aufgrund des Auftretens von Magnetit und Alkalifeldspäten das „Laterit-Modell“ als für zu vereinfacht halten, jedoch leider ein alternatives Ablagerungsmodell schuldig bleiben.

Aufgrund ihrer Ausbildung ähneln die Mergel von MFT 1c den von PLATT (1989b) beschriebenen rötlichen Schlammsteinen aus berriasischen lakustrinen und palustrinen Abfolgen innerhalb des Cameros-Beckens in Nord-Spanien. Trotz schwacher Marmorierung interpretiert der Autor diese Sedimente als Suspensionsablagerungen im Bereich einer Überschwemmungsebene, da seiner Ansicht nach dieses Merkmal für eine Deutung als Paläoboden nicht ausreicht. Die bei Casal de Vale de Ventos, Vale Verde und Montelo anstehenden Mergeleinheiten von MFT 1c interpretiere ich ebenfalls als Bildungen einer distal-alluvialen Überschwemmungsebene. Innerhalb der feinklastischen Sedimente deuten jedoch zusätzlich zahlreiche Bohnerzbildungen und Toneisenkonkretionen auf postdepositionelle Bodenbildungsprozesse unter semihumiden Klimabedingungen hin. Der beträchtliche Karbonatanteil wurde aus den mitteljurassischen Plattformkarbonaten unmittelbar im Liegenden der Mergel bezogen. Einzelne Oogonien und Ostrakoden zeigen die episodische und kurzzeitige Überflutung des Sedimentationsgebiets an. Pulmonate Schnecken unterstreichen den terrigenen Charakter der Ablagerungen von MFT 1c. Das Eisen stammte aus der Verwitterung eines entfernten kristallinen Hinterlandes und wurde zusammen mit terrigenem Detritus in distale Ablagerungsbereiche transportiert, wo ein Absatz aus Suspension möglich war. Das an Tonminerale gebundene Eisen wurde nach deren Kaolinisierung frei und stand der Bildung eisenreicher Erze und Komponenten zur Verfügung. Die sich daran anschließenden pedogenen Prozesse führten zur Konzentration und Konkretionsbildung (Bohnerze, Tonsteinkonkretionen), indem das Eisen mit Hilfe perkolierender Bodenwässer, je nach pH-Bedingungen, in Form kolloidaler Lösungen mobilisiert und im Schwankungsbereich des Bodenwassers oxidiert wurde. Der Bildungsbereich zeigt mit hydromorphen Böden bei gleichzeitiger Vererzung des Oberbodenbereichs und nur schwach angedeuteten Überschwemmungsereignissen festländische Bedingungen an. Der Mangel an vollständigen Bodenprofilen sowie die nur mangelhaft ausgebildeten Bohnerze deuten allerdings auf unvollständig ablaufende Bodenbildungsprozesse hin.

### 3.1.2 Sumpfkalke/Bodenbildungen (FZ 2)

#### Eisenimprägnierter Wacke-/Packstone (MF-Typ 2a)

Dieser Mikrofazies-Typ ist vor allem in basalen Profilabschnitten bei Vale Verde und bei Casal de Vale de Ventos verbreitet. Aufgrund seines offenen Gefüges und Faunenspektrums weist er Affinitäten zu offen-lakustrinen Faziesseinheiten (MF-Typ 3b) auf.

Ostrakoden, generell schlecht erhaltene Charophyten sowie deren verkalkte Reproduktionsorgane (Gyrogonite) sind die am häufigsten vertretenen Organismen. Zusätzlich runden Reste von zumeist peloidal ausgebildeten, zum Teil porostromaten Cyanobakterien das mikrofossile Spektrum ab. Diese Mikroben waren bisweilen am Aufbau zerbrochener onkoidischer Protuberanzen beteiligt. Gastropoden bilden den Hauptanteil der Makrofossilien und werden durch planspirale (cf. *Gyraulus*) sowie turbiniforme (cf. *Viviparus*) Gehäuse vertreten. Die Schneckenschalen sind durch diagenetische Kompaktionsvorgänge oftmals kollabiert. An Mollusken treten darüberhinaus grundsätzlich bioklastisch vorliegende und sehr dünnklappig ausgebildete Pelecypoden auf. Nicht näher klassifizierbare Bioklasten sind statistisch im Gestein verteilt und in jeder Probe in geringen Mengen nachzuweisen.

Vielfach treten Pelloide auf, die entweder als phytoklastische Fragmente, als mechanisch zerkleinerte Mikritklasten der Grundmasse oder als Stoffwechselprodukte von grabenden Organismen anzusprechen sind. Letztere äußern sich

in einigen Exemplaren des Probenmaterials in einer heterogenen, wolkig strukturierten Matrix. Lithoklasten und sporadisch auftretende „Black Pebbles“ weisen auf eine mechanische Sedimenteintrwirkung hin. Ehemalige Wurzelröhren, welche zunächst vertikal, nach unten jedoch zunehmend irregulär das Gestein durchziehen, stellen ein diagnostisches Merkmal dar. Zusätzlich treten weitere Hohlräume auf, welche entweder einen unregelmäßig Verlauf aufweisen oder schichtparallel angeordnet sind („sheet cracks“). Selten nachweisbare circumgranulare Risse um Karbonatknollen („Glaebules“) weisen auf eine beginnende Nodulisation hin. Zusätzlich können diese Knollen von irregulären Rissen durchzogen werden. An terrigenen Komponenten treten vereinzelt Quarzsilt, geringe Mengen Ton sowie durch dispers im Gestein verteilte Lignitpartikel auf.

Das auffälligste Merkmal jedoch ist der Eisengehalt innerhalb des Gesteins, welcher sich entweder als schwache Eisenimprägierung („Marmorierung“) des zumeist mikritischen Matrixanteils oder als Eisenhydroxyd-Bildung im Grenzbereich Wurzelröhre/Matrix äußert. Das letztere Phänomen wurde von BREWER (1964) erstmalig beschrieben und von ihm als „subcutane features“ bezeichnet. Des Weiteren bilden Brauneisenkonkretionen in Form von Bohnerzen diagnostisch wichtige Komponenten. Sie sind zwar wesentlich seltener vorzufinden als in den mergeligen Bildungen von MFT 1c, deswegen aber nicht weniger aussagekräftig.

#### *Diskussion und Milieuinterpretation*

Das Inventar an Fossilien wie Ostrakoden, Oogonien und limnischen Gastropoden in einer mikritischen Matrix gibt dem Gestein zunächst eine niederenergetische, offen-lakustrine Prägung. Der mitunter durch sehr kleine Pelloide heterogenisierte Matrixanteil („clotted fabric“) ist auf intensive Bioturbation zurückzuführen, welche ein gut durchlüftetes Substrat voraussetzt. Photosynthese betreibende Charophyten belegen darüberhinaus einen flachen Lebensraum innerhalb der photischen Zone. Tatsächlich kann eine primär lakustrine Bildungsweise angenommen werden, wobei seltene und bruchstückhaft überlieferte Süßwasseronkoide sowie Phytoklasten eine Komponentenaufarbeitung in etwas höherenergetischen Randbereichen eines Tümpels oder Sees dokumentieren (vgl. FREYTET 1984). „Black Pebbles“, welche durch die Brecciiierung eines durchwurzeltten, zum Teil aufgetauchten Untergrundes entstanden sind, wurden ebenfalls in den lakustrinen Ablagerungsraum transportiert. Geringe Mengen an terrigenem Material sind zwar nachweisbar, der Einfluß des Hinterlandes war jedoch außerordentlich gering, da möglicherweise ein pflanzengesäumter Randbereich des Sees als Filter für klastisches Material diente (vgl. PLATT & WRIGHT 1991).

Zahlreiche Merkmale weisen darauf hin, daß das primär in lakustrinen Zonen gebildete Substrat in einem wechselfeuchten, subhumiden Klima pedogen überprägt wurde. Ein schwankender Seespiegel führte hierbei phasenweise zur subaerischen Exposition weiter, vormals flach-lakustriner Bereiche. Als Folge davon wanderte der randliche Pflanzengürtel in Richtung Seeinneres und durchwurzelte den Untergrund. Nach FREYTET & PLAZIAT (1982) reichen solche Durchwurzlungen bis in den Bereich des Grundwasserspiegels, wobei es zu einer Eisenimprägierung des Materials, welches die Wurzel umgibt kommen kann („subcutane features“). Möglicherweise handelt es sich bei diesen Eisenkonzentrationen um die von SCHACHTSCHABEL et al. (1989) bezeichneten extrovertierten Konzentrationen, wie sie auf Wurzeloberflächen von Sumpfpflanzen in hydromorphen Böden auftreten können. Die Marmorierung, welche ebenfalls ein typisches Merkmal hydromorpher Böden darstellt ist ein Zeichen periodischer Durchnässung und Austrocknung des Substrates. Die nur schwache Ausbildung dieser meist rötlich gefärbten Imprägierung könnte unterschiedliche Ursachen haben. Nach FREYTET & PLAZIAT (1982) ist lediglich nicht-karbonatisches Material zur Rotfärbung („rubefaction“) befähigt. Nach ihrer Interpretation stammt das erforderliche Eisen aus einem kristallinen Hinterland, welches intensiven ferallitischen Verwitterungsvorgängen

ausgesetzt war. Eine nur geringe Rotfärbung kann nach PLATT & WRIGHT (1992) auch darauf zurückgeführt werden, daß die für die Marmorierung erforderliche Exposition des Untergrundes als Folge des periodisch alternierenden Wechsels zwischen Austrocknung und Wassersättigung nur kurze Zeit andauerte. In einem sehr flach geneigten Ablagerungsraum würden sich schon geringe saisonale, klimatisch bedingte Seespiegelschwankungen durch die Überflutung beziehungsweise durch das Auftauchen des Ablagerungsraumes auswirken. Seespiegeltiefstände korrelieren dabei mit schichtparallelen Hohlräumen („sheet cracks“) sowie circumgranularen Rissen, welche mit einer beginnenden Nodulisation einhergehen. Unter Annahme eines warmen und ausgeprägten wechselfeuchten Klimas sind diese wahrscheinlich durch mehrphasige Austrocknungs- und Durchnässungsvorgänge entstanden, wobei wiederholtes Schrumpfen und Quellen des Substrates (Pedoturbation) für deren Bildung verantwortlich war. KLAPPA & ESTEBAN (1983) bezeichnen einen palustrinen Ablagerungsraum als einen Bereich, in dem lakustrine Karbonate beginnenden Bodenbildungsprozessen unterworfen werden aber noch mit Seewasser gesättigt sind und als hydromorphe Böden bezeichnet werden. Anhand des Gefüges, des Fossilinhaltes, der pedogenen Merkmale und gemäß der Definition von KLAPPA & ESTEBAN (1983) handelt es sich bei den Sedimenten dieses Faziestyps letztendlich um palustrine Karbonate (limnische Sumpfkalke). Primär in episodischen, flachen und niederenergetischen Seebereichen gebildete Ablagerungen mit geringem siliziklastischen Streß wurden unter wechselfeuchten, subhumiden Klimaten pedogen überprägt. Klimatische Schwankungen führten in einem flach geneigten Ablagerungsraum zu saisonalen Seespiegelschwankungen, welche unter wiederholter Austrocknung und Überflutung weiter Areale die Bildung hydromorpher Böden begünstigte.

Das Auftreten dieses Mikrofaziestyps in Form relativ geringmächtiger Einschaltung und Linsen innerhalb der bereits beschriebenen und diskutierten eisenreichen Mergel (MF-Typ 1c) spricht für eine Bildung im Bereich einer distal-alluvialen Überschwemmungsebene als periodische beziehungsweise episodische, wannenartige Süßwassertümpel. In Vergesellschaftung mit offen-lakustrinen Biomikriten (Ostrakoden-Characeen-WS/PS) belegen sie dagegen die phasenweise in den subaerischen Bereich gelangte und anschließend durchwurzelte Randfazies eines perennierenden Sees.

#### Lignitführende Kalkmergel (WS/FS/(RS)) (MF-Typ 2b)

Dieser MF-Typ tritt als geringmächtige Einschaltung an der Basis der Vale Verde-Profile sowohl innerhalb von palustrinen als auch lakustrinen Abfolgen auf. Zusätzlich ist diese Faziesseinheit im Topbereich von Profil Fátima in Wechselfolge vor allem mit Ablagerungen von MF-Typ 4a (Lituoliden-Charophyten-Bioklast-WS/PS) vergesellschaftet.

Für das gesamte Probenmaterial ist ein hoher Tongehalt auffällig, so daß grundsätzlich Kalkmergel vorliegen. Im frischen Bruch besitzen die Vertreter dieses Faziestyps, je nach Lokalität in welcher sie auftreten, eine unterschiedliche Färbung von schwarzgrau bis hell ockerfarben. Trotz der stark mergeligen Ausbildung der Proben kann das Gesteinsgefüge nach der von EMBRY & KLOVAN (1972) erweiterten Klassifikation von DUNHAM (1962) eingeteilt werden. So ist in den meisten Fällen ein offenes Wackestonegefüge ausgebildet. Ein Float- und Rudstonegefüge tritt jeweils nur einmal auf.

Abgesehen von einem hohen Tongehalt sind mehr oder weniger längliche, sich an den Enden teilweise aufspaltende und meistens durch goethitische Eisenverbindungen imprägnierte Lignitstückchen die markantesten Komponenten. Ihre durchschnittliche Größe schwankt zwischen 3,5 mm und 7,5 mm; selten erreichen sie eine maximale Länge von bis zu 50 mm. Zusätzlich kann dispers im Gestein verteilte inkohlte Substanz zur Dunkelfärbung des Gesteins führen. Eine Einregelung des lignitischen Anteils wurde lediglich in einer Probe nachgewiesen.

Charophyten sowie Oogonien treten grundsätzlich, allerdings in schwankender Häufigkeit auf und dominieren das mikrofossile Spektrum. Ostrakoden und etwas häufiger feiner Ostrakodenschill kommen nur untergeordnet vor, obwohl sie in nahezu jeder Probe mit seltenen Einzelindividuen vertreten sind. In wenigen Fällen sind zerbrochene Süßwasseronkoide und phytoklastische Büschel nachweisbar. Die zum Teil eisenimprägnierten Komponenten heben sich durch eine intensive Rotfärbung im Gestein hervor. Im oberen Profilabschnitt Fátimas ergänzen in den lignitreichen Mergeleinschaltungen einzelne sandschalige Foraminiferen das Organismenspektrum. Wie in Ostrakoden-Characeen-WS/PS (MF-Typ 3b) ist der makrofaunale Organismenanteil in dieser faziellen Einheit vernachlässigbar gering. Neben dünnchaligen Süßwassergastropoden treten weitere, teilweise sehr dünnklappige Molluskenfragmente auf, welche ursprünglich von Cyanobakterien-Büschel besiedelt wurden und gemeinsam mit diesen als Klast vorliegen. Im Gegensatz dazu sind sowohl Lithoklasten als auch „Black Pebbles“ im Anschliff häufiger vorzufinden. Neben dem oben bereits erwähnten höheren Tonanteil konnte vereinzelt Quarzsilt innerhalb von „Black Pebbles“ nachgewiesen werden.

#### *Diskussion und Milieuinterpretation*

Beim Interpretationsversuch des Ablagerungsraums muß trotz der vorwiegend auf limnische Bedingungen hinweisenden Merkmale das Auftreten dieser Fazieseinheit im stratigraphischen Verband berücksichtigt werden. So dokumentieren lignitreiche Kalkmergel an der Profilbasis von Vale Verde in Wechsellagerung mit MF-Typ 1c, 2d, 3a und 3b andere Sedimentationsgebiete als die mit randmarinen Fazieseinheiten (MFT 4a) vergesellschafteten in der Abfolge von Fátima.

Da der limnische Charakter der in Vale Verde anstehenden kohligen Einheiten aufgrund des begleitenden mikrofaunalen Organismenspektrums (limnische Cyanophyceen, Süßwasseronkoide, Charophyten, Gyrogonite) außer Frage steht, stellt sich zunächst die Frage, ob diese Ablagerungen in zentralen (pelagischen) Bereichen eines flachen Sees als offen lakustrine Bildung entstanden sind, oder ob es sich um Ablagerungen innerhalb eines Sumpfes, in palustrinen Randbereichen dieses Sees handelt.

Die Bearbeitung der fossilen lignitreichen Ablagerungen läßt verschiedene Interpretationen zu. Eine Möglichkeit ist, daß leichtes Pflanzenmaterial nach dem Absterben mit Hilfe von Strömungen über mehr oder weniger weite Entfernungen transportiert werden konnte. Zusammen mit dem erhöhten Tongehalt könnte dies auf eine Ablagerung in offen lakustrinen und zentralen Seebereichen hindeuten, in denen durch niederenergetische Bedingungen Tontrübe zum Absatz kam (vgl. FREYTET 1984). Teilweise verzahnt diese Fazieseinheit jedoch sowohl mit Bildungen der distal-alluvialen Proximalfazies (MF-Typ 1c) und der parautochthonen Black-Pebble-Lithoklast-Fazies (MF-Typ 2d) innerhalb palustriner Sumpf- und Bodenbereiche als auch mit randlich lakustrinen/palustrinen Faziestypen (3a), so daß ich als Bildungsraum dieser Fazieseinheit einen pflanzenbestandenen Sumpfbereich am Rande eines Sees annehme. Ähnlich ausgebildete lignitreiche Einheiten werden bei GIERLOWSKI-KORDESCH et al. (1991) aus Zentral-Spanien beschrieben. Die größte Übereinstimmung findet sich hierbei mit deren Fazies-Assoziation A, welche sie als Ablagerungen innerhalb eines kleinen Seedeltas an der Mündung eines Kanals deuten, der eine bewachsene Marschlandschaft entwässerte. Gegen eine Ablagerung innerhalb deltatischer Kanalmündungen spricht die mangelnde Einregelung des Pflanzenmaterials wie sie in einem Fließgewässer typisch wäre. Das Fehlen von Austrocknungserscheinungen in den Gesteinen dieses MF-Typs belegt den weitgehend subaquatischen Charakter dieses von Charophyten besiedelten Sumpfbereichs. Vermutlich wurde das terrigene Material in der Tonfraktion aufgrund des Pflanzenbewuchses abgefangen (vgl. MF-Typ 2a), was den hohen Tonanteil im untersuchten Probenmaterial erklärt. Der Süßwassersumpf war nicht nur Akkumulationsraum für abgestorbenes

pflanzliches Material sondern auch Bildungsort für „Black Pebbles“. Das durchwurzelte Substrat wurde mit Hilfe organischer Lösungen schwarz imprägniert, anschließend aufgearbeitet (Wurzeltätigkeit) und verblieb mit hellen Lithoklasten parautochthon am Entstehungsort. Aufgearbeitete Phytoklasten und Onkoidbruchstücke stammen aus benachbarten, randlichen Seebereichen und wurden möglicherweise mittels Sturmereignisse in die Sumpflandschaft eingetragen.

Die oben angeführten lignitreichen Einschaltungen der finalen Profilabschnitte von Fátima sind im Gegensatz dazu zwischen randmarinen, teilweise brackischen Faziesseinheiten von MF-Typ 4a (Lituoliden-Charophthen-Bioklast-WS/PS) eingeschaltet und enthalten zum Teil lituolide Foraminiferen. Längliche Komponenten (z.B. Lignitstückchen) sind hier parallel zur Schichtung eingeregelt und geben dem Sedimentgestein bisweilen einen allochthonen Charakter. Ob die enthaltenen Organismen und Komponenten tatsächlich aus sumpfigen (palustrinen) Süßwasserbereichen stammen ist nicht eindeutig zu klären. So sind die in einem schlechten Erhaltungszustand überlieferten Charophyten zum Teil sicher allochthon, vermochten jedoch nach der Ansicht von SCHUDACK (1993) ebenfalls in brackisch-marinen Arealen zu siedeln. Die mitunter frappierende Ähnlichkeit mit den in Süßwassersümpfen entstandenen lignitischen Kalkmergeln von Vale Verde (s.o.) belegen auch hier den sumpffartigen Charakter des Ablagerungsraums. Die Wechsellagerung mit randmarinen Biomikriten aus Fazieszone 4 sowie das Auftreten von benthischen Foraminiferen machen im Gegensatz dazu ein küstensumpffartiges Sedimentationsgebiet an der Schnittstelle zwischen marinen und terrestrischen Gebieten wahrscheinlich. Charophyten wurden aus lakustrischen Zonen eingeschwemmt, drangen aber wahrscheinlich auch in die von schizohalinen Bedingungen bestimmten Habitate der Küstensumpfreigion vor. Gemeinsam mit umgelagerten und eingeregelt lignitischen Bestandteilen konnten sie sich mit marinen Komponenten vermischen.

#### Caliche/Pisolithe (MF-Typ 2c)

Caliche-Bildungen beschränken sich auf basale Profilabschnitte in Casal de Vale de Ventos, wohingegen PISOIDE in sämtlichen Arbeitsgebieten der Serra dos Candeeiros und dem Plateau von Fátima in unterschiedlicher Häufigkeit nachgewiesen werden konnten. Die auffälligsten pisoidischen Komponenten treten hierbei in der Profilabfolge von Montelo auf. Calicheartige Bildungen sind sowohl mit eisenreichen Mergeln von MF-Typ 1c als auch mit Karbonaten von MF-Typ 2a assoziiert. Pisolithe und pisoidführende Einheiten sind im Gegensatz dazu in einem rein karbonatisch geprägten Umfeld entstanden und finden sich mit eisenreichen Wackestones (MF-Typ 2a) und lakustrinen Cyanophyceen-RS (MF-Typ 3a) vergesellschaftet. Die Anwendung der Gefügedefinitionen von DUNHAM (1962) und von EMBRY & KLOVAN (1972) ist für Caliche problematisch. Im Gelände und im polierten Handstück scheint grundsätzlich ein Rudstonegefüge vorzuliegen, welches jedoch durch die in-situ Ausbildung von Karbonatknollen („Glaebules“) sowie durch circumgranulare Risse lediglich vorgetäuscht wird. In der standardisierten Profildarstellung wird trotzdem ein Rudstonegefüge angegeben; zur Verdeutlichung ist der entsprechende Bankbereich allerdings mit C (Caliche, Calcrete) markiert.

#### Caliche:

Die Caliche erhält durch Eisen partienweise eine rötliche und/oder gelbliche Färbung. Das knollige Gesteinsmaterial wird von 1,0 - 17 mm großen Karbonatknollen („Glaebules“) aufgebaut. Sie sind intensiver gefärbt als die zumeist mikrosparitisch ausgebildete Matrix und von dieser durch circumgranulare Risse getrennt (Tafel 1/Abb. 1, 2). Vereinzelt sind die circumgranularen Hohlräume teilweise durch einen randständigen, weißen Zement ausgekleidet, welcher an einen Meniskenzement erinnert. Zusätzlich werden Matrix sowie karbonatische Einzelknollen von

irregulär verlaufenden Spalten durchzogen. Ein Fossilgehalt fehlt oder ist ausgesprochen gering und wird, sofern der Calichehorizont auf eisenreichen Karbonaten von MF-Typ 2a ausgebildet ist, durch ein planspirales Gastropodengehäuse, seltenen jedoch gut erhaltenen Charophyten und vereinzelt Ostrakodenresten vertreten.

#### Pisolithe:

Pisolithische Bildungen besitzen zumeist ein Pack- bis Grainstonegefüge mit Einzelpisoiden deren Korngröße von 0,3 - 1,9 mm reicht (Tafel 1/Abb. 7). Lokal führen bis zu 29 mm große, pisoidisch umkrustete Süßwasseronkoide zur Ausbildung eines Rudstone-Gefüges, indem die Einzelonkoide als Kondensationskeime für pisoidische Zemente dienen (Tafel 1/Abb. 6). Sie geben die Korngröße der Komponenten vor und nehmen Einfluß auf deren beobachtete gute bis schlechte Sortierung. Die pisoidischen Umkrustungen können sowohl sehr dünne, aus wenigen Lagen bestehende Zemente darstellen, welche eine Cortexdicke von 0,04 bis 0,2 mm erreichen als auch dickere Cortices mit einer Mächtigkeit von 0,5 - 1,0 mm ausbilden. Die konzentrisch entwickelten Einzellagen erreichen eine Maximaldicke von 0,1 mm und bestehen aus feinen Calcitnadeln, welche mit einer Länge von 0,01 - 0,075 mm radial beziehungsweise senkrecht zur Oberfläche des zu umkrustenden Kornes angeordnet sind. Lediglich in einem Exemplar konnte ein dünner mikritischer Saum erkannt werden.

Oftmals ist der Kondensationskeim der PISOIDE möglicherweise mikrosparitisch umkristallisiert und somit nicht mehr zu identifizieren (Tafel 1/Abb. 7). In der Profilabfolge von Montelo jedoch vermitteln pisolithische Einheiten zu Cyanophyceen-RS (MF-Typ 3a), indem der Pisoidkern sehr häufig durch peloidal-thrombolithische Phytoklasten und durch porostromate Süßwasseronkoide gebildet wird (Tafel 1/Abb. 6). Hierbei können zusätzlich ausgesprochen dünne, radial-fibröse Pisoidkrusten innerhalb der Onkoidhülle auskristallisiert sein. Keilförmig und senkrecht zur Pisoidrinde ausgebildete Trockenrisse lassen sich in gleichem Maße nachweisen wie bevorzugt in onkoidischen Cortices parallel zur Oberfläche orientierte, fensterartige Strukturen. Ein häufiges Phänomen von pisoidisch umkrusteten Onkoiden sind mikrotyolithische, konvex-konkave Korngrenzen („pitting marks“).

Weitere Komponenten, welche innerhalb von Pisolithen auftreten können sind Pelloide, die sowohl zerfallenes Cyanobakterienmaterial als auch teilweise unstrukturierte „faecal pellets“ sowie einzelne kleine „Black Pebbles“ darstellen. Ostrakoden, Ostrakodenschill, Charophytenstiele, Oogonien und bioklastisches Molluskenmaterial (Gastropoden, seltene dünnklappige Pelecypoden) treten nur untergeordnet in Erscheinung. Eisen und winziges lignitisches Pflanzenmaterial spielen in diesem Sedimenttyp, im Gegensatz zu anderen Faziesseinheiten (z.B. MF-Typ 1c, 2a, 2b), nur eine untergeordnete Rolle. Bisweilen zeigen pisolithische Gesteinsoberflächen ausgeprägte Sedimentstrukturen mit Wellenrippeln und flach-planaren Schrägschichtungseinheiten.

#### *Diskussion und Milieuinterpretation*

##### Caliche:

Caliche- und Pisoidbildungen werden gemeinsam vorgestellt und interpretiert, da beide in den Untersuchungsgebieten als anorganisch abgeschiedene Präzipitate aus an  $\text{CaCO}_3$  übersättigten Lösungen gedeutet werden. Nach TUCKER & WRIGHT (1992) ist der Begriff Caliche (Calcrete) für alle erdoberflächennah abgeschiedene terrestrische Karbonatakkumulationen gültig. „Pedogene Caliche“ stellt hierbei keinen Boden dar, sondern tritt als Karbonathorizont innerhalb des Bodens auf. Es handelt sich bei diesen Karbonatausfällungen um einen mikritischen bis mikrosparitischen Zement, der einen bestehenden Porenraum füllt, jedoch zusätzlich andere mineralische Substanz ersetzen und verdrängen kann. Die drei Hauptquellen für die Herkunft von  $\text{CaCO}_3$  sind durch Wind eingeblasener Karbonatstaub, welcher nach seiner Auflösung in tiefere Bodenhorizonte transportiert und



erneut abgeschieden wird („per descendum“ Modell nach GOUDIE 1983), karbonatgesättigtes Grundwasser, das im Boden aufsteigt, verdunstet und dadurch die Karbonatfällung in höheren Bodenhorizonten verursacht („per ascendum“ Modell nach GOUDIE 1983) und schließlich die Auflösung eines karbonatischen Ausgangsgesteins im Liegenden des Bodenprofils. Neben der Evapotranspiration und einem geringen primären  $\text{CO}_2$ -Partialdruck im Boden spielen bei der Kalkabscheidung biologische Prozesse mit Hilfe von Bakterien und Pilzen eine wesentliche Rolle.

Die Unterscheidung zwischen sekundär ausgefällten Karbonaten (Caliche) und palustrinen Kalken, welche durch Bodenbildungsprozesse überprägte Primärkarbonate darstellen ist aufgrund der texturellen Konvergenz erheblich erschwert (WRIGHT & TUCKER 1991). So können in beiden Bildungen ähnliche Merkmale in Form von Rhizolithen, circumgranularen Rissen, sowie weiteren durch Austrocknung bedingte Erscheinungen auftreten. ESTEBAN & KLAPPA (1983) fordern deshalb bei der Interpretation solcher Karbonate neben ihrem Auftreten in der vertikalen Abfolge zusätzlich ihre laterale Verzahnung sowie geochemische Daten heranzuziehen und sich nicht allein auf die Gefügemerkmale zu verlassen.

Krustenkalke in Form von Caliche (Calcrete) können auf vielfältige Weise gegliedert werden. Eine rein beschreibende Klassifikation nach dem makroskopischen Erscheinungsbild wird von NETTERBERG (1980), ESTEBAN & KLAPPA (1983) sowie GOUDIE (1983) vorgenommen, wohingegen MACHETTE (1985) eine Gliederung nach den einzelnen Entwicklungsstadien und dem  $\text{CaCO}_3$ -Gehalt vertikal zonierter Calichehorizonte bevorzugt. WRIGHT (1990c), TUCKER & WRIGHT (1990) und WRIGHT & TUCKER (1991) teilen Calichebildungen nach der Mikrostruktur in Alpha- und in Beta-Calcrete ein. Alpha-Calcrete ist hierbei ein anorganisch abgeschiedenes Präzipitat ohne Hinweis auf organische Beteiligung während der Kalkausfällung. Sie zeichnet sich durch eine mikritische bis mikrosparitische Grundmasse, circumgranulare Hohlräume, komplexe Hohlraumgefüge, rhombische Calcitkristalle und durch die Ausbildung von Karbonatknollen („Glaebules“, „Nodules“) aus. Beta-Calcrete weist dagegen auf biogene Aktivität bei der Karbonatabscheidung hin. Sie wird durch *Microcodium*, Rhizolithe, alveolareptales Gefüge, nadelig-fibröses Calcit sowie mikrobielle Filamente bestimmt. Im Gegensatz zu den im vadosen Bereich abgeschiedenen pedogenen Alpha- und Beta-Calcretes können sich nach WRIGHT & TUCKER (1991) rezent Grundwasser-Calcretes im phreatischen Bereich bilden. Fossil sind diese jedoch nicht von pedogenen Calicheformen zu unterscheiden.

Die gelblich-braune Caliche dieses Faziestyps hat nach dem 6-stufigen Reifestadium von MACHETTE (1985) Stufe 3 erreicht und entspricht nach der viergliedrigen Einteilung von ESTEBAN & KLAPPA (1983) der Stufe 2 als knollig ausgebildetes Karbonatpräzipitat. Dieses zeigt nicht alle der oben angeführten Merkmale einer Alpha-Calcrete. Mit dem Auftreten von circumgranularen Rissen, Karbonatknollen sowie einer mikrosparitischen Matrix ist jedoch ein wesentlicher Anteil der geforderten Merkmale erfüllt, und außerdem durch die Abwesenheit biogener Merkmale (*Microcodium*, alveolareptale Strukturen, Rhizolithe) keine Beteiligung von Bakterien und weiteren Pflanzen erkennbar. Verwechslungen mit palustrinen Kalken sind weitgehend ausgeschlossen, da zum einen fossile Wurzelröhren, subcutane Merkmale sowie Marmorierung fehlen und zum anderen eine höhere Fossilkonzentration innerhalb eines pedogen überprägten Primärkalkes zu erwarten wäre. Folglich scheint es sich beim vorliegenden Probenmaterial tatsächlich um eine Alpha-Caliche zu handeln, welche in einem warmen wechselfeuchten Klima als karbonatischer Bodenhorizont aus übersättigter Lösung abgeschieden wurde. Das  $\text{CaCO}_3$  stammte vermutlich aus dem karbonatischen Untergrund, welcher während humider Phasen (Regenzeiten) angelöst wurde. Die Abscheidung erfolgte anschließend während arider Phasen nach dem „per ascendum“-Modell von GOUDIE (1983) aufgrund evapotranspirativer Vorgänge möglicherweise innerhalb des Bodenprofils. Ein wesentliches Merkmal der Caliche ist

ihr brecciöse Erscheinungsbild („subsoil rubble“) (DUNHAM 1969b) sowie ihre gelblich-rötliche Färbung, welche auf Rubefizierung infolge von Bodenbildungsprozessen (GANNSSEN 1965) zurückzuführen ist. Das beobachtete, durch Nodulisation und circumgranulare Risse geprägte Mikrogefüge innerhalb der Calicheknollen entstand durch Quellungs- und Schrumpfungereignisse (Pedoturbation) infolge alternierender Austrocknung und Durchfeuchtung des Substrats. Neben solchen periodischen beziehungsweise episodischen Wechsel im hydrologischen Haushalt sind Meniskenzemente typische Anzeiger für den vadosen Bereich (FLÜGEL 1982).

#### Pisolithen:

Der Ausdruck „Pisoid“ war in der Vergangenheit Gegenstand kontroverser Diskussionen und bleibt bis heute problematisch, da er je nach Bearbeiter entweder rein deskriptiv oder zusätzlich interpretativ verwendet wird. Ursprünglich wurde dieser Begriff für Rindenkörner eingeführt, welche gegenüber ähnlich strukturierten Ooiden einen Durchmesser von  $>2$  mm besitzen (LEIGHTON & PENDEXTER 1962). ESTEBAN (1976) unterschied zwischen „vadosen Pisoiden“, welche im vados-marinen bis -hypersalinaren Ablagerungsraum mit mehr als 10 konzentrischen Einzellagen aus radial-fibrösem Zement gebildet wurden und „Caliche-Pisoiden“ mit weniger als 5 mikritischen Laminae, die durch Bodenbildungsprozesse im vadosen Süßwasserbereich entstanden. „Vadose PISOIDE“ werden bevorzugt als in-situ Bildungen in supratidalen Tümpeln gedeutet, wohingegen „Caliche-PISOIDE“ mittels mikrobieller Prozesse innerhalb des Bodenprofils entstehen und im Zuge von Bodenkriechen hangabwärts bewegt und rotiert werden (TUCKER & WRIGHT 1990). PERYT (1983b) lehnt die Gliederung in „vadose PISOIDE“ und „Caliche-PISOIDE“ von ESTEBAN (1976) ab, da nach seiner Ansicht beide Komponenten im vadosen Bereich gebildet werden und weil vielmehr die Prozesse, welche zur Pisoidbildung führen differenziert werden sollten, als die Art der PISOIDE, die daraus resultiert. Er führte deshalb den Begriff „VADOIDE“ ein, welcher sowohl „vadose PISOIDE“ als auch „Caliche-PISOIDE“ umfaßt.

In der Korngrößenabhängigen Klassifikation für Rindenkörner von PERYT (1983a) nehmen PISOIDE mit 2-10 mm Korndurchmesser eine Zwischenstellung zwischen „Mikroiden“ ( $< 2$  mm) sowie „Makroiden“ ( $>10$  mm) ein. Diese zunächst deskriptive Einteilung der Komponenten erhält im folgenden eine deutlich interpretative Note, indem bei Pisoiden zwischen chemischen Präzipitaten und biogen induzierten Umkrustungen unterschieden wird. Rein aus übersättigter Lösung abgeschiedene, anorganische Komponenten werden nach dieser Gliederung in Ooide, sofern die Einzelkörner im phreatischen Bereich entstanden sind und in „Vadoide“ bei der Bildung von Rindenkörner im vadosen Bereich eingeteilt.

Am Beispiel der Profilabfolge von Montelo erweist sich eine Korngrößenunabhängige Betrachtung der dort auftretenden Rindenkörner ebenfalls als sinnvoll, da diese je nach Profilabschnitt entweder Zentimetergröße erreichen oder eine Korngröße von deutlich  $< 2$  mm aufweisen. Die identische Ausbildung der Zementrinden dürfte dabei auf eine zumindest ähnliche Entstehung hindeuten. Nach der klassischen Gliederung der Rindenkörner würde es sich jedoch einerseits um PISOIDE und andererseits um Ooide handeln, obwohl es sich genetisch offensichtlich um die gleichen Komponenten handelt. Aus strömungsmechanischen Gründen ist die Bildung von Ooiden mit einem Komponentendurchmesser von deutlich über 2 mm nicht möglich, da bei der Bildung der konzentrischen Ooidlagen eine Komponentengröße über 2 mm die geforderte Umlagerung der Einzelkomponenten verhindern würde. Bei radialfibrösen Pisoiden hingegen gibt es keinerlei physikalischen Gründe, die gegen eine Korngröße  $< 2$  mm sprechen würden. Es bietet sich folglich im Falle dieses MF-Typs an, sowohl Komponenten über, als auch unter einer Korngröße von 2 mm einheitlich als PISOIDE zu bezeichnen.

Wie aus der Beschreibung des radial-fibrösen Pisoidzementes ersichtlich (s.o.) handelt es sich bei allen vorliegenden Exemplaren um Einzelpisoide, welche den „vadosen Pisoiden“ von ESTEBAN (1976) im speziellen und den „Vadoiden“ von PERYT (1983b) im allgemeinen entsprechen. In der Profilabfolge von Montelo bildeten sich pisoidische Einheiten jedoch nicht im vados-marinen Ablagerungsraum, wie von ESTEBAN (1976) für radial-fibröse Exemplare gefordert, sondern lassen sich im stratigraphischen Zusammenhang als limnische Bildungen deuten. Im Gegensatz zur Caliche, welche sich aus aufsteigenden Karbonatlösungen abscheiden kann, entstanden radiallyfibröse Pisoidrinden möglicherweise noch frei im limnischen Flachwasser, in welchem sich radial orientierte Einzelkristalle in gleichförmigen Lagen um den gesamten Kondensationskeim anlagerten. Trotzdem läßt sich anhand pisoidisch umkrusteter Süßwasseronkoide und Phytoklasten von MF-Typ 3a ein Verflachungstrend nachweisen. Ein durch hohe Verdunstungsraten sinkender Seespiegel, führte hierbei zwar zur Verringerung des Wasservolumens, hatte jedoch eine Anreicherung und wahrscheinlich eine Übersättigung von  $\text{Ca}^{++}$ -Ionen zur Folge, die die Abscheidung pisoidischer Rinden begünstigte (vgl. BRAITHWAITE 1979). Während bei Caliche die Abscheidung dadurch erfolgte, daß das gesamte Wasser verdunstete und ein Sekundärkarbonat zurückblieb, begann die radiallyfibröse Pisoidabscheidung noch innerhalb der Lösung, indem die enorme ionische Konzentration bei Überschreiten eines bestimmten Schwellenwertes zur, wahrscheinlich raschen, Kristallisation des Zements führten. Somit wäre bei der Caliche-Bildung ein eher kontinuierlicher Vorgang der Karbonatabscheidung vorstellbar, während PISOIDE durch schnelle Zementbildung die Ionen-Konzentration innerhalb der Lösung auf ein Normalmaß senken würde.

Pisoidische Zementrinden innerhalb von Onkoidcortices belegen periodische oder sogar saisonale Klimaschwankungen, wobei die Bildung der Onkoidrinden sowie thrombolithischer Cyanophyceen humide Phasen und pisoidische Zemente aride Zeiträume reflektieren. Schrägschichtungseinheiten sowie seltene Wellenrippeln erhärten die Annahme einer Pisoidbildung in sehr geringer Wassertiefe, möglicherweise unter höherenergetischen Bildungsbedingungen. Hinweise auf einen vadosen Ablagerungsraum sind zwar selten, ein zumindest phasenweises Trockenfallen des Sediments wird jedoch durch senkrecht zur Pisoidoberfläche orientierte Trockenrisse belegt. Die häufig als diagnostisches Merkmal für vadose PISOIDE herangezogenen polygonalen Begrenzungsflächen („polygonal fitting“), die auf eine vadose Kompaktion zurückgeführt werden und wie sie bei DUNHAM (1969) sowie ESTEBAN & PRAY (1983) beschrieben sind, konnten im portugiesischen Probenmaterial nicht nachgewiesen werden. Trotzdem gibt es mit mikrostylolithischen Kornkontakten Hinweise auf Kompaktionsvorgänge nach der Lithifizierung. Wahrscheinlich wurde die Ausbildung dieser Kornkontakte durch das Fehlen einer Grundmasse, welche als Puffer gegenüber der Druckeinwirkung gedient hätte begünstigt (FREYTET & PLAZIAT 1982).

Zusammenfassend läßt sich für Caliche-Bildungen, welche grundsätzlich von palustrinen Karbonaten (MF-Typ 2a) unter- und von terrigenen Mergeln (MF-Typ 1c) überlagert werden ein durch evapotranspirative Vorgänge entstandener Karbonathorizont innerhalb eines Bodens annehmen. Hierbei dienten die Mergel als Barriere für aufsteigende Bodenlösungen, welche zu Trockenzeiten verdunsteten und in einem sekundären Prozeß einen massiven Bodenhorizont abscheiden konnten.

Der Ablagerungsraum der als PISOIDE interpretierten Komponenten wird entweder durch Süßwassertümpel oder durch lakustrine Uferbereichbereiche repräsentiert, welche primär unter dem Einfluß eines Fließgewässers stand und sich oberhalb der Wellenbasis befand. Aufgrund hoher Verdunstungsraten während arider Klimaphasen führte eine zunehmende Ionen-Konzentration innerhalb der noch wassergesättigten Zone zur in-situ Ausbildung radiallyfibröser Zemente. Mit zunehmender Verflachung des Ablagerungsraums gelangten die Komponenten in den vadosen Bereich, womit die Bildung von Trockenrissen einherging.

„Black Pebble“-Lithoklast-WS bis FS/RS (MF-Typ 2d)

„Black Pebble“- und lithoklastdominierte Karbonate bleiben in Vale Verde, Vale da Trave, Casal de Vale Ventos sowie Montelo auf die untere Hälfte der Profilabfolgen beschränkt. Sie treten sowohl innerhalb der palustrinen Basis von Vale Verde als auch von Montelo auf, können jedoch zusätzlich in Wechsellagerung und in Kombination mit brackischen Ablagerungen von Fazieszone 4 und peritidalen Bildungen aus Fazieszone 5 in den Abfolgen von Vale Verde, Vale da Trave, Casal de Vale de Ventos sowie Montelo nachgewiesen werden. Die Gesteine dieses MF-Typs sind bereits im Gelände durch ihr schwarz gesprenkeltes Erscheinungsbild relativ leicht anzusprechen. Sie besitzen in der Hauptsache ein Wacke- und Floatstonegefüge; selten treten dagegen Pack- bis Rudstones hinzu. Sind „Black Pebble“-Lithoklast-Kalke mit randmarinen Faziesseinheiten vergesellschaftet, zeigen sie deutlich ausgebildete, erosive Kontaktflächen mit einem übergangslosen Fazieswechsel zum Liegenden an.

Die Gesteine dieses MF-Typs werden sowohl durch „Black Pebbles“, als auch durch helle Lithoklasten geprägt. Die Färbung der Komponenten ist ausgesprochen heterogen. So sind „normale“ Lithoklasten oftmals hell beigefarben und bisweilen gegen die gleichfarbige Matrix kaum abzugrenzen. Teilweise lassen sie eine braune und rötliche Pigmentierung erkennen. „Black Pebbles“ weisen sämtliche Farbtöne von hellgrau über dunkelgrau bis schwarz auf. Sowohl „Black Pebbles“ als auch Lithoklasten können eckig, kantengerundet oder weitgehend gerundet vorliegen und sind statistisch mit unterschiedlicher Häufigkeit im Gestein verteilt. In den Korngrößen der Sand- bis Kiesfraktion erreichen sie eine maximale Korngröße von 9 mm. In seltenen Ausnahmen ist eine schwache Gradierung der Komponenten zu beobachten. Die Klasten bestehen aus einem mikritischen Karbonat und können Ostrakodengehäuse, Ostrakodenschill, Pelloide sowie kleine Bioklasten enthalten. Hierbei müssen „Black Pebbles“ und Lithoklasten nicht unbedingt dem Gefüge und dem Fossilinhalt des Gesteins, in welches sie eingebettet sind, entsprechen. Bisweilen finden sich im Randbereich der schwarzen Gerölle kreisrunde, karbonatschlammgefüllte und meist um das gesamte Korn verteilte Hohlräume (Tafel 1/Abb. 4). Pelloide sind gegenüber „Black Pebbles“ und Lithoklasten in geringerem Maße vertreten. Sie repräsentieren winziges lithoklastisches Material (Pseudopelloide) oder zerfallenes Mikrobenmaterial (Algenpelloide) und können ebenfalls schwarz imprägniert sein. Weitere auffällige Lithoklasten bestehen aus Einzelvadoiden (vgl. Diskussion bei MF-Typ 2c), welche durch einen Meniskenzement miteinander verbunden sind.

Abgesehen der Schwarzfärbung von abiogenen Klasten können manchmal Bioklasten, Gastropoden, Charophyten sowie Mikrobenklasten schwarz beziehungsweise dunkel gefärbt sein. Als terrigener Detritus tritt selten Quarz, vor allem in Siltkorngröße, und geringe Mengen Lignit auf. Die einzelnen Kohleschmitzen erreichen hierbei eine Länge von bis zu 1,5 mm. Die gleichermaßen seltenen Eisenverbindungen verursachen als Imprägnationen in einigen Lithoklasten eine schwache Rotfärbung oder sind in reduzierter Form als dispers im Gestein verteilter Pyrit nachweisbar.

Die Austrocknung des Sedimentes beziehungsweise sich abwechselnde Durchfeuchtungs- und Austrocknungsereignisse werden durch verschiedene Hohlraumstrukturen dokumentiert. So finden sich neben irregulär im Gestein (Tafel 1/Abb. 4) und teilweise innerhalb von „Black Pebbles“ verlaufenden Schrumpfbeziehungsweise Trockenrissen circumgranulare Hohlräume. Diese sind nicht immer unmittelbar am Kontakt zwischen Komponente und Matrix ausgebildet, sondern verlaufen mit einem geringen Abstand zur Komponente innerhalb der Grundmasse. Sie bewirken die Nodulisation des Gesteins, ein Vorgang, welcher von LEINFELDER (1994a; Abb. 68) als Calichefizierung bezeichnet wurde. Fensterähnliche Hohlraumgefüge sind selten und ausschließlich innerhalb von Phytoklasten nachzuweisen. Ehemalige, möglicherweise erweiterte Wurzelröhren sind senkrecht zur Schichtung orientiert und durch die Anreicherung von „Black Pebbles“ und Lithoklasten markiert

(Tafel 1/Abb. 3). Sie entsprechen den Strukturen, welche von FREYTET & PLAZIAT (1982) und FREYTET (1984) als „Pseudomikrokarst“ interpretiert werden. Schwarze und helle Lithoklasten lassen weder einen deutlichen Versatz und noch einen Transport erkennen und belegen in einigen Fällen die in-situ Breccierung des Gesteinsverbands.

Im Gesteinsaufbau von „Black Pebble“-Lithoklast-FS/RS läßt sich anhand des Fossilinhaltes eine Zweiteilung in limnische und in randmarine Ablagerungen vornehmen. So besitzt der Organismengehalt in Proben aus palustrinen Abfolgen eine limnische Prägung, wohingegen Fossilien aus Gesteinen, welche mit randmarinen oder peritidalen Faziesseinheiten (Fazieszonen 4, 5) vergesellschaftet sind, marinen Charakter dokumentieren. Dies ist in erster Linie an der Ausbildung des phytoklastischen Materials nachvollziehbar. Cyanophyceen aus limnischen Ablagerungsräumen können neben einem peloidal-thrombolithischen Gefüge eine büschelige Wuchsform besitzen und vermögen Dendrolithe *sensu* RIDING (1999) auszubilden. Mikrobenklasten aus randmarinen Bereichen liegen hauptsächlich in peloidal-thrombolithischer Ausbildung, selten in Form stromatolithischer Exemplare vor und sind oftmals mikrosparitisch überliefert. Weitere Unterschiede sind aus der Zusammensetzung des begleitenden Fossilinhaltes erkennbar. So treten in den limnischen Abfolgen überwiegend turbiniforme Gastropoden vom *Viviparus*-Typus sowie planspirale Schneckengehäuse auf. Charophyten sind in dieser Fazies generell vertreten, jedoch in untergeordneter Häufigkeit. Gyrogonite sowie Ostrakoden sind, sofern sie nachgewiesen werden können ebenfalls selten. Der bioklastische Gehalt, abgesehen von den bereits erwähnten Phytoklasten, ist verschwindend gering und wird ausnahmslos von Gastropodenhartteilen repräsentiert.

In Kombination mit randmarinen Ablagerungen treten in diesem MF-Typ häufig Ostrakoden, vereinzelt *Koskinobullina socialis*, lituolide und miliolide Foraminiferen auf. Seltene Hinweise auf Armleuchteralgen sind lediglich durch Gyrogonite überliefert. Die Makrofauna wird durch dünnschalige Pelecypodenklappen sowie nicht näher bestimmbare Gastropoden repräsentiert, welche entweder durch Kompaktionsvorgänge leicht deformiert oder vollständig zerbrochen sind.

#### *Diskussion und Milieuinterpretation*

Die in diesem MF-Typ auftretenden schwarzen Lithoklasten („Black Pebbles“, „cailloux noirs“) sind gemäß STRASSER & DAVAUD (1983) wichtige Anzeiger für Landgebiete oder Landnähe des karbonatischen Ablagerungsraumes und repräsentieren limnische, brackische oder ausnahmsweise flachmarine Ablagerungsmilieus (HÄFELI 1966).

Weitere „Black Pebbles“-Vorkommen aus dem portugiesischen Oberjura sind beispielsweise am Ostrand des Lusitanischen Beckens im Bereich des Ota-Kalkes (LEINFELDER 1987b) und der Montejunto-Plattform (SCHERER 1991; LEINFELDER 1994a), im Süden des Beckens in der Serra da Arrábida (FELBER et al. 1982; LEINFELDER 1983) sowie am westlichen Beckenrand auf dem Plateau von Cesaredas (KLINGEL 1991; eigene Beobachtungen) dokumentiert.

Die Schwarzfärbung des Sediments ist auf die Imprägnierung durch organische Substanz zurückzuführen, welche von Pflanzenmaterial stammt. Das organogene Material infiltrierte hierbei entweder unverfestigte oder lediglich schwach verfestigte Karbonate des Sumpf- und Bodenbereichs (LEINFELDER 1987b). Die Imprägnierung von Karbonaten durch organische Substanz setzt nach STRASSER & DAVAUD (1983) ein anoxisches und leicht alkalines Milieu voraus, mit Eh-Werten unterhalb 0 und pH-Werten oberhalb 7,8. Hierbei führten alkaline und neutrale Aminosäuren zur Umwandlung von Aragonit in Calcit, so daß bei Verringerung des bestehenden Porenraumes die organische Substanz fixiert wurde und oxidativen Vorgängen entzogen blieb. Diese Prozesse liefen bevorzugt in der vadosen Zone oder in phreatischen Süßwasserbereichen ab (op. cit.). Die Schwarzfärbung des Untergrundes erfolgte

wahrscheinlich selektiv, da helle Lithoklasten („White Pebbles“) und „Black Pebbles“ sämtliche farblichen Übergänge von hell-beige bis schwarz aufzeigen und mittels in-situ Brecciiierung aus demselben Substrat entstammen dürften.

Verschiedentlich wurde die organische Infiltration des karbonatischen Untergrundes aufgrund scheinbar fehlender, schwarzgefärbter Ausgangshorizonte in Zweifel gezogen und vielmehr die Hitzeeinwirkung bei ausgedehnten Waldbränden als Ursache der Schwarzfärbung angenommen (zum Beispiel SHINN & LIDZT 1988). Diese Theorie konnte jedoch von LEINFELDER (1994a) am Beispiel der im Montejunto-Gebiet auftretenden schwarzen Gesteinslagen und „Black Pebbles“ widerlegt werden. FELS (pers. Mitteilg.) nimmt anhand südfranzösischer Palustrinabfolgen in der Montagne Noire an, daß die dortigen „Black Pebbles“ konkretionäre in-situ Bildungen um Wurzelröhren darstellen, welche weder einen geschwärtzten Karbonathorizont, noch den Transport aufgearbeiteten Materials voraussetzen. Seine Annahme fußt auf der strömungsmechanischen Tatsache, daß der zumeist assoziierte Karbonatschlamm nicht zusammen mit großen „Black Pebbles“ unter denselben Energieverhältnissen zum Absatz gelangen kann.

Aufgrund der in den Gesteinen dieser Faziesseinheit auftretenden Begleitfossilien lassen sich für die „Black Pebble“-Entstehung verschiedene Bildungs- und Ablagerungsbereiche ableiten. So belegen Süßwasserschnecken, Charophyten, deren Gyrogonite sowie Cyanophyceen, welche dank stark schwankender äußerer Bedingungen (zum Beispiel pH-Wert) im Süßwasserbereich deutliche (büschelige) Calcificationsmuster aufweisen (FELDMANN pers. Mittlg.), einen flachen lakustrinen Ablagerungsraum. Neben der für die Schwarzfärbung geforderten subaerischen Exposition beweisen Landschnecken, aus Vadoiden bestehende Lithoklasten, Trockenrisse sowie circumgranulare Risse und „Mikrokarst“-ähnliche Strukturen ein zumindest phasenweises Trockenfallen und/oder eine Durchwurzelung des sedimentären Unterbaus. Folglich mutierte ein vormals überfluteter randlich lakustriner Bereich durch Verringerung der Seefläche zu einer sumpftartigen Uferandzone, welche saisonalen Durchnässungs- und Austrocknungsphasen unterlag und einen ausgedehnten Pflanzenbewuchs erlaubte. Möglicherweise handelt es sich zum Teil um Pflanzen, deren Reste in lignitführenden Kalkmergeln (MF-Typ 2b) den inkohlten Anteil bilden. Der nicht überlieferte schwarz gefärbte Horizont wurde infolge Durchwurzelung und/oder möglicherweise durch Sturmereignisse aufgearbeitet. Das aufgearbeitete Sedimentmaterial verblieb teilweise parautochthon innerhalb des Süßwassersumpfs, was sich durch Austrocknungserscheinungen, Wurzelspuren und eine in-situ Brecciiierung belegen läßt. Hohlraumstrukturen in den Randbereichen der an Ort und Stelle verbliebenen „Black Pebbles“ gehen möglicherweise auf die wiederholte Einwirkung von durch Wurzeln abgeschiedene Huminsäuren oder direkt auf mechanische Wurzeltätigkeit zurück (Tafel 1/Abb. 4). Der nur geringe Anteil an siliziklastischen Bestandteilen dürfte auf die ausgesprochen distale Lage des Sedimentationsraumes und auf einen Pflanzengürtel innerhalb des Palustrinbereiches, der das siliziklastische Material abfing zurückzuführen sein.

Gesteine mit gut gerundeten Lithoklasten und „Black Pebbles“, die in Wechsellagerung mit offen-lakustrinen Karbonaten von MF-Typ 3b (Ostrakoden-Characeen-WS/PS) auftreten, wurden vermutlich durch Sturmereignisse oder aufgrund von Strömung in sublittorale Bereiche des Sees transportiert und zeigen weder Austrocknungserscheinungen noch Hinweise auf Durchwurzelung.

„Black Pebble“-reiche Karbonate treten jedoch nicht nur parautochthon in limnischen Karbonatsümpfen und als allochthone Bildung in offen lakustrinen Ablagerungsmilieus auf. Sie sind zusätzlich in Vergesellschaftung mit randmarinen Sedimentiten in den Profilabfolgen von Vale Verde, Vale da Trave, Casal de Vale de Ventos und Montelo nachzuweisen. Vor allem aufgearbeitete zum Teil mikrosparitisch überlieferte thrombolithische Phytoklasten mit Birdseye-ähnlichen Fensterstrukturen und Ostrakoden entstammen aus intertidalen bis supratidalen

Ablagerungsbereichen. Dabei diente das pflanzliche Cyanophyceanmaterial als Nahrungsgrundlage für Ostrakoden und wurde von diesen abgeweidet (vgl. Diskussion Cyanophycean-Boundstones (MF-Typ 5a)). Darüberhinaus wird *Koskinobullina socialis* von LEINFELDER et al. (1993b) und von SCHMID (1996) als ein vor allem in inneren Rampenbereichen auftretender Organismus interpretiert. Ihre hyalin-calcitischen Kammernwände, welche durch zahlreiche Radialporen durchsetzt sind, veranlaßten bereits REYLE (1994) dieses Fossils zu den rotaliiden Foraminiferen zu stellen. Eine ausführliche Diskussion über die systematische Stellung von *Koskinobullina socialis* findet sich bei SCHMID (1996), der sie mit Vorbehalt ebenfalls zu den Foraminiferen stellt. Weitere, sporadisch auftretende Exemplare von benthischen Foraminiferen (Lituolide, Miliolide) belegen zusätzlich eine Ablagerung in flachmarinen Fazieszonen mit möglicherweise schwankender Salinität. Einen schwachen Hinweis auf limnische Einflüsse liefern Gyrogonite. Da jedoch die Pflanzenstiele nicht überliefert sind, ist davon auszugehen, daß ein längerer Transport der Bestandteile dieser Süßwasseralge stattgefunden hat, den lediglich ihre verkalkten und wesentlich stabileren Reproduktionsorgane überstanden haben. Demzufolge dürfte es sich in diesem Fall um allochthone Einschwemmungen von Gyrogoniten aus dem limnischen in den randlich marinen Ablagerungsraum handeln. Die Infiltration des karbonatischen Sediments durch organische Substanz ist auf Mangrove-Pflanzen zurückzuführen, welche in peritidalen, küstensumpffartigen Bereichen, möglicherweise auch in schnell verlandenden Tümpeln des Gezeitenbereichs (FELBER et al. 1983) siedelten. Gezeiten, Brandung sowie Stürme arbeiteten sowohl schwarz gefärbte Karbonathorizonte des Küstensumpfs, nicht organisch infiltriertes karbonatisches Sediment als auch Ostrakoden und Mikrobenmatten auf und transportierten sie in benachbarte peritidale oder sogar subtidale Sedimentationsgebiete. Eine erosive Kontaktfläche zum Liegenden sowie normale Gradierung mit einer Abnahme des Auswaschungsgrades nach oben lassen wenigstens phasenweise eine durch Stürme induzierte tempestitische Ablagerung annehmen.

Anhand der Diskussion lassen sich innerhalb dieses MF-Typs drei verschiedene Bildungs-/Ablagerungsbereiche für „Black Pebble“-dominierte Gesteine gegeneinander abgrenzen:

- parautochthone Bildung innerhalb palustriner Sumpf- und Bodenbereiche
- allochthone Entstehung in offen-lakustrinen Zonen eines Sees
- allochthone Black-Pebble-Ablagerung in randmarinen eventuell leicht hyposalinen Buchten sowie in Gezeitenbereichen.

### 3.1.3 Lakustrine Faziesseinheiten (FZ 3)

#### Lakustrine Cyanophycean-FS/RS/BS (MF-Typ 3a)

Diese Faziesseinheit tritt lediglich in den unteren Profilabschnitten von Vale Verde und Montelo mit nur geringer Häufigkeit auf. Auf der Westflanke der Serra dos Candeeiros (Casal de Vale de Ventos) und in Vale da Trave ist sie dagegen nicht entwickelt.

Die grau-braunen Karbonate werden von Mikroben (Cyanobakterien) bestimmt, welche in zum Teil gesteinsbildender Häufigkeit auf drei verschiedene Weisen organisiert und überliefert sind:

- als Onkoide (Rudstone)
- als Thrombolithe/peloidale Stromatolithe (Bindstone)
- als Phytoklasten ((Wacke-) und Floatstone)

In den Onkoiden besteht der Kern mehrheitlich aus peloidal aufgelösten Cyanobakterien, wie sie in LEINFELDER (1985) als Morphotyp von coccoiden Algen/Bakterien beschrieben wurden. Diese sind nach SCHMID (1996) generell für die peloidale Ausbildung von Thrombolithen verantwortlich. Auch der Onkoid-Cortex besitzt überwiegend ein

thrombolithisch-peloidales Mikrogefüge, welches ihm häufig ein spongiöses Aussehen verleiht. Senkrecht zur Oberfläche orientierte Trockenrisse können sowohl den Cortex, als auch den Kern der Komponenten durchziehen. Ähnlich strukturierte Onkoide sind aus dem portugiesischen Ober-Kimmeridgium bei Alenquer (LEINFELDER 1985) sowie aus dem quartären Sauerwasserkalk bei Stuttgart (KOBAN 1993) beschrieben.

Die Onkolithe aus der Profilabfolge von Montelo enthalten große Einzelonkoide und sind vereinzelt flach-planar schräggeschichtet. Kompaktionsvorgänge führten hierbei zur Ausbildung konvex-konkaver Drucksuturen zwischen den Komponenten (Tafel 1/Abb. 6). Unter Berücksichtigung der zehn größten Onkoide im Handstück errechnet sich eine maximale Durchschnittskorngröße von 14,2 mm, wobei die größten Exemplare bis zu 29 mm durchmessen können. Wie bereits in Kapitel 3.1.2 ausführlich beschrieben und diskutiert, verlaufen dünne, nur aus wenigen Lagen bestehende Pisoidzemente sowohl innerhalb als auch auf der Oberfläche der Onkoidrinden (Tafel 1/Abb. 6). Sie leiten zu pisolithischen Faziesseinheiten (MF-Typ 2c) des Palustrinbereichs über. Kleine Einzelpisoide sind in seltenen Fällen auch in der Grundmasse vorhanden.

Während büschelartige Bakterien in Onkoiden die Ausnahme bilden, sind sie als zusätzliche Strukturen innerhalb von thrombolithischen und peloidal-stromatolithischen Bindstones in verschiedener Ausbildung deutlich zu erkennen. Der Zerfall einzelner Cyanobakterienbüschel kann zum peloidalen Aufbau der Strukturen beitragen (vgl. auch KOBAN 1993). In Anlehnung an LEINFELDER (1985) konnten verschiedene Morphotypen voneinander unterschieden werden. Am häufigsten tritt der *Dichothrix*-Morphotyp auf, gefolgt vom *Phormidium incrustatum*-Morphotyp A und schließlich vom *Scytonema/Calothrix*-Morphotyp A. Die einzelnen Morphotypen weisen häufig graduelle Übergänge auf und lassen sich im vorliegenden Probenmaterial nur schwer gegeneinander abgrenzen. Innerhalb der biogenen Krusten treten entweder irregulär geformte Fenster oder längliche, parallel zur Schichtung orientierte Hohlräume auf. Einige sich nach oben erweiternde Trockenrisse können die mikrobiellen Lagen in kleine Einzelscherben zergliedern.

Phytoklasten bestehen zumeist aus aufgearbeitetem Mikrobenkrustenmaterial, seltener aus umgelagerten Onkoidbruchstücken. Sie zeigen ebenfalls bevorzugt thrombolithische Mikrogefüge, wohingegen büschelige (dendrolithische) Formen nur untergeordnet auftreten.

Das begleitende mikrofossile Organismenspektrum setzt sich aus seltenen schlecht erhaltenen Characeenstielen, Oogonien und Ostrakodengehäusen zusammen. Gastropoden vom Typ *Gyraulus* und turbiniforme Gastropodengehäuse bestimmen die Makrofauna. Extrem dünnklappige ?Pelecypodenreste sind ausgesprochen selten und dienen als Besiedlungsgrundlage für mikrobielle Krusten.

Peloide entstanden wahrscheinlich durch den Zerfall von Mikrobenmaterial und sind in den Zwickeln zwischen größeren Komponenten von onkoidischen Rudstones angereichert. Rötliche Lithoklasten, auf deren Oberfläche ebenfalls ein dünner Pisoidsaum auskristallisiert sein kann, treten gemeinsam mit „Black Pebbles“ in unterschiedlicher Häufigkeit auf. Lignitische Bestandteile sind in Form mikroskopisch kleiner Schmitzen dispers im Gestein verteilt. Seltene circumgranulare Risse („curved cracks“ nach FREYTET & PLAZIAT (1982)) zeigen schwache Affinitäten zu MF-Typ 2c (Caliche/Pisolithe) und 2d („Black Pebble“-Lithoklast-FS/RS).

#### *Diskussion und Milieuinterpretation*

Dieser Mikrofaziestyp wechselt sowohl mit offen lakustrinen als auch mit palustrinen Faziestypen und weist eine Reihe von Merkmalen beider Faziesräume auf. Der nicht-marine Charakter der Onkoide und der bakteriellen Krusten läßt sich aus der Vergesellschaftung mit Charophyten und limnischen Gastropoden sowie dem Fehlen von marinen Organismen ableiten. Sowohl krustose Lagen als auch Onkoide bildeten sich dabei aufgrund der photosynthesebetreibenden Cyanobakterien im lichtdurchfluteten Flachwasser.



Peloidale Mikrogefüge sowohl in Onkoiden als auch in mikrobiellen Lagen werden von KOBAN (1993) als kryptogene Mikrobenstruktur bezeichnet, wobei er die Bildung teilweise auf den Zerfall des *Dichothrix*-Morphotyps zurückführt, aufgrund der perlschnurartigen Anordnung der Einzelpeloide jedoch hauptsächlich eine mikrobielle in situ-Entstehung dieser Strukturen annimmt. Auch LEINFELDER (1985) und SCHMID (1996) machen coccoide Cyanobakterien beziehungsweise coccoide heterotrophe Bakterien für die Ausbildung thrombolithischer Strukturen verantwortlich. Anhand der orientierten Anordnung der Peloide ist im vorliegenden Probenmaterial ebenfalls von einer organogenen in-situ Bildung der thrombolithischen Strukturen durch coccoide Bakterien auszugehen. Im Querschnitt der fächerförmig divergierenden Büschel von Cyanobakterien wird ein peloidales Gefüge jedoch nur vorgetäuscht und erschwert eine Unterscheidung von „echten“ thrombolithischen Strukturen.

Einige rezente Vertreter der in der Mikrofaziesbeschreibung verwendeten Morphotypen werden in der Bestimmungsliteratur kontrovers diskutiert, wobei verschiedene Gattungs- und Artnamen für denselben Organismus synonym Anwendung finden (HUMM & WICKS 1980; FELDMANN pers. Mitteilg.). Ich möchte in diesem Zusammenhang darauf hinweisen, daß äußere Umweltfaktoren auf das Calcifikationsmuster größeren Einfluß nehmen dürften, als die biologisch vorgegebenen Wuchsformen. Eine seriöse Gliederung auf Gattungs- und Artebene der sich je nach Schnittlage oder Erhaltungszustand mehr oder weniger entsprechenden fossilen Morphotypen, deren Einteilung auf verschiedenen Calcifikationsmustern rezenter Cyanobakterien fußt, scheint mir daher zur Zeit nur bedingt möglich zu sein. Ich verzichte daher auf die weitere Verwendung dieser Morphotypen und werde im folgenden lediglich zwischen thrombolithischen, peloidal stromatolithischen und büschelförmig dendroiden Strukturen unterscheiden. Trotzdem wäre eine zuverlässige Nomenklatur wünschenswert, da sich anhand rezenter Beobachtungen bereits auf Ordnungsebene verschiedene Lebensweisen ableiten lassen und Rückschlüsse auf den Lebens- und Sedimentationsraum zulassen. So besitzen Cyanophyceen der Ordnung Nostocales, zu welchen z.B. *Scytonema* und *Rivularia* gehören Akineten und Heterocysten, während den Vertretern der Ordnung Oscillatoriales diese Zellen fehlen. Hierbei ist es die Aufgabe der Heterocysten Luftstickstoff zu binden, während Akineten Reservezellen darstellen, mit denen Cyanobakterien längere Perioden schlechter Umweltbedingungen (z.B. Trockenphasen) überleben können (VAN DEN HOEK et al. 1993).

Die große Variabilität an Faziesräumen mit limnischer über hypersalinare bis hin zu randlich mariner Prägung, wie sie LEINFELDER (1985) für verschiedene Morphotypen oder Morphotyp-Assoziationen annahm kann für diesen Sedimenttyp nicht bestätigt werden. Vielmehr handelt es sich hier um verschiedene büschelförmige Cyanobakterien, welche aus einem homogenen, limnischen Ablagerungsraum mit nur geringen Salinitätsschwankungen stammen. Die ausgesprochen deutliche Verkalkung der Filamente deutet hierbei nicht auf einen bestimmten Organismtypus hin, sondern läßt sich auf die in Seen sehr instabilen biochemischen Verhältnisse zurückführen (z.B. schwankender pH), welche von außen auf die Cyanobakterien einwirken (FELDMANN pers. Mitteilg.). Hinweise auf hypersalinare Phasen oder auf marine Einflüsse während der Bildung der cyanophyceendominierten Karbonate gibt es nicht.

Da Cyanobakterien-Büschel vorwiegend innerhalb von thrombolithischen und peloidal-stromatolithischen Lagen auftreten, wohingegen sie in onkoidischen Bildungen und Phytoklasten nahezu fehlen, dürften die Energieverhältnisse innerhalb des Lebensraums die Hauptrolle spielen. Offensichtlich würden feingliedrige Bakterienbüschel, welche einer höheren und/oder gerichteten Strömung ausgesetzt sind sofort zerbrechen und wären kaum fossilisierbar. Auch SCHÄFER & STAPF (1978) fordern für die Bildung von Cyanophyceenkalken neben photischen Verhältnissen im Uferrandbereich geringe Sedimentationsraten und eine geringe Wellenenergie, wobei letztere bisweilen etwas erhöht sein kann. So deuten schräggeschichtete Onkoide auf einen etwas höherenergetischen Ablagerungsraum hin, während thrombolithische und stromatolithische Lagen mit einzelnen

überlieferten bakteriellen Büscheln ruhige, höchstens schwach wellenbeeinflusste Bildungsbedingungen dokumentieren. Tatsächlich wird oftmals angenommen, daß Onkoide eine gewisse Strömung erfordern, um unter mehrmaligem Drehen eine konzentrische Hülle ausbilden zu können (z.B. TUCKER & WRIGHT 1990). Diese Umlagerungsvorgänge hätten jedoch büschelige Filigranstrukturen unter der Eigenlast der Komponente und durch erosive Einwirkung während der Rotation zerstört. Auf eine erhöhte Strömungsenergie weisen zusätzlich die zwischen Onkoiden angereicherten Peloiden hin, welche durch partielle Disintegration von coccoiden Cyanobakterien-Knollen oder von zuvor gebildeten Lagen einer Onkoidhülle entstanden sind. Eine in-situ Bildung der Onkoide kann ausgeschlossen werden, da ein polares Wachstum mit deutlicher einseitiger Verdickung an der Onkoidoberseite, wie sie LEINFELDER & HARTKOPF-FRÖDER (1990) an Süßwasseronkoiden des Mainzer Beckens beschreiben, nicht nachgewiesen wurde. Die Onkoide sind vielmehr mit einem vollständigen und einheitlich dicken Cortex ausgebildet.

Hohlräume innerhalb von Mikrobenlagen entstehen häufig durch Gasentwicklung, wie sie beim Zerfall von organischer Substanz entwickelt wird, können aber auch auf Schrumpfporenbildung infolge von Austrocknungsereignissen zurückgeführt werden (z.B. FLÜGEL 1982). Gemeinsam mit von Mikrobenkrusten überspannten Hohlräumen dokumentieren sie eine frühe Lithifizierung der krustösen Strukturen.

Nach FREYTET (1984) bilden sich Stromatolithe und Onkoide in randlichen Seezonen, Onkoide können zusätzlich fluvialer Entstehung sein und innerhalb von Fließrinnen ebenfalls in lakustrine Randbereiche transportiert werden. TUCKER & WRIGHT (1992) nehmen für die Onkoidbildung in Süßwasserseen flache, wellenbewegte Seezonen an, welche deutlich exponierter liegen als die von Charophyten besiedelten, niederenergetischen Bereiche.

Nach der oben durchgeführten Diskussion gilt ein randlich litoraler Ablagerungsraum bei der Bildung dieses Sedimenttyps als wahrscheinlich. Peloidale Stromatolithe und thrombolithische Mikroben siedelten zusammen mit büschelförmigen Cyanobakterien in randlichen Bereichen eines Sees. Episodische, möglicherweise sturmgenerierte Bewegtwasserphasen führten zur Aufarbeitung der biogenen Lagen. Büschelige Strukturen wurden dabei vollständig zerstört, so daß vorwiegend thrombolithisch strukturierte Phytoklasten in benachbarte Sedimentationsgebiete gelangten, um dort gemeinsam mit ebenfalls aufgearbeiteten Lithoklasten und „black pebbels“ abgelagert zu werden (vgl. MF-Typ 3b). Die Onkoide dieser Fazies dagegen belegen aufgrund von planaren Schrägschichtungseinheiten die Entstehung in einer Fließrinne oder im Bereich einer Flußmündung.

Der Ablagerungsraum wurde zumindest teilweise infolge saisonal bedingter Seespiegelfluktuationen in einem wechselfeuchten Klima mit jeweils ausgeprägten Trocken- und Regenzeiten überprägt. Mikrobenlagen und Onkoide stellten hierbei Bildungen der Regenzeiten dar, welche einen hohen Seespiegel bewirkten, wohingegen pisoidische Umkrustungen auf aride Phasen mit sinkendem Seespiegel beschränkt blieben, als sich die Ionenkonzentration infolge evapotranspirativer Prozesse im Seewasser erhöhte (vgl. Kap. 3.1.2, MF-Typ 2c). Alternierende Pisoid- und Onkoidlagen unterstreichen den saisonalen Charakter sich ständig wiederholender Trocken- und Regenzeiten während der Komponentenbildung. Bei länger andauernder Trockenzeit und sich verkleinernder Seeoberfläche tauchten anschließend die vormals subaquatischen Bereiche unter Bildung von Trockenrissen, circumgranularen Rissen und Austrocknungshohlräumen auf.

Der Cyanophyceen-FS/RS/BS weist somit sowohl eine randlich lakustrine, als auch eine palustrine Prägung auf und dokumentiert einen komplexen, hochvariablen Ablagerungsraum, der unter starkem Einfluß des Klimas stand. Schon geringe Seespiegelschwankungen in einem flachen Bildungsraum führten zur Überflutung oder zur Exposition großer Areale.

### Ostrakoden-Characeen-WS/PS (MF-Typ 3b)

Ostrakoden-Characeen-WS/PS treten in den Profilabfolgen von Vale Verde, Casal de Vale de Ventos und Montelo innerhalb der basalen Profildrittel auf. Als dünne Einschaltungen finden sie sich zusätzlich in stratigraphisch höheren Niveaus mit peritidalen Ablagerungen aus Fazieszone 5 vergesellschaftet.

Die Gesteine besitzen in der Hauptsache ein Wackestone-Gefüge. Schlierige Komponentenreicherungen (Packstones) und die heterogen wolkige Strukturierung des mikritischen Matrixanteils sind auf die wühlende Tätigkeit endobenthisch lebender Organismen zurückzuführende Phänomene. Schichtparallele Anreicherungen eingespülter Organismenhardtteile (z.B. Characeen, Oogonien) erzeugen Schuttlagen mit einem Packstone-Gefüge.

Der Fossilinhalt wird im wesentlichen von Mikroorganismen geprägt. Hierbei treten Characeenstielglieder in wechselnder Häufigkeit (selten bis häufig) in sowohl gutem als auch sehr schlechtem Erhaltungszustand auf. Bereichsweise zeigen dünnwandige Algenhalli eine nur schwache Verkalkung der Pflanzen an. Ihre verkalkten Reproduktionsorgane (Gyrogonite), welche bereits im unbearbeiteten Handstück auffällige Florenelemente darstellen sind sehr häufig und zumeist unzerstört überliefert (*Porochara jaccardi*, *Porochara fusca* und *Aclistochara* sp.) (Tafel 1/Abb. 8). Des Weiteren tragen teils seltene teils massenhaft auftretende Ostrakoden und feiner Ostrakodenschill wesentlich zum Gesteinsaufbau bei. Biomorphe Ostrakodenindividuen sind im Handstück zumeist durch kleine sparitische Bereiche markiert, welche den von der Schale umschlossenen und auskristallisierten intrapartikulären Hohlraum darstellen. Durch Karbonatschlamm partiell verfüllte Organismenhohlräume (Ostrakoden, Gyrogonite, Zentralkanäle von Charophyten) lassen mitunter „fossile Wasserwaagen“ erkennen. Thrombolithische Mikrobenklasten und einzelne Bruchstücke von Süßwasseronkoiden runden das mikrofossile Spektrum ab.

Planspiraler bis sub-planspiraler (exzentrischer Nabel) Gastropodenschutt zeichnet sich durch auffällig dünnschalige Gehäuse aus und kommt in fast jeder Gesteinsprobe mit durchschnittlicher Häufigkeit vor. Weitere Makrofossilien sind selten und werden von extrem dünnklappigem Pelecypodenschill und nicht näher bestimmbar Bioklasten vertreten.

Abiogene Komponenten (Peloide, Intraklasten, „Black Pebbles“) und lignitische Bestandteile wirken am Aufbau der Biomikrite kaum mit. Winzige Kohleschmitzen bleiben dabei ausschließlich auf bioturbate Strukturen beschränkt. Sowohl an Organik gebundene als auch dispers im Gestein verteilte, selten pseudomorph nach Pyrit ausgebildete Eisenverbindungen erinnern an eisenreiche Karbonate von MFT 2a, dürfen jedoch nicht mit den dort auftretenden Imprägnationen verwechselt werden.

### *Diskussion und Milieuinterpretation*

VAN DEN HOEK et al. (1993) beschreiben rezente Charophyten hauptsächlich als Süßwasserbewohner, welche in stehenden, durchlichteten Teichen und Seen siedeln. Für ihre Verbreitung spielen als limitierende Öko-Faktoren die Salinität, der Sauerstoffgehalt, die Beschaffung des zu besiedelnden Substrats sowie der Wasserchemismus die entscheidende Rolle (SCHUDACK 1993). Charophyten können ausgedehnte Algenrasen bilden und bevorzugen ein schlammiges bis sandiges Substrat (FLÜGEL 1978), in dem sie mit Rhizoiden verankert sind. Laut SCHNEIDER et al. (1983) stellen Charophyten innerhalb des Attersees/Österreich, im Gegensatz zu Onkoiden, die typischen Weichbodenbewohner des tieferen und somit wellengeschützten Sublitorals dar. Die relativ feingliedrige Pflanzenmorphologie setzt einen niederenergetischen Lebensraum voraus, wobei durch episodisch höhere Wasserenergie (beispielsweise Stürme) eine rasche Desintegration des Pflanzenkörpers einsetzt und Charophyten zur wesentlichen Bildung von Karbonatschlamm beitragen. Nach TUCKER & WRIGHT (1992) wirken Charophyten

zusätzlich als Sedimentfänger, indem die Wasserzirkulation im Bereich von Algenrasen auf null herabgesetzt wird und feiner Karbonatschlamm zum Absatz kommen kann.

Einen Großteil der schlammigen Matrix dürften in den untersuchten Proben dieser Fazieseinheit mechanisch zerriebene Charophyten darstellen, welche mit wesentlich geringerer Konstanz auftreten, als die grundsätzlich mit ihnen vergesellschafteten Gyrogonite. Eingeregelt, relativ gut erhaltene Charophyten deuten auf einen gewissen Transport der Pflanzen hin. Eine Umlagerung über größere Entfernung kann aufgrund der Fragilität der Organismen ausgeschlossen werden. Im Gegensatz zur Pflanze sind ihre verkalkten Reproduktionsorgane gegenüber mechanischer Einwirkung wesentlich widerstandsfähiger und können aus diesem Grund längere Transportwege unbeschadet überstehen. Infolge ihrer relativ hohen Stabilität und ihres sehr geringen Eigengewichts lassen sich daher Gyrogonite über weite Strecken verfrachten und finden sich oftmals als Einspülungen in marinen Abfolgen wieder. Die Annahme von FREYTET (1984), daß sich Characeenstiele und Oogonien in karbonatischen Seeablagerungen ausschließen, wird durch das häufige gemeinsame Vorkommen beider Komponenten in diesem MF-Typ widerlegt.

Da rezente Characeen als Süßwasserbewohner beschrieben sind, werden sie im allgemeinen als dankbare Faziesfossilien kritiklos dem limnischen Bereich zugeordnet. Diese Betrachtungsweise erscheint jedoch als zu vereinfacht, da FEIST & GRAMBAST-FESSARD (1984) anhand des Calcifikationsmusters für bestimmte Charophyten (*Musacchiella douzensis*, *M. palmeri*) aus dem europäischen Mitteljura einen brackischen Lebensraum ableiten. Auch SCHUDACK (1993) führt eine Reihe von Beispielen an, nachdem Charophyten im Paläozoikum durchaus in marinen Bereichen siedelten. Er beschreibt außerdem rezente Vertreter, welche innerhalb eines größeren Salinitätsspektrum zu existieren imstande sind. Er hält daher die weitverbreitete Interpretation von geringmächtigen Oogonieneinschaltungen innerhalb postpaläozoischer mariner Abfolgen als grundsätzlich im Süßwasser abgelagert für übereilt. Nach seinen Analysen mit Hilfe der Begleitfauna reicht das Salinitätsspektrum der von ihm untersuchten fossilen Charophyten von limnisch-oligohalin (0-3‰) bis teilweise brachyhalin (16-30‰). Auch die im Probenmaterial nachgewiesenen *Porochara*-Arten gelten überwiegend als relativ salinitätstolerant und konnten nicht nur im reinen Süßwasser, sondern ebenfalls im Brackwasser gedeihen (SCHUDACK 1996). Lediglich *Porochara fusca* und *Aclistochara* sp. weisen etwas stärker auf limnische Verhältnisse hin (SCHUDACK pers. Mitteilg.).

Trotz aller berechtigten Vorbehalte deutet das Auftreten dieses Mikrofaziestyps im stratigraphischen Kontext, das Fehlen von marinen Organismen sowie das assoziierte Faunen- und Komponentenspektrum nicht auf brackische oder gar rein marine Verhältnisse hin. Ostrakoden stellen im Bereich der Sra. dos Candeeiros und auf dem Plateau von Fátima bezüglich ihrer Salinitätsansprüche fazielle Durchläufer dar und lassen erst bei der Berücksichtigung weiterer Kriterien Rückschlüsse auf den Ablagerungsraum zu (vgl. Fazieszonen 4 & 5). AZEREDO et al. (1998) beschreiben jedoch Süßwasserostrakoden aus den unteren Profilabschnitten bei Vale Verde. Das seltene Auftreten von Süßwasseronkoiden und von als Süßwasserbildungen interpretierten und aufgearbeiteten Mikrobolithen, wie sie typisch für MF-Typ 3a sind, sind ein Hinweis auf die episodische Aufarbeitung eines randlich lakustrinen Lebens- und Ablagerungsraumes, wobei ein Teil des aufgearbeiteten Materials in zentrale Seebereiche transportiert wurde (vgl. MF-Typ 3a, Cyanophyceen-FS/RS/BS). „Black Pebbles“ und mikritische Intraklasten spiegeln ebenfalls die Aufarbeitung und Umlagerung eines randlichen zum Teil subaerisch exponierten und durchwurzelten Untergrundes wider. Auch planspirale Gastropoden, welche anhand ihrer Gehäusemorphologie lediglich als allochthoner Eintrag in marine Lebensbereiche gelten dürften, unterstreichen die limnische Natur des Ablagerungsraumes.

Die in den Karbonaten nachgewiesenen Eisenverbindungen dürfen nicht als die bei MF-Typ 2a diskutierten pedogenen Erscheinungsformen (Marmorierung, subcutane Merkmale) mißverstanden werden. Zum einen fehlen zusätzliche Phänomene wie Trockenrisse und begleitende Wurzelröhren, zum anderen ist Brauneisen pseudomorph nach Pyrit ausgebildet und an organische Hartteile gebunden. Es ist wahrscheinlich überwiegend durch die sulfidische Reduktion aus organischem Material entstanden.

Als zusammenfassende Interpretation des Bildungsbereichs von Ostrakoden-Characeen-WS/PS läßt sich aus der Summe der Einzelkriterien ein niederenergetischer offen-lakustriner Ablagerungsraum annehmen, welcher aufgrund guter Durchlüftung Bioturbation zuließ und einer reichen Charophytenflora die Besiedlung flacher Seezonen innerhalb der photischen Zone ermöglichte. Episodische Sturmereignisse führten hierbei bisweilen zur Aufarbeitung der Charophytenrasen, welche nach nur kurzem Transport in der Nähe ihres ursprünglichen Lebensraumes abgelagert oder völlig zu Karbonatschlamm zerrieben wurden. Diese Ereignisse führten gleichermaßen in ufernahen Randzonen des Sees zur Zerstörung und Mobilisierung von Mikrobenmatten und Onkoiden sowie zur Aufarbeitung von durchwurzelten Sumpfkarbonaten. Ähnliche, als offen-lakustrin gedeutete Faziesbereiche sind aus dem Purbeck Nord-Spaniens bei PLATT (1989b, c) beschrieben und abgebildet. Folgerichtig stellt dieser Sedimenttyp die distale, offen-lakustrine Faziesentwicklung zu eisenimprägnierten Wacke-/Packstones (MFT 2a) und Cyanophyceen-FS/RS/BS (MF-Typ 3a) innerhalb eines flachen Sees dar, welche in ihrer typischen Ausbildung keinerlei Hinweise auf Auftauchphasen oder Bodenbildungsprozesse zeigt. Ähnlichkeiten im Komponenten- und Fauneninhalt mit eisenreichen Karbonaten von MFT 2a rühren daher, daß Ostrakoden-Characeen-WS/PS bei Seespiegeltiefständen das Ausgangssubstrat für die Herausbildung von MFT 2a lieferten, das durch Bodenbildungsprozesse überprägt wurde. Dabei korrelieren Seespiegelhochstände nach ausgedehnten Regenfällen mit offen-lakustrinen Biomikriten von MF-Typ 3b.

Bei der Interpretation dieser Fazieseinheit muß vor allem zwischen Ablagerungen eines episodischen Tümpels, welcher sich innerhalb eines distal alluvialen Umfeldes (Überschwemmungsebene) entwickelt hat und „echten“ Seeablagerungen eines dauerhaften Seebereichs unterschieden werden. Als wichtiges Kriterium kann sowohl die Mächtigkeit als auch das Auftreten im stratigraphischen Zusammenhang hilfreich sein. So stellen dünne Einschaltungen dieses MF-Typs innerhalb eisenreicher Mergel (MFT 1c) sicher episodische Süßwassertümpel als Bestandteil von Überschwemmungsebenen dar, wohingegen eine relativ mächtige Abfolge von Ostrakoden-Characeen-WS/PS einen perennierenden Seebereich reflektieren. Zusätzlich auftretende Ablagerungen offen lakustriner Prägung innerhalb peritidaler Abfolgen belegen hierbei einen episodischen Küstentümpel, welcher hauptsächlich durch Niederschläge während Regenzeiten gespeist wurde.

#### 3.1.4 Restrikt lagunäre und randmarine Fazieseinheiten (FZ 4)

Randmarine Faziesbereiche nehmen eine räumliche Zwischenstellung zwischen terrestrischen und offen-marinen Sedimentationsräumen ein und stehen daher mehr oder weniger stark unter deren Einfluß. So können vollmarine Organismenreste und Komponenten durch Stürme oder durch normale Wellentätigkeit eingetragen werden, wohingegen Süßwasserzuflüsse aus dem Hinterland für die Zufuhr von bioklastischen, terrigenen sowie abiogenen Komponenten mit limnischer Prägung verantwortlich sind. Dies hat nicht nur die Vermischung von limnischen und marinen Charakteristika zur Folge, sondern erlaubte zusätzlich einer auf solch variable Umweltbedingungen eingestellten Fauna zu existieren. Das Salinitätsspektrum kann je nach Süßwasserzufuhr oder Verdunstungsrate Werte von hypo- bis hypersalinar annehmen. Nach SCOFFIN (1987) werden solche eingeschränkten Plattformbereiche durch eine langsame Wasserzirkulation, abnorme Salinitätswerte, geringes Nährstoffangebot und

extreme Temperaturen gekennzeichnet. Die Einschränkung wird hierbei durch eine Barriere (Riff, Karbonatsandbarren, Untiefen) oder lediglich durch eine enorme Ausdehnung sehr flachen Wassers erzeugt.

Die Faziestypen dieser Fazieszone (MF-T 4a-f) unterscheiden sich oftmals nur im Detail, manchmal sogar nur durch eine Komponente oder einen Organismus. Trotzdem und wegen der Variabilität der Umwelteinflüsse erscheint es sinnvoll eine Reihe von Faziestypen gegeneinander abzugrenzen, da meiner Meinung nach vor allem das jeweilige Mengenverhältnis der einzelnen Organismen und Komponenten zueinander die auf den ersten Blick zumeist homogen wirkende Faziesentwicklung widerzuspiegeln vermag.

#### Lituoliden-Charophyten-Bioklast-WS/PS (MF-Typ 4a)

Lituoliden-Charophyten-Bioklast-Wacke-/Packstones sind hauptsächlich in den obersten hundert Metern der Profilabfolge bei Fátima vertreten. Sie bilden dort innerhalb von vier voneinander unabhängigen Intervallen die wesentliche Faziesseinheit randmarin-brackischer Einschaltungen, welche lagunären und höherenergetischen Karbonaten (Fazieszonen 6 & 7) zwischengeschaltet sind. Seltener und weniger auffällig stehen sie in den basalen sowie den höheren Profilbereichen von Montelo mit maximal 1,5 m Mächtigkeit an. In den obersten Profilabschnitten bei Murteira bildet dieser MF-Typ eine 7,5 m mächtige Einschaltung zwischen lagunären Ablagerungen. In Casal de Vale de Ventos und in Vale Verde schließlich tritt er nur in Form von dünnen, äußerst seltenen Horizonten auf.

Die auffälligsten Mikrofossilien stellen Charophyten dar, welche zahlreich und bisweilen sogar in gesteinsbildender Häufigkeit vorkommen können (Tafel 8/Abb. 3). Vor allem in den Karbonaten dieses Mikrofaziestyps sind oftmals vollständig erhaltene Algen überliefert und weisen einen regelmäßigen, telefonscheibenähnlichen Querschnitt auf. In der Mehrzahl der Fälle ist der Pflanzenkörper jedoch zerbrochen oder zumindest verzerrt. Der im Längsschnitt beobachtbare Zentralkanal, in welchen vor der Zementation Karbonatschlamm eindringen konnte, um ein Geopetalgefüge auszubilden, ist generell sehr irregulär entwickelt. Charophyten sind bereichsweise in Schüttungslagen konzentriert und parallel zur Schichtung eingeregelt. Im Gegensatz zu den Charophytenstielen fehlen Gyrogonite fast durchgehend. Das mikrofaunale Organismenspektrum wird von lituoliden/loftusiiden Foraminiferen (*Alveosepta* sp.) dominiert. Miliolide Foraminiferen mit oftmals quinqueloculiner Wuchsform sind im Gegensatz dazu selten und mitunter in das sandschalige Gehäuse textulariider Foraminiferen eingebaut. Auch Ostrakoden und *Cayeuxia* sp. treten nur untergeordnet auf. Letztere vermag flache, onkoidische Inkrustationen um Gastropodenhartteile auszubilden. Akzessorisch vertretene Mikroorganismen wie beispielsweise *Marinella lugeoni*, phytoklastisches Mikrobenmaterial und *Koskinobullina socialis* spielen im Gesteinsaufbau keine Rolle.

Mollusken und deren Fragmente beherrschen das makrofaunale Inventar dieses Faziestyps. Klastisches Pelecypodenmaterial ist dabei am häufigsten vertreten und wird zum größten Teil von undifferenzierten, neomorph umkristallisierten und selten berippten Schalenfragmenten repräsentiert. Die Pelecypodenbruchstücke können teilweise sehr dünnklappig entwickelt sein. Zusätzlich treten austernähnliche Calcitschalen sowie vereinzelt dünne, aus Calcitprismen aufgebaute Schalenstrukturen hinzu, welche weitgehend dem Mikroproblematikum 11 von WERNER (1986) entsprechen. Gastropodengehäuse sind entweder biomorph erhalten, durch Kompaktionsvorgänge leicht deformiert oder vollständig zerstört. Die grundsätzlich trochospiralen Gehäuse zeigen mitunter eine schwache Skulpturierung und stammen zum Teil von *Nerinea* sp. Vereinzelt turbiniforme Gehäuse und der verbleibende Rest der Gastropoden bleiben unbestimmbar. Weitere Bioklasten sind Echinodermen (v.a. Seeigelstacheln), Serpelnröhren, monaxone Schwammnadeln und bräunliche, von Fischen stammende Wirbeltierfragmente.

Bioturbation zeichnet sich durch eine heterogene Komponenten- und Organismenverteilung oder durch eine Fleckung des zumeist mikritischen Matrixanteils aus. In einzelnen Proben sind nicht selten Grabgänge mit einer maximalen Länge von 9,5 mm und einer Breite von 1,1 mm zu beobachten. Strukturlose Koprolithen mit ovalem Umriß sind darin angereichert und bilden lokale Grainstonegefüge aus. Bisweilen lassen sich innerhalb der Grabbauten Geopetalgefüge nachweisen. Wesentlich kleinere und zumeist durch Eisen imprägnierte Koprolithen mit einer achtstrahligen Symmetrie kommen ebenfalls in Vergesellschaftung mit bioturbaten Strukturen vor.

Peloide und seltene Intraklasten treten innerhalb der mikritischen Matrix und als intrapartikuläre Hohlraumfüllungen von Gastropodengehäusen auf. Zusätzlich trägt desintegriertes Algenmaterial (Charophyten) zur Bildung von „Algenpeloiden“ bei. Terrigener Einfluß macht sich in diesem MF-Typ kaum bemerkbar und bleibt auf kleinste Lignitpartikel sowie vereinzelt Quarzsilt innerhalb von Grabgängen beschränkt.

#### *Diskussion und Milieuinterpretation*

Die relativ heterogene Fossilzusammensetzung mit Organismen unterschiedlicher Salinitätsansprüche deutet auf randmarine und schizohaline Sedimentationsbereiche hin. Für eine limnische Beeinflussung des Ablagerungsraums spricht die Häufigkeit und Konstanz, mit der Charophyten auftreten. Wie bereits bei der Diskussion von MF-Typ 3b ausführlich dargelegt, erweist sich die Deutung von Charophyten als ausschließlich limnische Faziesanzeiger jedoch als zu vereinfacht, da die Algen durchaus in brackischen Verhältnissen zu siedeln vermögen (z.B. SCHUDACK 1993). Obwohl nach MURRAY (1991) mesozoische und paläozoische Vergesellschaftungen benthischer Foraminiferen kaum palökologische Rekonstruktionen zulassen, kann bei der Dominanz einer Großgruppe auf bestimmte Umweltbedingungen geschlossen werden (LEINFELDER mündl. Mitteilg.) So werden Miliolide von ZIEGLER (1983) als typische Bewohner niederenergetischer innerer Schelfbereiche beschrieben, die nach MURRAY (1970) in küstennahen Regionen bei Abu Dhabi in hypersaline Milieus vordringen können. In ROSE & LIDZ (1977) wird ihnen hingegen eine Lebensweise unter brackischen Bedingungen zugesprochen. Aufgrund der geringen Häufigkeit, mit der Miliolide auftreten, sollte ihr faziesdiagnostischer Wert in diesem Faziestyp allerdings nicht überbewertet werden. Sie dienen allenfalls zur Abrundung der Interpretation. Bestimmte Vertreter lituolider/loftusiider Foraminiferen tolerieren Salinitätsschwankungen (LEINFELDER 1986). Agglutinierende Foraminiferen können nach FLÜGEL (1978) sogar bis in den brackischen Bereich vordringen. Rezente Brackwasserbereiche dienen oftmals als Lebensraum für Austern und austernähnliche Muscheln. Folgt man dem aktualistischen Prinzip, dürfte dies auch für austernähnliche Pelecypoden dieses Faziestyps gelten. Trotzdem sollte bei der Interpretation nicht übersehen werden, daß in oberjurassischen Abfolgen Austern sehr häufig als vollmarine Organismen auftreten (z.B. REYLE 1994a; SCHMID & JONISCHKEIT 1995, Abb. 21). Der geringe Anteil an stenohalinen Faunenelementen schließt allerdings einen normalmarinen, lagunären Ablagerungsraum, in welchen kurzzeitig Organismen aus dem brackischen oder sogar limnischen Milieu eingespült wurden, aus. Vermutlich stammen die Echinodermen, Serpeln, Nerineen, Schwammnadeln und *Cayeuxia* sp. aus vorgelagerten Rampenbereichen mit weitgehend normalmarinen Bedingungen.

Niederenergetische Ablagerungsverhältnisse innerhalb des Sedimentationsraumes lassen sich aus dem hohen Karbonatschlammanteil sowie aus dem zum Teil guten Erhaltungszustand von Charophytenstielen ableiten. Letzterer signalisiert zusammen mit der Einregelung der zum Teil angereicherten Pflanzenreste minimale Umlagerungsvorgänge über nur geringe Entfernungen.

Folglich zeichnet sich hier ein niederenergetischer, randmariner Ablagerungsraum in Form einer geschützten Bucht mit verminderten, möglicherweise auch leicht schwankenden Salinitätswerten ab, in welcher

brackwassertolerierende Charophyten und Foraminiferen lebten. Als Ursache für schwankende Salzgehalte im Meerwasser dürften ausgedehnte Regenfälle während der Regenzeiten in einem semi-humiden Klima gelten. Diese beeinflussten nicht nur die Süßwasserzufuhr aus festländischen Bereichen sondern wirkten sich zudem unmittelbar auf küstennahe Buchten aus. Die Durchlüftung des bodennahen Bereichs, welche durch eine ausreichende Wasserzirkulation gewährleistet wurde, erlaubte die Tätigkeit von Endobenthonten, die ein standfestes Substrat durchwühlten, in dem sich in offenen Grabgängen noch vor der Zementation ein Geopetalgefüge ausbilden konnte. Das halbverfestigte Sediment wurde durch Bioturbation stellenweise fraktioniert und mittels Strömung oder seltenen, bodengreifende Wellen zu Intraklasten und Peloiden aufgearbeitet. Über einen Süßwasserzufluß transportiertes terrigenes Material könnte eventuell durch einen pflanzenbestandenen Uferbereich (Marschland?) abgefangen worden sein und blieb daher diesem Sedimentationsraum entzogen.

#### Lituoliden-Ostrakoden-Peloid-WS/PS (MF-Typ 4b)

Dieser Faziestyp erscheint an der Basis des Profils von Vale da Trave sowie in den höheren Abschnitten der basalen Profilhälfte von Vale Verde, Casal de Vale de Ventos und Montelo. Er ist in der Regel als wenige Dezimeter bis maximal 2,5 m mächtige Einheit ausgebildet und leitet zu vollmarinen, meist niederenergetisch-lagunären Abfolgen (Fazieszone 6) im Hangenden über. In der Hauptsache wechsellagert er mit peritidalen Ablagerungen (Fazieszone 5) und ist manchmal mit Ostrakoden-Characeen-WS/PS (MF-Typ 3b) vergesellschaftet. In der Profilabfolge von Vale da Trave kann er vereinzelt in Kombination mit „Black Pebble“-Lithoklast-Kalken von MF-Typ 2d vertreten sein.

Das kennzeichnende Merkmal ist der hohe Anteil an benthischen Foraminiferen (z.B. *Alveosepta jaccardi*, *Kurnubia palastiniensis*) und Ostrakoden sowie Ostrakodenschill. Diese Mikrofossilien können in ihrer Häufigkeit schwanken, beherrschen jedoch eindeutig das mikrofaunale Organismenspektrum. Wesentlich seltener, allerdings immer noch deutlich am Gesteinsaufbau beteiligt sind irregulär geformte thrombolithische Mikrobenklasten, welche vereinzelt fensterähnliche Austrocknungshohlräume aufweisen und partiell in Einzelpeloide zerfallen können. Cyanobakterien vom *Cayeuxia*-Typus sind insgesamt sehr selten vorzufinden, in der Einzelprobe jedoch mitunter schwach angereichert. Es treten dabei Exemplare auf, welche sich aufgrund ihrer grobporigen Struktur deutlich von anderen „Cayeuxiiden“ unterscheiden (Tafel 3/Abb.4). Ausgesprochen seltene Gyrogonite sind die einzigen Pflanzenbestandteile, welche von Charophyten überliefert sind. Das mikrofaunale und -florale Organismenspektrum wird durch sporadisch auftretende porzellanschalige Foraminiferen, verstreute Bruchstücke von *Koskinobullina socialis* und einzelne Dasycladaceenreste, welche nicht zweifelsfrei der Art *Heteroporella lusitanica* zugeschrieben werden können, vervollständigt.

Die Makrofauna repräsentiert sich relativ unspektakulär und wird im wesentlichen durch mitunter sehr dünnschalige Einzelklappen von Muscheln, Gastropoden, Gastropodenreste und Bioklasten vertreten. *Trichites* sp., *Arcomytilus morrisoni* sowie Austern und deren Fragmente fallen in dem von Mikrofossilien geprägten Gestein weniger durch ihre Häufigkeit als durch ihre Größe auf. Die vollmarine Begleitfauna ist ebenfalls ausgesprochen selten und soll hier nur der Vollständigkeit halber erwähnt werden. Hierzu zählen Echinodermenbruchstücke (Seeigelstacheln, Trochiten), aufgearbeitete Serpelklasten und cf. *Nerinea* sp..

Hinweise auf nicht überlieferte Organismen geben Grabspuren, mit denen vereinzelt gut erhaltene Koprolithen vergesellschaftet sein können. Zu den auffälligsten Vertretern zählen mit bis zu 1,1 mm Durchmesser *Favreina prusensis* und cf. *Favreina belandoi*. Darüber hinaus macht sich Bioturbation zumeist durch eine Komponentenanreicherung bemerkbar, die oftmals mit der Herausbildung eines komponentengestützten Packstonegefüges in irregulär im Gestein verlaufenden Schlieren einhergeht.



Peloide mit zum Teil unregelmäßigem Umriß bilden den wesentlichen Anteil an abiogenen Komponenten. Sie besitzen ungefähr die gleiche Größe wie Ostrakodengehäuse und repräsentieren als Anreicherungen in bioturbierten Gesteinsbereichen überwiegend schlecht zu identifizierende Koprolithen. Nur ein geringer Anteil der Peloide tritt als Algen- oder Pseudopeloide in Erscheinung. Mikritische Lithoklasten sind generell klein und nur selten vorzufinden. Ein geringer Teil der Lithoklasten entstand durch die Aufarbeitung eines halbverfestigten, limnisch geprägten Untergrundes (MF-Typ 3b). Diese Komponenten enthalten mehrheitlich Oogonien und Ostrakoden und dürften als Extraklasten anzusprechen sein. An weiteren faziesdiagnostischen Komponenten treten vereinzelt kleine Ooide sowie in einem Gesteinshandstück mit länglichen Sparitfenstern versehene onkoidische Krusten um Pelecypodenreste auf. Fossile Wasserwaagen kommen gleichermaßen in Gastropoden- und Ostrakodengehäusen sowie innerhalb von Serpelnröhren vor.

Goethitisches Eisen ist nicht sehr häufig und bleibt auf die Imprägnierung von Organismen und randlicher Lithoklastbereiche beschränkt. Siliziklastische Komponenten und Lignit sind, wie schon bei MF-Typ 4a, vernachlässigbar selten. Es erscheint daher umso erstaunlicher, daß in Einzelkomponenten nachgewiesener Quarz mittelsandige Korngrößen erreicht und relativ grob entwickelt ist.

#### *Diskussion und Milieuinterpretation*

Dieser Faziestyp ist als niederenergetische, randlich marine Ablagerungseinheit zu deuten, welche unterhalb der Schönwetterwellenbasis abgelagert wurde. Er weist im Gegensatz zu Lituoliden-Charophyten-Bioklast-WS/PS (MF-Typ 4a) eine deutlich geringere Beeinflussung des Sedimentationsraumes durch Süßwasser auf. Bescheidene Hinweise auf Süßwasser- beziehungsweise Brackwassereinfluß werden allerdings durch verstreut vorliegende Gyrogonite angezeigt. Das Fehlen der dazugehörigen Pflanzen dürfte jedoch gegenüber MF-Typ 4a auf küstenfernere Ablagerungsgebiete hindeuten, da lediglich einige der als wesentlich stabiler gewerteten Gyrogonite diesen Sedimentationsraum erreichten, wohingegen das Algenmaterial aufgrund seiner Instabilität sehr rasch zu Karbonatschlamm zerrieben wurde (vgl. Diskussion bei MF-Typ 4a). Agglutinierende Foraminiferen und Ostrakoden werden ebenfalls verschiedentlich als Indikatoren für Salinitätsverhältnisse herangezogen, welche von „normalmarinen“ abweichen. Diese Herangehensweise gilt jedoch nur unter gleichzeitiger Berücksichtigung der faziellen Begleitumstände, wie beispielsweise des assoziierten Organismengehalts und des Auftretens der Karbonate innerhalb der Profilabfolge. Benthischen Foraminiferen wird in den meisten Fällen eine Lebensweise in flacheritischen, teilweise lagunären Umgebungen zugesprochen (SCOFFIN 1987), wobei besonders einige mesozoische Vertreter der Textulariinen geschützte Karbonatplattformen als Biotop besiedelten (ZIEGLER 1983). Foraminiferen mit agglutiniertem Gehäuse häufen sich nach ETTER (1994) besonders im rezenten Brackwasserbereich. Ostrakoden hingegen besiedeln sowohl marine, limnische, als auch terrestrische Gebiete, wobei limnische Vertreter oftmals dünnchaliger entwickelt und ihre Gehäuse schwächer skulpturiert sind (ZIEGLER 1998). Die nicht unerheblich am Gesteinsaufbau beteiligten Phytoklasten belegen eine Einschwemmung aus intertidalen bis supratidalen Ablagerungsräumen, in denen Mikrobenmatten aufgearbeitet wurden und in denen eher erhöhte als herabgesetzte Salinitätswerte verwirklicht gewesen sein dürften. Fensterähnliche Hohlräume innerhalb dieser Thrombolithe dokumentieren dabei Auftauch- und Austrocknungsphasen ihres ursprünglichen Bildungsgebietes (vgl. MF-Typ 5a, 5b). Das übrige mikro- und makrofossile Organismenmaterial ist, abgesehen von Gastropoden und Pelecypoden, nicht sehr häufig vertreten, repräsentiert in seiner Gesamtheit jedoch mehr oder weniger vollmarine Verhältnisse. So werden „Cayeuxiide“ und Koskinobullinen als Lebewesen lagunärer Faziesbereiche (LEINFELDER et al. 1993b; SCHMID 1996) gedeutet, wohingegen Dasycladaceen nach FLÜGEL (1982) in das flache Subtidal durchlichteter und

geschützter Lagunen der Tropen gestellt werden. Die Makrofauna enthält zum Teil stenohaline Faunenelemente (z.B. Echinodermen), ist jedoch mit nur sehr wenigen Exemplaren vertreten, so daß von einer Einschwemmung der Bioklasten aus vorgelagerten Plattformbereichen auszugehen ist. Lediglich *Arcomytilus morrissi* ist als Steinkern überliefert und könnte eine autochthone Bildung darstellen. Dieser Pelecypode kann nach WERNER (1986) sogar bis in das Brachyhalinikum vordringen und toleriert leicht hyposaline Verhältnisse.

Der überwiegende Teil der zahlreichen Peloide dürfte, sofern sie nicht zerfallene phytoklastische Bestandteile darstellen, auf die Tätigkeit bioturbierender Organismen zurückzuführen sein, da sie vor allem in Grabspuren angereichert zu sein scheinen. Sie belegen einerseits ein Substrat mit einer ausreichenden Standfestigkeit und andererseits einen Lebensraum, der auch unterhalb der Sedimentoberfläche durchlüftet war. Nach TUCKER & WRIGHT (1990) finden sich Peloide vor allem in einem flachen, niederenergetischen und eingeschränkten Ablagerungsraum. Koprolithen vom Typ *Favreina* wurden von Crustaceen gebildet, welche sich auf dem Substrat fortbewegten. Darüber hinaus wird ein Großteil der Peloide als Stoffwechselprodukte der zahlreich im Probenmaterial vertretenen Gastropoden interpretiert. Die Existenz vorgelagerter Barrenbereiche wird durch das geringe Vorkommen von Ooiden dokumentiert, die, wie das meiste bioklastische Material, allochthone Einschwemmungen darstellen.

Anhand der Komponentenzusammensetzung war der Sedimentationsraum dieses MF-Typs sowohl von benachbarten Peritidalbereichen, als auch in geringerem Maß durch schwache Brack-/Süßwasserzuflüsse beeinflusst. Dies belegt nicht zuletzt die intensive Wechsellagerung dieser Faziesseinheit mit Peritidaliten von MF-Typ 5a, 5b und 5c sowie auch die offen-lakustrinen Karbonate von MF-Typ 3b. Möglicherweise spielten hierbei nicht absolute Salinitätswerte, sondern vielmehr Schwankungen des Salzgehalts im Meerwasser die fazielle Hauptrolle.

Trotz der offensichtlich randmarin-eingeschränkten Merkmale dominieren Charakteristika, wie sie für niederenergetische Lagunenbereiche unterhalb der Wellenbasis typisch sind. So ist anhand des Fossil- und Komponenteninhaltes gegenüber MF-Typ 4a ein distalerer, küstenfernerer und von Süßwasser wesentlich geringer beeinflusster Sedimentationsraum verwirklicht. Tatsächlich leitet dieser Faziestyp in sämtlichen Arbeitsgebieten zu vollmarinen Lagunensedimenten von Fazieszone 6 über, aus der, eventuell sturminduziert, vollmarine Faunenelemente angespült wurden. Der Faziesraum lag somit am Schnittpunkt zwischen brackisch-marinen und vollmarinen Ablagerungsbereichen und vermittelte zwischen geschützten Buchten (MF-Typ 4a) und offenlagunären Rampenzonen (Fazieszone 6) Er entspricht weitgehend dem geschlossenen Plattformbereich in abgeschnürten Buchten (FZ 8) von WILSON (1975) beziehungsweise einem eingeschränkten Lagunenbereich (vgl. PITTET 1996).

#### Ostrakoden-Gastropoden-WS/PS (MF-Typ 4c)

Dieser Sedimenttyp tritt vor allem in den Profilen Casal de Vale de Ventos und Montelo als zum Teil sehr geringmächtige Einschaltung und in Wechselfolge mit peritidalen Ablagerungen (Fazieszone 5) auf. Nur untergeordnet sind in der Abfolge von Vale Verde und in den obersten Profilabschnitten von Fátima einzelne Bankbereiche ebenfalls in dieser Fazies entwickelt.

Die Fauna wird von glattschaligen Ostrakoden, trochospiralen *Cerithium*-ähnlichen Gastropoden und größtenteils bioklastischen Pelecypoden dominiert. Hierbei handelt es sich um eine relativ niederdiverse Fauna, welche sich durch den Individuenreichtum besonders der Gastropoden und Ostrakoden auszeichnet. Mikrobeklasten, Gyrogonite und nicht näher bestimmbar Bioklasten treten insgesamt noch deutlich in Erscheinung, sind jedoch wesentlich unauffälliger und in einigen Proben nur durch Einzelexemplare belegt. Lituolide und miliolide

Foraminiferen, grundsätzlich auf Schalenhartteilen inkrustierende "cayeuxiide" Cyanophyceen, Echinodermenreste sowie Süßwasserschnecken sind ausgesprochen seltene Organismen, welche bei der Interpretation dieses Faziestyps lediglich eine untergeordnete Rolle spielen.

Das abiogene Komponentenspektrum wird durch Pelloide bestimmt, die vielfach in intrapartikulären Hohlräumen von Gastropoden angereichert sind. Als einmalige Ausnahme finden sich vereinzelt Onkoide mit einem porostromaten Cortex aus Cyanophyceen vom *Cayeuxia*-Typus (s.o.) und einem Kern, welcher stets von *Nerinea* sp. gebildet wird (Tafel 8/Abb. 4). Die Gastropodengehäuse sind oftmals, bereits im Gelände beobachtbar, horizontal angereichert. Sie liegen mehrheitlich als unzerstörte Skelette oder als nur leicht zerdrückte Schalen vor, so daß die ursprüngliche Morphologie der Organismen noch erkennbar bleibt (Tafel 3/Abb. 2). Intraklasten können an der Basis der Gastropodenlagen angereichert sein, wohingegen Ostrakoden die Gesteinspartien zwischen diesen Horizonten dominieren.

Unterhalb von Pelecypodenklappen blieben teilweise Hohlräumen offen, welche durch Sparit zementiert wurden und als Schirmporen („shelter pores“) anzusprechen sind. Schließlich treten innerhalb von Gehäusen nicht selten fossile Wasserwaagen auf, die mitunter eine leichte Verkippung anzeigen und die durch die partielle Verfüllung der Hohlräume durch Karbonatschlamm oder Pelloide erzeugt werden. Die Organismenhardtteile, vor allem von Mollusken, können bisweilen verkieselt sein und eine bläulich-weiße Färbung annehmen.

#### *Diskussion und Milieuinterpretation*

Zahlreiche Merkmale weisen bei diesem Sedimenttyp, wie schon bei MF-Typ 4a und 4b, auf einen randmarinen Ablagerungsraum hin. Einerseits belegen eingeschwemmte Oogonien einen gewissen Einfluß limnischer oder brackischer Milieus, andererseits dokumentieren der Individuenreichtum von Ostrakoden sowie das Auftreten von Phytoklasten peritidale Sedimente aus Fazieszone 5, mit denen dieser MF-Typ intensiv wechsellagert. Ebenfalls eingespülte, sporadisch auftretende euhaline Organismen (*Cayeuxiide*, *Nerinea* sp., Echinodermen) entstammen einem vorgelagerten und vollmarin entwickelten inneren Rampenbereich. Ihre Seltenheit bestätigt jedoch die Annahme einer randmarinen Entwicklung dieses Faziestyps.

Die sehr häufig auftretenden Gastropoden sprechen zwar nicht gegen einen solchen Lebensraum, ihre lagige Konzentration dürfte aber auf abrupt ablaufende Vorgänge zurückzuführen sein, die entweder die lebende Gastropodengemeinschaft schlagartig absterben ließ oder Gastropodengehäuse postmortal zusammenschwemmte. Als letale Ursachen könnten physikalische und biochemische Milieuparameter, wie Schwankungen der Salinität, Erhöhung der Temperatur sowie Änderungen im Wasserchemismus in Frage kommen. Der Mangel an Grabspuren läßt darüber hinaus an ungünstige Sauerstoffverhältnisse im bodennahen Wasser denken. Allerdings beweist der gute Erhaltungszustand der Gastropodengehäuse und die relativ geringmächtige Ausbildung der Fossilagen, in denen sie auftreten, schnelle Sedimentationsvorgänge mit anschließend früher Verhärtung des Sediments, so daß relativ instabile Organismenhardtteile weiteren physikalischen Einflüssen (Kompaktion) entzogen blieben (vgl. JONES & DESROCHER 1992). Zusätzlich verhinderte die schnelle Verhärtung des Substrates eine sedimentdurchwühlende endobenthische Fauna. Schirmporen unter Pelecypodenklappen verdeutlichen darüber hinaus schnell ablaufende Zementationsereignisse. Die Gastropoden-Ostrakoden-Wechsellagerung läßt sich auf verschiedene Arten interpretieren. Zum einen könnte sie auf saisonale oder mehrjährige Salinitätsschwankungen zurückgehen mit jeweiliger massenhafter Ausbreitung von r-Strategen. Meiner Ansicht nach fand andererseits jedoch eine wind- oder sturminduzierte Aufarbeitung und Ablagerung von Schalenhartteilen statt. Aufgewirbelte Ostrakoden- und Gastropodengehäuse sanken dabei mit unterschiedlicher Geschwindigkeit auf den Grund zurück,

da die Schneckengehäuse aufgrund ihres größeren Hohlraums einen Auftrieb erfuhren. Dies führte schließlich zur Trennung beider Organismengruppen und Gastropoden konnten sich in einzelnen Lagen relativ anreichern. War die Aufarbeitung der Organismen ein hochenergetisches Ereignis, so fand die Ablagerung wahrscheinlich unter niederenergetischen Bedingungen statt, bei denen sich ausreichend Karbonatschlamm absetzen konnte um ein biomikritisches Wacke-/Packstonegefüge zu erzeugen. Aus diesem Grund läßt sich eine Ablagerung als Spülsaum im Bereich der strandnahen Schwallzone ausschließen, da zum einen das ablaufende Wasser den antransportierten Karbonatschlamm sofort wieder meerwärts entfernt hätte und zum anderen deutliche Hinweise auf Austrocknungsphasen überliefert wären. Trotzdem stand der Ablagerungsraum für Ostrakoden-Gastropoden-WS/PS im engen Kontakt mit Peritidaliten aus Fazieszone 5. Die randmarinen Biomikrite dürften somit infolge einer windgenerierten, tempestitischen Aufarbeitung küstennaher Gezeitensedimente entstanden sein.

#### Ostrakoden-Pelecypoden-WS/PS (RS) (MF-Typ 4d)

Diese Fazieseinheit ist lediglich innerhalb der basalen 130 Meter der Profile von Vale Verde und von Casal de Vale de Ventos vorzufinden. Sie tritt, ähnlich wie schon MFT 4b und 4c, in Form von bis zu 0,80 m mächtigen Horizonten als Einschaltung innerhalb von peritidalen Abfolgen auf.

Die Karbonate besitzen überwiegend ein offenes Gesteinsgefüge (Wackestones). Dieses ist nur untergeordnet komponentengestützt und kann bei entsprechender Größe der Organismen als Rudstone angesprochen werden, welcher als nur wenige Zentimeter mächtige Lage überliefert ist.

Als wesentliche mikrofaunale Elemente treten Ostrakoden sowie bioklastischer Ostrakodenschill zum Teil massenhaft auf. Weitere Mikrofossilien finden sich nur vereinzelt. Dazu gehören lituolide Foraminiferen, Mikrobenklaster, Gyrogonite und die schon bei MF-Typ 4b beschriebenen grobporigen „Cayeuxiiden“.

Die Makrofauna ist etwas vielseitiger und wird von Pelecypoden und deren Fragmente bestimmt. Obwohl Muscheln ein wesentliches Faunenelement bilden, ist jede der verschiedenen Pelecypoden-Gattungen nur selten anzutreffen. Neben Austern (z.B. *Lopha* sp.) mit gut ausgebildeter Vesicularstruktur sind *Arcomytilus morrissi* und ?*Anisocardia* sp. nachzuweisen. Darüber hinaus kommen nicht näher bestimmbare grabende und zweiklappig erhaltene Muscheln vor. Einzelklappen von Bivalven zeigen sowohl eine schwache Einregelung als auch eine irreguläre Verteilung im Gestein. Sie sind, abgesehen von calcitschaligen Austernklappen, in vielen Fällen ausgesprochen dünnklappig entwickelt. Kleinwüchsige Gastropoden sind grundsätzlich als Biomorpha überliefert und mit unterschiedlicher Häufigkeit in den Gesteinsproben vertreten. Bioklastisches Material stammt zum Teil von Echinodermen (Seeigelstacheln, vereinzelt Trochiten), ist jedoch mehrheitlich nicht näher bestimmbar. In der Grundmasse erkennbare Peloiden sind nicht selten und stellen im wesentlichen aufgearbeitetes sedimentäres Material in Form kleiner Intraklasten (Pseudopeloiden) dar. Nur vereinzelt können Phytoklasten bis zur Peloidgröße desintegriert sein. Intraklasten, Verkieselungen von organischen Hartteilen und Kohleschmitzen, welche bis zu 5 mm Länge aufweisen, treten vereinzelt innerhalb dieses Faziestyps auf. In wenigen Fällen sind Pelecypodenklappen mit Intraklasten verbacken und deuten auf eine Umlagerung als gemeinsamer Klast hin.

#### *Diskussion und Milieuinterpretation*

Der hohe Anteil an Karbonatschlamm dokumentiert trotz des deutlichen Bioklastanteils niederenergetische Ablagerungsbedingungen. Lediglich die in sehr geringmächtigen Lagen ausgebildeten Rudstones belegen eine Sedimentation unter etwas höherenergetischeren Verhältnissen. Der Mangel weiterer, faziesbestimmender Mikrofossilien verbietet eine ökologische Bewertung des Faziestyps allein anhand der Ostrakoden, da diese in den

unterschiedlichsten Milieus zu leben vermögen (vgl. FLÜGEL 1982; JONES & DESROCHERS 1992, Abb.13). Sollten jedoch die ausgesprochen dispers im Gestein verteilten Oogonien und Phytoklasten trotzdem als ökologische Indikatoren herangezogen werden, so bestätigen sie zusammen mit der Wechsellagerung dieser sedimentären Einheit mit peritidalen Ablagerungen eine gewisse Beeinflussung des Sedimentationsraums durch küstennahe Randbereiche. Die durch Muscheln dominierte Makrofauna dürfte diese Annahme konkretisieren. So stellt *?Anisocardia* sp. einen flachgrabenden Suspensionsfiltrier dar (WERNER pers. Mitteilg.), welcher nach HALLAM (1976) mit randmarinen Assoziationen vergesellschaftet ist. Der Autor (op. cit.) geht von einem warmen und flachen Lebensraum aus, der aufgrund seiner randlichen Position von leichten Salinitäts- und Temperaturschwankungen gekennzeichnet ist. *Arcomytilus morrisoni* gilt in oberjurassischen Abfolgen des westlichen Lusitanischen Beckens als eine marin-euryhaline Art, welche bis in das untere Brachyhalinikum (18-23‰) vordringen kann (WERNER 1986). Austern treten rezent bis in das küstennahe Brackwasser im Bereich von Flußmündungen auf. Die bloße Zuordnung der in diesem MF-Typ auftretenden austernartigen *Lopha* sp. in Brackwasserbereiche ist jedoch voreilig, da gerade diese Muscheln bioklastische Rudstonelagen ausbilden und scheinbar eingeschwemmt wurden. In Anlehnung an YIN et al. (1995) stammen daher die vorgefundenen Austern wahrscheinlich aus vollmarinen Lagunenbereichen. Obwohl Pelloide und biomorph überlieferte Gastropoden den niederenergetischen Charakter des Sedimentationsraumes unterstreichen, deuten Rudstonelagen (s.o.) und Intraklasten, welche mit Pelecypodenklappen verbacken sind höherenergetische Ereignisse an, die zumindest episodisch das Substrat aufarbeiteten. Dieses besaß eine standfeste, jedoch noch durchwühlbare Beschaffenheit und ließ eine sowohl infaunale (*?Anisocardia* sp.) als auch epibenthisch-byssate (*Arcomytilus morrisoni*) Lebensweise zu. Dieser Sedimenttyp dürfte gegenüber den bereits diskutierten Faziesseinheiten 4a, 4b und 4c eine wesentlich distalere Entwicklung in einer weitgehend vollmarinen Umwelt widerspiegeln. Trotzdem stand der Ablagerungsraum unter einem randlich marinen Einfluß und war wahrscheinlich geringen Salinitätsschwankungen unterworfen, welche die Ansiedlung einer gegenüber schizohalinen Bedingungen toleranten Fauna gestatteten.

#### *Koskinobullina*-Ostrakoden-Oogonien-WS (MF-Typ 4e)

Die Wackestones in dieser fazialen Ausbildung sind nicht häufig anzutreffen und bleiben im wesentlichen auf die Profile in Vale Verde beschränkt. Nur vereinzelt sind sie in Casal de Vale de Ventos und in Montelo vorzufinden. Auch dieser Sedimenttyp wechsellagert mit den Sedimenten von Fazieszone 5, bildet jedoch gegenüber MF-Typ 4c und 4d wesentlich prominentere Einheiten mit bis zu 3,25 m Mächtigkeit aus.

Die Karbonate sind vor allem durch zum Teil relativ dickschalige Ostrakodengehäuse und durch *Koskinobullina socialis* gekennzeichnet. Letztere ist im Anschliff aufgrund ihrer weißlich-hellen Färbung leicht auf der mittelgrauen Gesteinsoberfläche erkennbar. Im Dünnschliff besteht sie aus halbkugeligen, hyalin-calcitischen Einzelkammern, deren Außenwand von Radialporen durchzogen wird (Tafel 3/Abb. 1). Dieser hier zu den rotaliiden Foraminiferen gestellte Organismus (vgl. REYLE 1994; SCHMID 1996) kann onkoidbildend auftreten, indem er Muschelklappen vollständig umkrustet. Der intrapartikuläre Hohlraum von zweiklappig erhaltenen Ostrakodengehäusen ist fast immer durch einen sparitischen Zement ausgefüllt, welcher als calcitischer Einkristall ausgebildet sein kann. Oogonien sind unterschiedlich häufig verbreitet und kommen sowohl zerbrochen als auch unzerbrochen vor. Bioklastisches Mikrobenmaterial, Gyrogonite und *Koskinobullina socialis* sind oftmals lagig angereichert. Das mikrofossile Spektrum wird durch sporadisch verteilte Cyanobakterien vom *Cayeuxia*-Typ und von sehr seltenen quinqueloculinen Foraminiferen abgerundet. Die Makrofauna setzt sich aus Muschelklappen, vereinzelt Austernresten, kleinen bioklastischen und biomorphen Gastropoden sowie weiteren Bioklasten zusammen.

Nichtskelettale Karbonatkomponenten sind selten bis sehr selten und werden von Peloiden, Intraklasten und nicht näher bestimmbar Koprolithen repräsentiert. Diffuse Komponentenanreicherung und die Ausbildung einer heterogen strukturierten Matrix geben Hinweise auf eine moderate Bioturbation. Einzelne rundliche Verkieselungen bestehen aus Quarzin. Dieser weist eine relativ undeutliche, radial-fibröse Ausbildung der divergierenden Einzelkristalle und einen optisch positiven Charakter der Längserstreckung auf. Ein etwas höherer Tonanteil im Gestein führt manchmal zu einer Dunkelfärbung des Gesteins.

#### *Diskussion und Milieuinterpretation*

Bioturbirte Wackestones, die niederenergetische Sedimentationsbedingungen widerspiegeln, sind nach BURCHETTE & WRIGHT (1992) typisch lagunäre Bildungen des inneren Rampenbereichs oberhalb der Schönwetterwellenbasis (SWWB). *Koskinobullina socialis* wird von SCHMID (1996) als ein typischer Inkrustierer lagunärer Flachwasserbereiche angesehen, der jedoch zusätzlich in den oberen Bereichen der mittleren Rampe vertreten sein kann, da er gegenüber der Durchlichtung des Wassers als relativ anspruchslos eingestuft wird. Berücksichtigt man das Auftreten dieses MF-Typs innerhalb der Profilsäule, darf für diesen Organismus tatsächlich eine gewisse Toleranz gegenüber variablen Umweltbedingungen angenommen werden. Anhand der lagigen Konzentration von *Koskinobullina socialis* wird eine Einschwemmung aus benachbarten Faziesregionen angenommen. Weitere angereicherte Mikrofossilien wurden aus peritidalen (Phytoklasten) und limnisch-brackischen (Oogonien) Liefergebieten eingetragen. Auch Quarzin-Sphäroide stammen aus supratidalen Bereichen. Sie deuten auf ehemalige Evaporite hin, indem nach deren Auflösung der zurückbleibende Hohlraum mit SiO<sub>2</sub> auskristallisierte (FOLK & PITTMAN 1971; HESSE 1990).

Aufgrund der Schalendicke stellen die Ostrakoden zum Teil marine Formen dar, die mehrheitlich im Sublitoral auftreten (ZIEGLER 1998). Die niederdiverse Fauna aus Gastropoden, Pelecypoden und Ostrakoden lebte in eingeschränkten und abgeschlossenen Lagunenbereichen mit geringer Wasserzirkulation, aber guter Durchlüftung, die eine benthische Lebensweise zuließ.

Schwankungen in den Milieuparametern hatten hierbei wesentlichen Einfluß auf die Diversität. Dies betraf vor allem die Salinität, welche durch den subtropischen Wechsel von Trocken- und Regenzeiten sowie einer Süßwasserzufuhr vom Hinterland bestimmt war. Auch die Temperatur, die in flachmarinen Zonen wesentlich größeren Schwankungen unterworfen war als in tieferen Gewässern, dürfte auf die Diversität Einfluß genommen haben. Der Mangel an Intraklasten ist in rand- und flachmarinen Bereichen nach FLÜGEL (1982) ein Fazieskriterium für das flache sowie tiefe Subtidal.

Der Sedimentationsraum äußert sich daher als niederenergetischer, geschützter und flachmariner Lagunenbereich mit einer ausreichenden Durchlüftung, auch des Sediments. Weniger als die ungünstigen Lebensbedingungen an sich stellen Schwankungen der Umweltverhältnisse (Salinität, Temperatur) den diversitätslimitierenden Faktor dar. Der Ablagerungsbereich stand hierbei unter dem Einfluß von peritidalen und möglicherweise limnisch-brackischen Ablagerungsräumen. Zusätzliche Bewegtwasserereignisse gewährleisteten den Eintrag von Komponenten aus diesen benachbarten Bereichen.

#### Oogonienführende *Heteroporella*-Charophyten-Ostrakoden-WS (MF-Typ 4f)

Die Wackestones dieser Faziesseinheit treten sowohl in den Profilabfolgen von Vale Verde als auch in Casal de Vale de Ventos und in Montelo auf. Sie bleiben jeweils ungefähr auf die untersten 50 Profilmeter beschränkt und sind auch hier zumeist mit Sedimenten aus Faziesbereich 5 vergesellschaftet. Zusätzlich können sie mit Ostrakoden-

Characeen-WS/PS (MF-Typ 3b) wechsellagern und sind in den Profilen häufig im Übergangsbereich zwischen lakustriner und flachmariner Fazies ausgebildet.

Die Mikrofauna wird durch Ostrakoden und von Charophyten bestimmt. Während fragliche und sehr schlecht erhaltene Überreste der Charophytenstiele nur selten überliefert sind, treten Gyrogonite nahezu durchgehend auf. Sie werden jedoch in ihrer Häufigkeit deutlich von zahlreichen Ostrakodengehäusen und -klappen übertroffen. Einen auffälligen Organismus stellt die erstmalig von RAMALHO (1970b) als *Cylindroporella lusitanica* beschriebene *Heteroporella lusitanica* dar (Tafel 3/Abb. 3). Diese Dasycladacee bildet relativ große Grünalgenthalli aus und kann, sofern sie bruchstückhaft überliefert ist, von Charophyten nur schwer unterschieden werden. Die übrige Mikrofauna setzt sich aus seltenen Phytoklasten, teilweise vom *Cayeuxia*-Typ sowie sehr vereinzelt textulariiden Foraminiferen (z.B. *Kurnubia palastiniensis*) zusammen.

Die Makrofauna ist vielfach verarmt und wird ausschließlich von Mollusken und deren Fragmente gebildet. Einzelklappen von Muscheln sind in nur geringem Maß zu finden, wohingegen Gastropoden sowie Bioklasten mit durchschnittlicher Häufigkeit auftreten. Einige Gastropodenexemplare weisen dabei Ähnlichkeiten mit Süßwasserschnecken aus Fazieszone 3 auf. Das Sediment ist von Endobionten nur sehr schwach durchwühlt, was sich in einer schlierigen Komponenten- und Organismenanreicherung zu lokalen Packstone-Partien sowie in selten nachweisbaren Koproolithen mit ovalem Umriß äußert. Das offene Gesteinsgefüge korreliert mit einem geringen Gehalt an abiogenen Komponenten, von denen Peloiden etwas häufiger vorzufinden sind als kantengerundete Lithoklasten. Längliche Komponenten sind mitunter parallel zur Schichtung eingeregelt. Sowohl in Ostrakoden- als auch in Gastropodengehäusen sind vereinzelt fossile Wasserwaagen erkennbar.

#### *Diskussion und Milieuinterpretation*

Das gemeinsame Auftreten von Organismen, welche durch ihre Anpassungsfähigkeit an eingeschränkt marine Verhältnisse beziehungsweise aus limnisch-brackischen Lebensbereichen bekannt sind (Ostrakoden, lituolide Foraminiferen, Charophyten, peloidale Mikrobenklasten) und von Dasycladaceen, wie sie für vollmarine Verhältnisse typisch sind, stellt einen offensichtlichen Widerspruch dar. Zunächst könnte angenommen werden, daß es sich um eine zufällige Zusammenschwemmung dieser an verschiedene Umweltbedingungen angepaßten Fossilien handelt, indem vollmarine Dasycladaceen in eingeschränkte randmarine Bereiche gespült wurden oder Ostrakoden und Charophyten aus Brackwasserzonen in den normalmarinen Faziesraum gelangten.

Obwohl im Fall einer solchen Zusammenschwemmung die hier beschriebenen Dasycladaceen in weiteren Sedimenttypen als nur in *Heteroporella*-Charophyten-Ostrakoden-Wackestones nachzuweisen sein sollten, bleiben sie jedoch stets auf diese Fazieseinheit beschränkt. Tatsächlich tritt in LEINFELDER (1983) und RAMALHO (1971a/b, 1981) *Heteroporella lusitanica* ebenfalls ausschließlich in Vergesellschaftung mit Charophyten und Ostrakoden auf (vgl. Tafel 3/Abb. 3). Die Fazieskonstanz mit der die Dasycladacee innerhalb des Lusitanischen Beckens vorzufinden ist, widerspricht folglich einer Einschwemmung aus vollmarinen Habitaten. Sie verdeutlicht vielmehr ihre Anpassung an Verhältnisse, unter denen vor allem Ostrakoden und Charophyten existieren konnten. Die geringe Diversität der individuenreichen Ostrakodenfauna und ihre Vergesellschaftung mit Charophyten belegen ein eingeschränkt marines Milieu und einen durch Süßwasser beeinflussten Sedimentationsraum. Dies bedeutet auch, daß *Heteroporella lusitanica* die Fähigkeit zur Anpassung an hyposalinare Verhältnisse besaß. Andererseits belegt die Photosynthese betreibende Grünalge einen Sedimentationsbereich, der sich innerhalb des durchlichteten und niederenergetischen Subtidals bewegte. Sie besitzt nicht nur parastratigraphischen Leitwert für das Mittel-

Oxfordium (RAMALHO 1970, 1971a/b, 1981) im portugiesischen Oberjura, sondern verfügt, wie die vorangegangene Diskussion zeigt, über zusätzliche Qualitäten als Faziesfossil.

Der eingeschränkt randmarine Charakter des Ablagerungsraumes wird durch die stratigraphische Position, welcher dieser Sedimenttyp innerhalb der Profilabfolgen einnimmt akzentuiert, indem er vor allem im Übergangsbereich zwischen lakustrinen und randmarinen/peritidalen Abfolgen zu finden ist. Der Einfluß dieser Sedimentationsräume macht sich bisweilen durch die Anwesenheit von mutmaßlichen Süßwasserschnecken und durch Phytoklasten bemerkbar.

### 3.1.5. Peritidale Faziesseinheiten (FZ 5)

Der Ablagerungsraum dieser Faziesseinheiten liegt im Schwankungsbereich der Gezeiten. Er wird klassischerweise in drei Zonen gegliedert:

- Sehr flache subtidale Zone: unterhalb der mittleren Niedrigstandsmarke und ständig unter geringer Wasserbedeckung
- Intertidale Zone: zwischen mittlerem Niedrigwasser und mittlerem Hochwasser
- Supratidale Zone: oberhalb der mittleren Hochstandsmarke.

Dem hochvariablen Faziesraum wird die simple Dreiteilung in flachstes Subtidal, Intertidal und Supratidal oftmals nicht gerecht. Aus diesem Grund führten GINSBURGH et al. (1977) den sogenannten Exposure-Index ein, um diese Problematik zu umgehen. Dieser Index gibt hierbei den prozentualen Anteil der Auftauchphasen der verschiedenen peritidalen Bereiche über das Jahr verteilt an. PITTET (1996) wiederum nimmt bei der Gliederung einer karbonatischen Gezeitenfläche eine Zweiteilung vor. Er unterscheidet eine Gezeitenzone (höheres Intertidal - tieferes Supratidal) von einem durch Gezeiten beeinflussten, sehr flachen subtidalen bis unteren intertidalen Bereich. Die Sedimente der peritidalen Zone weisen oftmals eine durch Mikrobenlagen hervorgerufene Lamination, Trockenrisse sowie Fenstergefüge beziehungsweise birdseye-Strukturen auf. Auf die Schwierigkeit, peritidale Ablagerungen des flachsten Subtidals und unteren Intertidals von flach-/randmarinen Bildungen eines eingeschränkten Lagunenbereichs (vgl. Fazieszone 4) zu unterscheiden, haben bereits TUCKER & WRIGHT (1990) sowie PITTET (1996) hingewiesen. Rezente intertidale Ablagerungen zeigen sogar oftmals keinerlei Merkmale, welche sie von subtidalen Sedimenten unterscheiden (SHINN 1983a)

#### Cyanophyceen-BS (MF-Typ 5a)

Cyanophyceen-Boundstones liegen generell als ausgesprochen geringmächtige Lagen vor und bilden Millimeter bis Dezimeter mächtige Einheiten. Sie treten im Gelände als parallellaminierte Karbonate auf und sind daher sehr leicht zu identifizieren. Aufgrund ihres gut spaltenden Charakters werden sie auf der Westseite der Sra. dos Candeeiros im Handbetrieb zur Verwendung als Fassadenplatten abgebaut.

Die Laminite treten in den Profilabfolgen von Casal de Vale de Ventos, in Vale Verde und in Montelo in Erscheinung. Sie wechsellagern mit weiteren Sedimenten von Fazieszone 5 und sind darüber hinaus mit Vertretern von Fazieszone 4 assoziiert. Selten jedoch ist dieser Faziestyp im Handstück oder Dünnschliffbereich separat vorzufinden. Zumeist bildet er aufgrund seiner oftmals geringmächtigen Ausbildung nur einen kleinen Bestandteil des entsprechenden Probenmaterials. Er wird, noch innerhalb derselben Probe, vorwiegend durch Sedimente des Faziestyps 5c (Mikrobenklasten-Ostrakoden-Peloid-WS/PS) unter- und überlagert und ist oftmals intensiv mit Fensterkalken (MF-Typ 5b) vergesellschaftet. Das Gestein erhält dadurch und aufgrund der sehr deutlich



ausgeprägten Kontaktflächen zwischen den einzelnen Sedimenttypen einen bereits makroskopisch sichtbaren schichtigen Aufbau.

Bei den durch Cyanobakterien aufgebauten Boundstonelagen handelt es sich nach der auf KENNARD & JAMES (1986) beruhenden Mikrolith-Klassifikation von SCHMID (1996) um peloidale Stromatolithe. Sofern die einzelnen Exemplare nicht mikrosparitisch rekristallisiert wurden ist oftmals ein Wechsel zwischen Peloidlagen und flächig mineralisierten Laminae erkennbar (Tafel 3/Abb. 6). Die Peloiden erzeugen innerhalb des Stromatoliths ein Pack- bis Grainstonegefüge und scheinen in seltenen Fällen innerhalb eines sparitischen Zements zu „schwimmen“. In Ausnahmefällen können die Stromatolithe kleinere, nach oben orientierte Protuberanzen ausbilden. Irreguläre, sparitisch zementierte Hohlräume bilden innerhalb des Mikrobenmaterials sowohl parallel zum Lagenbau orientierte als auch irregulär strukturierte Fenster und vermitteln somit zu MF-Typ 5b (Fensterkalke). Ostrakoden und in geringerem Maß Oogonien sind bisweilen in den stromatolithischen Lagenbau eingearbeitet. Darüber hinaus treten keine weiteren Mikro- und Makrofossilien auf.

Die einzelnen Mikrobenlagen können durch große, auf Schichtflächen erkennbare Trockenrisse in bis zu 15 cm große Scherben gegliedert sein und treten zum Teil als zerbrochene, jedoch den ursprünglichen Lagenbau noch nachzeichnende Laminite auf (Tafel 4/Abb.1). Die einzelnen senkrecht zur Schichtung orientierten und v-förmigen Trockenrisse erreichen hierbei Fingerbreite und sind durch mikritisches Material verfüllt.

Dünne verkieselte Horizonte, welche lateral über mehrere 10<sup>er</sup> Meter verfolgbar sind, bilden seltene, aber bereits im Gelände weithin sichtbare Lagen aus (Tafel 4/Abb. 2). Diese Horizonte können ihrerseits in bis zu 25 cm große Einzelscherben unterteilt sein, die randlich nach oben gebogen sind und daher u-förmige, konkave Strukturen ausbilden. Unter polarisiertem Licht erscheinen die Verkieselungen als ein mosaikartig verzahnter, isometrisch ausgebildeter Mikroquarz (< 500 µm).

#### *Diskussion und Milieuinterpretation*

Stromatolithe mit bereits makroskopisch sichtbarer Lamination entstehen einerseits durch die sedimentbindende Tätigkeit von Mikroben, indem Karbonatschlamm auf einer Schleimschicht eingefangen wird und andererseits durch Kalkfällung mittels photosynthetisch aktiver Cyanobakterien (z.B. SCOFFIN 1987). Da Ca<sup>2+</sup> ein Zellgift darstellt, welches aus dem Organismus heraustransportiert werden muß, erfolgt die Verkalkung hierbei extrazellulär. Dunkle organische Lagen werden gemeinhin als verkalkte Mikrobenmatten gedeutet, wohingegen helle Lagen den eingefangenen Kalkschlamm mit geringem organischem Gehalt repräsentieren. Stromatolithe wurden früher vielfach als typische Bindstones angesehen. Nach der Klassifikation von SCHMID (1996) sind jedoch lediglich agglutinierende Stromatolithe als Bindstones, peloidale und mikritische Stromatolithe dagegen als Framestones anzusprechen.

Bei der Ausbildung eines peloidalen Stromatoliths mit einer laminiert-partikulären Mikrostruktur muß von einer heterogenen Mikrobenassoziation ausgegangen werden. Photosynthese betreibende und folglich lichtabhängige Cyanobakterien bilden im oberen Teil des Biofilms flächig mineralisierte Lagen. Im unteren Teil des Biofilms führen dagegen lichtunabhängige coccoideale Bakterien zur Entstehung der Peloidlagen (SCHMID 1996). Anhand von Experimenten konnte nachgewiesen werden, daß die Karbonatproduktion einige Zentimeter unterhalb der Oberfläche, innerhalb der aphotischen Zone am wirksamsten vonstatten geht. Dort waren vor allem heterotrophe Bakterien für den Aufbau einer peloidalen Mikrostruktur verantwortlich (DUPRAZ & STRASSER 1999). Peloiden im Bereich von Mikrobenkrusten wurden früher verschiedentlich als peloidale Zemente gedeutet. LEINFELDER et al. (1993b) und LEINFELDER et al. (1994) belegen jedoch unter anderem anhand der perlschnurartigen

Aneinanderreihung der Einzelkomponenten ihre autochthone, mikrobielle Entstehung. Die auch hier auftretenden organogen entstandenen Peloiden, welche in einem sparitischen Zement eingebettet sind, ohne sich gegenseitig zu berühren, lassen darauf schließen, daß der ursprünglich zwischen den gebildeten Einzelkomponenten befindliche Mikrobenschleim nicht mehr überliefert ist und nun durch Sparit repräsentiert wird (SCHMID, pers. Mitteilg.).

Photosynthetisch aktive Cyanophyceen als Bestandteil des Biofilms setzten einen durchlichteten Lebensraum voraus. Zusätzlich dürfte von einer geringen Hintergrundsedimentation ausgegangen werden, da benthische Mikrobengemeinschaften nicht die Fähigkeit besitzen, Sedimentpartikel aktiv zu entfernen (SCHMID 1996). Stromatolithe sind mit Hartgründen und/oder hochenergetischen Milieus assoziiert (FLÜGEL 1978) und finden sich im mittel- bis hochenergetischen Flachwasser innerer Rampenbereiche (SCHMID 1996). FELDMANN & MCKENZIE (1998) beobachteten am Rezentbeispiel der Bahama-Plattform, daß sich Stromatolithe im niederenergetischen Intertidal bilden, während Thrombolithe gleichzeitig im höherenergetischen Subtidal auftreten. Stromatolithe ertragen dabei lediglich laminare Strömungsvorgänge, wohingegen Thrombolithe zusätzlich wellenresistente Strukturen aufbauen und daher Wasserturbulenzen tolerieren (FELDMANN pers. Mitteilg.).

Zur Zeit konkurrieren zwei Erklärungsansätze miteinander, warum rezente stromatolithische Mikrobenlagen zumeist auf obere intertidale und supratidale Bereiche beschränkt bleiben. Nach der klassischen Erklärung könnten Mikrobenkrusten im unteren Intertidal und im Subtidal durchaus auftreten, würden aber aufgrund von Weidegängern, vor allem von Gastropoden abgegrast und hätten ein sehr geringes Erhaltungspotential. Lediglich in Extremhabitaten (hypersalinare Buchten), welche aufgrund ihrer lebensfeindlichen Umweltfaktoren höher organisierte Invertebraten ausschließen, könnten Stromatolithe bis in das Subtidal vordringen (z.B. Shark Bay/Australien) (TUCKER & WRIGHT 1990). Obwohl in den oberen intertidalen bis supratidalen Bereichen der Einfluß von mikrobeabweidenden Invertebraten sehr stark eingeschränkt ist, dokumentieren Ostrakodengehäuse innerhalb des Lagenbaus Organismen, welche sich von den Mikrobenmatten ernährten (SCHMID, pers. Mitteilg.) und gegebenenfalls ihre Anpassungsfähigkeit an Extremhabitate belegen.

Nach moderner Ansicht treten rezente Stromatolithe bevorzugt in intertidalen Sedimentationsräumen auf, und zwar aufgrund der Fähigkeit autotropher procaryoter Cyanobakterien, Luftstickstoff aus der Atmosphäre als Nährstoff aufzunehmen, wohingegen subtidale Thrombolithe aufbauende Eucaryoten diese Fähigkeit nicht besitzen (FELDMANN pers. Mitteilg.).

Ungeachtet dieser Modelle deuten weitere Merkmale auf die Bildung dieses Sedimenttyps im höheren Inter- und/oder Supratidal hin. So dokumentieren die den Lagenbau zergliedernden Trockenrisse Auftauchphasen in den subaerischen Bereich. Anhand der Größe der daraus resultierenden polygonalen Strukturen kann ein Exposure-Index von 60-100% angenommen werden (vgl. HARDIE 1977). Zudem stellen fensterartige Hohlräume innerhalb stromatolithischer Lagen Austrocknungsphänomene dar, welche nach TUCKER & WRIGHT (1990) ebenfalls in den oberen intertidalen bis supratidalen Zonen stattfinden. Da sich in diesem Fall die Fenster auf die ehemaligen Mikrobenkrusten beschränken, ist ihre Entstehung auf Gasblasenentwicklung infolge sich zersetzenden organischen Materials zurückzuführen. Die frühe Verhärtung des Sediments durch die Mikroben verhinderte dabei den Kollaps dieser Hohlräume, welche anschließend sparitisch zementiert wurden (vgl. MF-Typ 5b).

Verkieselte Horizonte innerhalb von Karbonaten weisen auf Verdrängungsreaktionen von karbonatischen Bestandteilen hin und sind diagenetischen Ursprungs (TUCKER 1991). Hierbei geht die im Sediment fein verteilte biogene Kieselsäure in Lösung und wird als Opal erneut abgeschieden. Dieser verdrängt anschließend karbonatische Anteile im Sediment und wandelt sich in einem weiteren Schritt in Mikroquarz um (TUCKER 1985). Schwammnadeln werden oftmals als Quelle für biogene Kieselsäure in Schelfkarbonaten angesehen. Die

Verkieselungshorizonte in diesem Faziestyp dürften aufgrund ihrer Ausbildung im Zusammenhang mit stromatolithischen Lagen gesehen werden, welche infolge der beschriebenen diagenetischen Prozesse von mikrokristallinem Quarz verdrängt wurden. Die Zergliederung dieser Horizonte und die randliche Aufwärtsbiegung der einzelnen Scherben lassen hierbei an primäre, durch Trockenrissbildung entstandene Strukturen denken.

Sämtliche diskutierten Merkmale bezeugen einen oberen inter- bis supratidalen Lebensraum. Die mattenartig laminierte Ausbildung von peloidalen Stromatolithen unterstreicht den Charakter einer geschützten, relativ niederenergetischen Gezeitenfläche (LOGAN et al. 1964). Neben einer geringen Sedimentationsrate und einer guten Durchlichtung führten möglicherweise ungünstige Verhältnisse wie Hypersalinität sowie ein Wechsel zwischen langanhaltender subaerischer Exposition und Überflutung in Extremhabitaten zum weitgehenden Ausschluß von Weidegängern. Trotzdem erlaubten die Umweltbedingungen die Existenz von Ostrakoden. Möglicherweise begünstigte dieser Lebensraum die Bindung von Luftstickstoff durch darauf angepasste autotrophe Cyanophyceen. Auftauchphasen ließen schließlich die partielle Austrocknung und lokale Verwesung der Mikrobenlagen unter Bildung von Trockenrissen sowie fensterartigen Hohlräumen zu. Verkieselte Lagen konservierten hierbei den durch Trockenrisse unterteilten Lagenbau.

#### Fensterkalke (MF-Typ 5b)

Fensterkalke sind als äußerst geringmächtige Lagen in den Profilabfolgen von Vale Verde, Vale da Trave, Casal de Vale de Ventos und Montelo vertreten. Sie bilden zumeist dünne, mikritische und pelmikritische Einschaltungen innerhalb anderer Peritidalite aus und stehen bisweilen in einem engen Kontakt mit Karbonaten von Fazieszone 4. Als Ausnahmerecheinung sind Fensterkalke in Montelo als ein relativ mächtiger Horizont (~1m) offen-lagunären Faziesseinheiten zwischengeschaltet. Im An- und Dünnschliffbereich zeigen sich die loferitischen Lagen eng mit Cyanophyceen-Boundstones (MF-Typ 5a) und Mikrobenklasten-Ostrakoden-Peloid-WS/PS (MF-Typ 5c) assoziiert. Darüber hinaus kann das Probenmaterial vollständig als Loferit überliefert sein.

Die Fenster sind parallel zur Schichtung orientiert und bilden ein laminiertes Fenstergefüge (LF-Gefüge). Zeigen Algenlaminite Protuberanzen, so können laminierte Fensterstrukturen ihren irregulär-welligen Verlauf nachzeichnen. In einem Probenexemplar sind zusätzlich schräg zur Schichtung verlaufende Fensterstrukturen festzustellen. Die Mächtigkeit der einzelnen loferitischen Lagen im Handstück schwankt zwischen 1,5 und 4,5 cm. In der Hauptsache treten laminierte Fenstergefüge vom LF-B-Typus auf (Tafel 3/Abb. 8). Diese sind in den Profilabfolgen von Vale Verde sowie von Casal de Vale de Ventos am auffälligsten und lassen sich zumeist innerhalb peloidreicher Lagen von peloidalen Stromatolithen nachweisen. In Vale da Trave treten schichtparallel gelängte Fensterstrukturen mit LF-A-Gefüge innerhalb eines bioturbirten Algenlaminits auf (Tafel 3/Abb. 7). Auch in der Profilabfolge von Montelo sind vereinzelt LF-A-Gefüge vorzufinden. Übergänge zwischen LF-B- und LF-A-Gefügen sind grundsätzlich selten. Die einzelnen Fenster des LF-B-Gefüges erreichen Größen zwischen 0,3 und 11,7 mm mit einer Häufung bei ~6 mm. LF-A-Gefüge bilden 0,8 bis 5,9 mm lange und maximal 0,3 mm breite Fenster aus. Gesteine dieser Faziesseinheit mit irregulären birdseyes-Strukturen in einer mikritischen Matrix sind selten und weisen keine Laminite (peloidale Stromatolithe) auf.

In den Gesteinsbereichen abseits der Fensterstrukturen zeigen sich Reste peloidaler Stromatolith-Lagen, welche von der Hohlraumformation verschont geblieben sind. Darin treten mehrheitlich zweiklappig überlieferte Ostrakodengehäuse auf (vgl. MF-Typ 5a).

Vereinzelt lassen sich in dünnen Lagen Gipsseudomorphosen feststellen, die anhand der glatten und definierten Kristallumgrenzung sowie durch einspringende Winkel der ursprünglichen Kristallzwillinge gut zu erkennen sind

(Tafel 3/Abb. 8). Zusätzlich erzeugen Trockenrisse, wie in Cyanophyceen-Boundstones von MF-Typ 5a, auf Schichtflächen ein polygonales Muster. Infolge der durch einen groben Blockzement auskristallisierten Hohlräume erhält das Gestein ein brecciöses Erscheinungsbild. Teilweise konnte sich noch vor der Zementation der Hohlräume ein mikritisches Internsediment anreichern, das für die Ausbildung fossiler Wasserwaagen verantwortlich war.

#### *Diskussion und Milieuinterpretation*

Fensterkalke lassen sich nicht ohne Probleme in die von DUNHAM (1962) vorgegebene und durch EMBRY & KLOVAN (1972) erweiterte Klassifikation für Karbonatgesteine einteilen. Die häufig enge Vergesellschaftung dieser Hohlraumstrukturen mit peloidalen Stromatolithen, aus deren Verrottung sie hervorgehen können, erlaubt jedoch die Fensterkalke unter Vorbehalt zu den Boundstones zu stellen. In der standardisierten Profildarstellung ist daher das horizontale Maß für Boundstones und Fensterkalke das gleiche und wird mit dem Kürzel B/L (Boundstones/Loferite) versehen (Abb. 25a).

Die verschiedenen Fenstergefüge werden nach einer Reihe von Autoren unterschiedlich definiert. So entsprechen die durch Sturmflutereignisse überprägten LF-A-Gefüge im Briloner Massenkalk von MESTERMANN (1995) den Fensterstrukturen des LF-B Typs von FLÜGEL (1982). Die diesem MF-Typ zugrunde liegende Gliederung der Fensterstrukturen lehnt sich an die Klassifikation von FLÜGEL (1982) an und wird hier wie folgt verwendet:

#### **birdseyes:**

irreguläre sparitisch zementierte Hohlräume ohne Verbindung untereinander, mit zufälliger Orientierung in einer mikritischen Matrix ausgebildet und kleiner als Fensterstrukturen.

#### **Laminierte Fensterstrukturen:**

sparitisch zementierte Hohlräume, die schichtparallel angeordnet sind.

- LF-A-Gefüge: laminierte Fensterstrukturen mit regelmäßig parallel zur Schichtung gelängten Hohlräumen, wahrscheinlich einen primären Lagenbau nachzeichnend.
- LF-B-Gefüge: laminierte Fensterstrukturen mit irregulären oder isometrischen Einzelhohlräumen, welche nicht schichtparallel verlaufen.

Nachdem der Ausdruck „birdseyes“ als alter Ausdruck amerikanischer Feldgeologen für sparitisch zementierte Hohlräume Verwendung fand, führte TEBBUTT et al. (1965) den Begriff „Fenster“ für primäre Hohlräume im Gestein ein, die größer sind als die durch ein komponentengestütztes Gefüge erzeugten Zwickelporen zwischen den Komponenten. Für die Entstehung von Fensterporen kommen nach FLÜGEL (1982) unterschiedliche Prozesse in Betracht. Sie werden beispielsweise als fossile Gasblasenbildungen infolge verwesender Organismen, Schrumpfporen aufgrund der Austrocknung von Gezeitedimenten, durch Evaporitlösung entstandene Poren sowie Hohlräume, welche einem nicht überlieferten Organismus entsprechen, interpretiert. TUCKER & WRIGHT (1990) führen irreguläre Hohlräume auf Austrocknung und Schrumpfung, aber auch auf Gasblasenentwicklung und Hohlraumbildung infolge von Wachstumsstörungen innerhalb mikrobieller Matten zurück. Laminierte Fenstergefüge hingegen sind danach auf Stromatolithe beschränkt und resultieren aus Austrocknungsvorgängen und der Aufspaltung einzelner Laminitlagen sowie aus der Oxidation von Mikrobenmatten (op. cit.).

Irreguläre und laminierte Fensterstrukturen gelten als wichtige Faziesanzeiger für obere intertidale bis supratidale Sedimentationsräume. So weisen beispielsweise Fensterkalke der Gezeitebene von Andros Island/Bahamas einen Exposure-Index von 60-100% auf und befinden sich somit überwiegend im subaerischen Bereich (GINSBURG et al. 1977). Irreguläre, fensterartige Strukturen in komponentengestützten Strandsanden werden als „keystone vugs“ bezeichnet, die auch im Subtidal entstehen können und daher nicht unbedingt als faziesdiagnostisch für

Auftauchereignisse gelten (SHINN 1983b). Offene Grabgänge und Wurzelröhren wurden vielfach ebenfalls als Fensterporen oder birdseyes angesprochen, was jedoch nach SHINN (1983a, b) vermieden werden sollte.

Fensterkalke setzen zu ihrer Bildung eine geringe Wasserenergie, einen schwach geneigten Ablagerungsraum und einen geringen Tidenhub voraus (LEINFELDER 1994a). Für die fossile Überlieferung der Hohlräume ist außerdem eine schnelle Verhärtung des Substrats erforderlich, um einen Kollaps der Hohlraumstrukturen zu verhindern.

Ein Großteil der Fenstergefüge ist eng mit peloidalen Stromatolithen assoziiert, so daß ihre Entstehung auf Gasblasenentwicklung infolge der Zersetzung bakteriellen Materials zurückgeführt werden kann. Die mikrobiellen Lagen dürften ihrerseits für die schnelle Verhärtung des Sedimentes verantwortlich sein (SCHMID pers. Mitteilg.). Scheinbar ist die Ausbildung der jeweiligen Mikrobennatten für die Form der Fensterstrukturen von entscheidender Bedeutung. So korrelieren vor allem irreguläre Fenster vom LF-B-Typus mit peloidalen Bakterien-Lagen, wohingegen die seltenen LF-A-Gefüge die im oberen Teil des Biofilms auftretenden laminierten Cyanophyteen nachzeichnen. Die im Einzelfall schräg zur allgemeinen Bankung verlaufenden Fensterstrukturen stellen möglicherweise Reste natürlicher, algenmattenbewachsener Uferdämme von Gezeitenkanälen dar, wie sie auch innerhalb der Gezeitenzone der Ota-Plattform nachgewiesen werden konnten (LEINFELDER 1994a).

Seltene, nicht an peloidal-stromatolithische Strukturen gebundene Fenstergefüge sind wahrscheinlich abiogener Entstehung infolge von Austrocknungsereignissen innerhalb des Substrats. Die Zementierung der Hohlräume erfolgte nicht ausschließlich unmittelbar nach ihrer Entstehung, so daß sich bereichsweise vadoser Silt in den Poren absetzen konnte, um ein Geopetalgefüge zu erzeugen. Die frühe Substratverhärtung, welche die Erhaltung dieser nicht an Mikrobennatten gebundenen Hohlräume ermöglichte, ist auf den aktiven diagenetischen Charakter eines supratidalen Ablagerungsgebietes zurückzuführen (vgl. SHINN 1983a). Gipsseudomorphosen repräsentieren ebenfalls mittels anorganischer Prozesse gebildete Fenster. Die ursprünglich während ausgeprägter Trockenphasen auskristallisierten evaporitischen Gipskristalle wurden anschließend aufgelöst, während der verbleibende Hohlraum schließlich durch einen sparitischen Zement ausgefüllt wurde. Die nur kurze Dauer dieser Trockenphase wird durch die ausgesprochen geringmächtige Lage dieser Gipsseudomorphosen belegt. Deutlich entwickelte Trockenrisse dagegen dokumentieren länger andauernde Hebungen des Ablagerungsraumes in den subaerischen Bereich (vgl. MF-Typ 5a). Gut gegeneinander abgrenzbare Einzelpeloide im Gestein sind ein weiteres Indiz für eine schnelle Lithifizierung des Sedimentes (TUCKER & WRIGHT 1990). Gerade wegen der schnellen Sedimentverhärtung konnte der Untergrund bei Austrocknung zerbrechen und in einzelne Scherben gegliedert werden, was somit zu einer lokalen Brecciation des Gesteins führte.

Als Sonderentwicklung gelten innerhalb niederenergetisch-lagunärer Abfolgen (Profil Montelo) supratidale Fensterkalke mit Trockenrissen. Diese entstanden fernab von Gezeitenflächen wahrscheinlich auf intralagunären Schlammhügeln, wie sie rezent in der Bucht von Florida beschrieben und außerdem in der lagunären Zone des Ota-Kalkes beobachtet wurden (LEINFELDER 1992). Diese bildeten sich durch die Akkumulation von Karbonatschlamm während saisonaler Winterstürme. Die anschließende Sedimentstabilisierung erfolgte rezent durch den Bewuchs von Seegrass (ENOS & PERKINS 1977). Im vorliegenden Fall dürfte die Stabilisierung jedoch mittels nicht überlieferter Grünalgen stattgefunden haben, da Seegrass erst ab der Kreide bekannt ist. Trotz des Aufwachsens der Schlammhügel entstanden jedoch keine ausgedehnten Inseln, unter denen sich eine Süßwasserlinse herausbilden konnte. Somit blieb auch die Besiedlung durch höhere Pflanzen und die Anhäufung organischen Materials aus. Die Genese von „Black Pebbles“, welche im Bereich solcher Schlammhügel entstehen können (LEINFELDER 1992, 1994a) fand folglich nicht statt.

Obwohl Fensterkalke weithin als obere intertidale bis supratidale Bildungen interpretiert werden (s.o.), deutet die Anwesenheit von pseudomorph überlieferten Evaporiten, Trockenrissen und Austrocknungsbreccien auf rein supratidale Sedimentationsbedingungen hin. Möglicherweise spiegeln loferitische Lagen in Kombination mit peloidalen Stromatolith-Lagen von MF-Typ 5a eine ausgeprägte Saisonalität des Klimas wider. Hierbei dürften stromatolithische Bildungen die Niederschlagsperiode dokumentieren, wohingegen loferitische Horizonte auf Trocken- und Auftauchphasen verweisen, welche ein für Invertebraten lebensfeindliches Milieu erzeugten.

#### Mikrobenklasten-Ostrakoden-Peloid-WS/PS (MF-Typ 5c)

Dieser Sedimenttyp ist im Bereich der Serra dos Candeeiros und des Plateaus von Fátima weit verbreitet und kann sowohl dünne Lagen, als auch relativ mächtige Einheiten (5 - 6 m) ausbilden. Er tritt vor allem in Kombination mit MF-Typ 5a und 5b auf und kann mit randmarinen Karbonaten von Fazieszone 4 und mitunter mit „Black Pebble“-Lithoklast-FS (MF-Typ 2d) wechsellagern.

Insgesamt zeichnet sich das Gestein durch eine geringe Diversität bei zum Teil hoher Individuenzahl der einzelnen Organismengruppen aus. Der Charakter dieser Faziesseinheit wird dabei durch aufgearbeitetes Mikrobenmaterial, durch die begleitenden und bisweilen massenhaft auftretenden, selten skulpturierten Ostrakoden sowie durch Ostrakodenschill bestimmt. Bis zu 2 cm große Klasten sind im Dünnschliff deutlich als Reste peloidaler Stromatolithe (vgl. MF-Typ 5a) erkennbar. Im Handstück äußern sie sich als bräunliche, irreguläre und homogene Komponenten, welche sich aufgrund ihrer etwas dunkleren Färbung gegenüber der mikritischen Grundmasse deutlich abheben. Im Bereich von Phytoklasten und auch von Ostrakodengehäusen finden sich oftmals verkieselte Gesteinspartien. Innerhalb der von mikrokristallinem Quarz bestimmten Verkieselungen treten zum Teil einzelne Ostrakoden auf. Gyrogonite sind in diesem Faziestyp unterschiedlich häufig vertreten und können lagenweise angereichert oder zu einem größeren Klast verbacken sein. Innerhalb der Lagen sind sie bereichsweise deformiert und zerbrochen ohne dabei auf eine anschließende Umlagerung der Fragmente hinzudeuten. Mit ausgesprochen seltenen Koskinobullinen sowie feinporigen Cyanobakterien vom *Cayeuxia*-Typus wird im wesentlichen das mikrofossile Organismenspektrum vervollständigt.

Makrofossilien sind in der Hauptsache bioklastisch überliefert und werden fast ausschließlich von Mollusken repräsentiert. Hierbei treten Gastropodenreste selten und der zumeist dünnklappige Bivalvenschutt mit durchschnittlicher Häufigkeit auf. Längliche Bioklasten können zum Teil eingeregelt sein. Serpelkolonien inkrustieren Molluskenhartteile und enthalten in ihren oftmals fragmentierten Einzelröhren mikritisches Internsediment, welches unterschiedlich orientierte Geopetalgefüge erzeugt. Weitere fossile Wasserwaagen bleiben des weiteren auf intrapartikuläre Hohlräume von Ostrakoden, Gastropoden und selten porostromaten Cyanophyceen beschränkt. Grabspuren sind ebenfalls selten und vereinzelt durch Koproolithen (*Favreina cf. prusensis*) markiert.

Peloide, welche massenhaft in Erscheinung treten können, sind als allochthone kleine Sedimentpartikel und als aus dem Zerfall von Mikrobenmaterial entstandene Komponenten anzusprechen. Letztere zeichnen sich, ähnlich den größeren stromatolithischen Klasten, durch eine gegenüber der Matrix stärkeren Dunkelfärbung aus. Intraklasten sind verbreitet, und können in einzelnen Lagen angereichert sein. Ooide, Cortoide, Onkoide und „Black Pebbles“ treten lediglich akzessorisch auf. Auch der terrigene Anteil ist verschwindend gering und äußert sich in Form kleiner Pflanzenhäcksel und vereinzelt auftretendem Quarzsilt. Die lagige Anreicherung von Bioklasten, Ostrakoden und Gyrogoniten führt bereichsweise zu einem schichtigen Gesteinsaufbau. Kleinmaßstäbliche Verzahnungen mit *Heteroporella*-führenden Karbonaten zeigen flaserige Sedimentstrukturen, wie sie aus siliziklastischen Wattsedimenten an der Nordsee bekannt sind (z.B. REINECK & SINGH 1980). Dabei reichen auffällig dunkle, an

Organik reiche Schuttlagen unterschiedlich weit in die deutlich helleren, randmarinen Karbonate hinein (Tafel 3/Abb. 5).

#### *Diskussion und Milieuinterpretation*

Der hohe Gehalt an zum Teil verkieselten Resten von aufgearbeiteten, peloidalen Stromatolithen sowie die enge Vergesellschaftung mit MF-Typ 5a und 5b in der Profilabfolge macht für diesen Faziestyp eine Ablagerung als Schuttfazies von stromatolithischen Boundstones wahrscheinlich. Die Mikrobematten wurden im Herkunftsgebiet wahrscheinlich durch höherenergetische Ereignisse (beispielsweise Stürme, Wellentätigkeit) aufgearbeitet. Dies wurde dadurch vereinfacht, daß die oftmals durch Austrocknung in Einzelscherben unterteilten Laminite relativ leicht zu mobilisieren waren. Die einzelnen Lagen zerfielen unter dem Einfluß dieser Ereignisse zu peloidgroßen Partikeln. Phasenweise führten die hochenergetischen Ereignisse gleichzeitig zur Bildung dünner intraklastischer Lagen, indem das halbverfestigte Sediment durch bodengreifende Wellen ebenfalls aufgearbeitet wurde.

Abiogen entstandene Peloiden gehen auf benthische beziehungsweise endobenthische Organismen zurück und sprechen indirekt für ein plastisches, jedoch standfestes Substrat und einen gut durchlüfteten Bodenbereich. Trotzdem weist die Seltenheit von Grabgängen und ein schichtiges, nicht homogenisiertes Sediment auf eine eingeschränkte infaunale Tätigkeit hin. Das Fehlen sämtlicher Austrocknungsstrukturen innerhalb dieses Sedimenttyps belegt seine Ablagerung gegenüber den inter- bis supratidalen Einheiten von MF-Typ 5a und 5b in küstenferneren Sedimentationsräumen. So weisen Mollusken, *Koskinobullina socialis*, „Cayeuxiide“ und Grabgänge deutliche Affinitäten zu Sedimenten aus rand- bis flachmarinen Bereichen von Fazieszone 4 auf. Die zahlreichen Ostrakoden dürften hierbei sowohl autochthone Faunenelemente als auch zusammen mit Mikrobematten aus dem oberen Intertidal und Supratidal eingeschwemmte Organismen darstellen. Ihre Dominanz, bei gleichzeitig geringer Faunendiversität hat im wesentlichen zwei Ursachen. Zum einen demonstrieren autochthone Ostrakoden ihre Anpassungsfähigkeit an extreme und/oder sich ändernde Lebensbedingungen (Salinität, Temperatur). Zum anderen spiegeln allochthone Exemplare einen Lebensbereich wider, der durch Mikrobematten bestimmt war und die Ernährung der Ostrakoden sicherte (SCHMID, pers. Mitteilg.). Auch Oogonien wurden entweder durch Zuflüsse aus limnischen oder brackischen Habitaten eingetragen oder möglicherweise durch Wind eingeblasen. Ihr deformierter und zerbrochener Erhaltungszustand ist dabei Ausdruck von postdepositionellen Kompaktionsereignissen. Synsedimentäre Umlagerungsprozesse sind auszuschließen, da die Oogonienbruchstücke noch im Verband überliefert sind.

Seltene „Black Pebbles“ und Verzahnungen dieses Faziestyps mit „Black Pebble“-Lithoklast-Floatstones verweisen auf die Existenz eines pflanzenbestandenen, sumpffartigen Küstenbereichs. Meerwärts zeigen die Karbonate als flasergeschichtete Wattsedimente den Übergang zu randlich lagunären Sedimentationsräumen an, indem sie mit eingeschränkt marinen Einheiten aus Fazieszone 4 verzahnen. Verkippte Geopetalgefüge in euhalinen Faunenelementen sowie das Auftreten vollmariner Komponenten (Ooide, Cortoide, Onkoide) belegen dagegen Transportvorgänge aus vergleichsweise küstenfernen Rampenzonen.

Der Ablagerungsraum von Mikrobematten-Ostrakoden-Peloid-WS/PS nahm räumlich und faziell eine Zwischenstellung zwischen subtidalen Sedimenten einer eingeschränkten Plattform (Fazieszone 4) und flach intertidalen bis supratidalen Bildungen (MF-Typ 5a, 5b) ein. Er stand unter dem zum Teil wellen- und windinduzierten Einfluß beider Faziesbereiche und nahm deren Abtragungsschutt auf. Die Biomikrite dürften folglich als im Übergang zwischen flachem Sub- und unterem Intertidal abgelagert zu interpretieren sein.

### 3.1.6 Lagunäre Faziesseinheiten einer offenen Plattform (FZ 6)

Die Faziestypen aus dieser Fazies- und Sedimentationszone bilden ausschließlich mikritisch dominierte und weitgehend niederenergetische Karbonatgesteine aus. Sie sind die am nördlichen Ostrand des Lusitanischen Beckens am weitesten verbreiteten Faziesseinheiten und bilden mit großer Mächtigkeit die obere Hälfte aller Profilabfolgen in der Serra dos Candeeiros und auf dem Plateau von Fátima. Im Gegensatz zu den palustrinen/lakustrinen (vgl. Kap. 3.1.2, 3.1.3) und randmarinen/peritidalen Abfolgen (vgl. Kap. 3.1.4, 3.1.5) zeigen sie eine relativ monotone Entwicklung des Faziesraumes an. Im Gelände weisen die zumeist wenige dezimetermächtigen und gut gebankten Gesteinsschichten ausgesprochen helle, graue bis nahezu weiße Verwitterungsfarben auf und sind im frischen Bruch nur unwesentlich dunkler. Das untersuchte Probenmaterial ließ eine Unterteilung niederenergetischer Lagunensedimente in 3 Subfaziesräume zu, auf welche sich insgesamt 8 Faziestypen verteilen.

#### Subfazies 1: Foraminiferen-dominierte Faziesseinheiten

Unter dieser Subfazies lassen sich 5 verschiedene Faziestypen zusammenfassen, welche untereinander häufig graduelle Übergänge aufweisen können. Diese Subfazies dominiert einen Großteil aller Profilabfolgen, wobei die einzelnen Sedimenttypen in scheinbar zufälliger Wechsellagerung miteinander assoziiert sind. Der hohe Mikritanteil ist für ein offenes Gesteinsgefüge (Mud-, Wacke-, Floatstones) verantwortlich. Abgesehen von benthischen Foraminiferen (vor allem Lituolide, Loftusiide), verbreiteten Austern- und *Trichites*-Fragmenten, Gastropodengehäusen (zum Beispiel *Nerinea*, *Ampullina*), Echinodermenresten und nicht näher bestimmbarem Molluskenschutt beherrscht dieser den Gesteinscharakter.

Folgende Mikrofaziestypen definieren Subfazies 1:

- Lituoliden/Loftusiiden-Pelecypoden-Bioklast-(MS)/WS/FS (MF-Typ 6a)
- Bioturbierter Lituoliden/Loftusiiden-Pelecypoden-Bioklast-MS/WS/(FS) (MF-Typ 6b)
- Lituoliden/Loftusiiden-Gastropoden-Bioklast-WS/FS (MF-Typ 6c)
- Lituoliden/Loftusiiden-Echinodermen-Bioklast-WS/FS (MF-Typ 6d)
- bioturbierter und bioklastführender MS (MF-Typ 6e)

MF-Typ 6a und 6b sind die am häufigsten auftretenden Einheiten, in die mit geringerer Mächtigkeit und Häufigkeit MF-Typ 6c, 6d und 6e eingeschaltet sind. MF-Typ 6e ist nur sehr selten entwickelt und zeichnet sich durch ein nahezu organismen- und komponentenfreies Mudstonegefüge aus. Die Zusammensetzung einer verarmten Fauna rechtfertigt jedoch die Zuordnung zu Subfazies 1.

Lituolide und loftusiide Foraminiferen sind die bestimmenden Faunenelemente und können zum Teil in gesteinsbildender Häufigkeit auftreten (Tafel 5/Abb. 6). Sie werden vor allem durch *Alveosepta jaccardi*, seltener durch *Ammobaculites* sp. und *Nautiloculina oolithica* repräsentiert. Alveosepten besitzen sowohl megalosphärische (*Alveosepta* sp. a) als auch microsphärische Proloculi (*Alveosepta* sp. b). Hierbei schwankt der megalosphärische Proloculusdurchmesser zwischen 0,8 und 1,0 mm, wobei ein einmaliges Maximum von 2 mm gemessen werden konnte. Microsphärische Proloculi besitzen meist einen Durchmesser von 0,5 - 0,6 mm. Gemeinsam auftretende Schwammnadeln mit monaxoner und tetractiner Bauweise dürften nach dem Bestimmungsschlüssel von KRAUTER (1997) von tetractinomorphen Schwämmen aus der Klasse der Demospongiae stammen. Sie können zusammen mit winzigen, nierenförmigen Skleren von *Rhaxella* sp. partiell angereichert sein oder fehlen. Weitere Mikrofossilien



sind selten und spielen beim Gesteinsaufbau eine nur untergeordnete Rolle. Hiervon werden rotaliide Foraminiferen durch *Lenticulina* sp. und vereinzelt *Epistomina* sp. vertreten. Nubeculariide und quinqueloculine Formen dominieren die Gruppe der milioliden Foraminiferen. Erstere bilden oftmals flache Inkrustationen auf Komponenten und Organismenhartteilen. Quinqueloculine Morphotypen sind mitunter Gehäusebestandteil agglutinierender Foraminiferen.

Zu den akzessorisch im Gestein auftretenden Mikrofossilien gehören *Cayeuxia* sp., *Acicularia* sp. 2 (nach SCHLAGINTWEIT 1991) (Tafel 5/Abb. 7), *Cylindroporella* cf. *arabica* (Tafel 9/Abb. 6), *Cylindroporella* sp., weitere, nicht näher bestimmbare Dasycladaceen, *Marinella lugeoni*, *Koskinobullina socialis*, inkrustierende Bryozoen („*Berenicea*“) sowie *Lithocodium aggregatum* und *Solenopora cayeuxiformis*. Nur in wenigen Proben kommen zusätzlich vereinzelte Ostrakodengehäuse vor.

Austernklappen (einschließlich *Lopha* sp. und *Nanogyra nana*) sowie *Trichites* sp. sind vereinzelt durch lithophage Muscheln angebohrt. Sie stellen zusammen mit bioklastischem Material und nicht näher bestimmtem Bivalvenschutt weit verbreitete Organismenhartteile von Makrofossilien dar. Epibenthisch zementierte Austern sind bisweilen sowohl semi-infaunalen (*Trichites* sp.) als auch epibenthisch-byssaten Muscheln (*Arcomytilus morrisi*, *Modiolus* sp.) aufgewachsen. Ebenfalls verbreitet sind zumeist nicht näher bestimmbare Gastropodengehäuse und Echinodermenreste (Seeigelstacheln, seltener Trochiten). Einzelne, faustgroße Crinoidenwurzeln besitzen eine auffällig schwarz-violette Zonierung und zerfallen beim Anschlag leicht in kleine Calcitrhomboeder. Der jeweilige Anteil der genannten Makroorganismen bestimmt schließlich den Charakter der einzelnen Sedimenttypen aus Subfazies 1.

Trotzdem stellen ausgesprochen spärlich verteilte, überwiegend in neomorpher Schalenerhaltung überlieferte Bivalven aufgrund ihrer Größe wesentlich auffälligere Faunenelemente dar. Hierzu gehören *Ceratomya excentrica* (Tafel 11/Abb. 7c), *Pholadomya* cf. *protei*, *Pholadomya* sp., *Arcomytilus morrisi*, *Arcomytilus* sp., *Modiolus* sp., *Regulifer beirensis* und *Nicaniella (Trautscholdia) supracorallina*. Pectinide und heterodonte (?*Thracia* sp.) Muscheln sowie limide Bivalven vom *Plagiostoma*-Typ und ?*Grammatodon* sp. vervollständigen im Einzelfall die Bivalvenfauna.

*Nerinea* sp. und *Ampullina* sp. bilden ebenfalls auffällige Gehäuseformen aus. Während Nerineen lokal auf geringmächtige Profilabschnitte konzentriert sein können (vor allem Profil Montelo/Fátima) und auf Schichtflächen hervorwittern, treten Ampullinen verstreut über relativ mächtige Profilintervalle auf (z.B. Profil Murteira).

Die aus wenigen Einzelexemplaren bestehende Begleitfauna wird von terebratuliden, selten rhynchonelliden Brachiopoden, Kalkschwämmen, *Neuropora* sp. und bioklastischen Stromatoporen gebildet. Auch zum Teil von lithophagen Muscheln angebohrter Korallenschutt ist nicht sehr verbreitet. In den ausschließlich rekristallisierten Korallenkelchen ist zum Teil ein mikritisches Internsediment erkennbar. Anhand der Kelchanordnung und der Ausbildung der Septen lassen sich sowohl plococide als auch microsolenide Formen gegeneinander abgrenzen. Vereinzelt treten Einzelkorallen (*Montlivaltia* sp.) auf, welche von ästig-plocociden Korallen besiedelt sein können (Tafel 7/Abb. 6). Mitunter erzeugen Serpelkolonien nicht nur auf Korallenhartteilen, sondern auch auf Austernklappen, *Trichites* sp. und weiteren Bioklasten irreguläre Aufwüchse.

Während in den Sedimenten von Faziestyp 6a bioturbate Strukturen fehlen, sind diese in den Ablagerungen von MF-Typ 6b, 6d und 6e, seltener in 6c ein prominentes Merkmal. Auf nicht überlieferte Endobenthonten deuten inhomogene Komponenten- und Organismenanreicherungen (Packstones) hin. Vorwiegend Bioklasten und textulariide Foraminiferen erscheinen wirbelartig-konzentrisch um ehemalige Grabgänge orientiert (Tafel 8/Abb. 2), mit denen oftmals verschiedene Koprolithen vergesellschaftet sind. Es überwiegen hierbei neben ovoiden

Koprolithen ohne erkennbare Internstruktur Crustaceen-Koprolithen mit einer im Querschnitt acht- bis zehnstrahligem Symmetrie und einem stabförmig gestreiften Längsschnitt. Des weiteren konnten bestimmt werden: cf. *Palaxius palataensis*, *Favreina* cf. *prusensis*, *Favreina* sp. und *Petalina* cf. *hexalunulata*.

Als lokale Besonderheit dürfte ein durch *Rhizocorallium irregulare* intensiv bioturbierter Profilabschnitt in Murteira gelten. Dieses Ichnofossil erzeugt auf Schichtflächen deutliche, bis zu einem Meter lange oder spiralig aufgewundene, horizontal orientierte Spreitenbauten (Tafel 5/Abb. 4). Der knollige Erhaltungszustand relativ geringmächtiger Bankbereiche in der Profilabfolge von Casal de Vale de Ventos ist ebenfalls ein auf Bioturbation zurückzuführendes Phänomen. Die Knollenkalke bilden dabei eine deutliche Geländerippe, welche in einzelne stotzenartige Strukturen zergliedert sein kann (Tafel 5/Abb. 3). In ihnen scheint *Pholadomya* cf. *protei*, bei ansonst typischem Fauneninhalt, angereichert zu sein.

Abgesehen von einem bisweilen höheren Peloidanteil und mikritischen Intraklasten (Plastiklasten), tragen abiogene Komponenten in den matrixgestützten Karbonaten dieser Subfazies kaum zum Gesteinsaufbau bei. So sind Cortoide, Ooide und Mikritonkoide vernachlässigbar selten. Lignitische Bestandteile zeigen sich als winzige, dispers im Gestein verteilte Schmitzen, welche in der Nähe von Grabgängen angereichert sind. Organische Hartteile (agglutinierende Foraminiferen), 8-10 strahlige Koprolithen sowie bioturbierte Bereiche zeichnen sich oftmals durch goethitische Eisenimprägnierungen aus. Fossile Wasserwaagen zeigen sich in intrapartikulären Hohlräumen und zum Teil in Grabgängen. Sie werden entweder von Peloiden oder von Kalkschlamm erzeugt und sind gegenüber der allgemeinen Schichtung teilweise leicht verkippt. Ein innerhalb der Grundmasse erkennbares Krümelgefüge äußert sich als mikrogranulare Matrix, welche durch die inhomogene Verteilung mikritischer Anteile gebildet wird. Spätdiagenetische Dolomitisierung ist entlang von Unstetigkeitsflächen (Klüften, Stylolithen) festzustellen. Mit dieser gehen eine Kornvergrößerung und eine gelblich-rötliche Färbung des Sediments (Dedolomit?) einher. Das Gestein kann zusätzlich von Spalten durchzogen werden, in denen ein wasserklarer Blockzement auskristallisierte. Sie verleihen den Karbonaten mitunter ein brecciöses in-situ Gefüge.

#### *Diskussion und Milieuinterpretation*

Der bei der Faziesbeschreibung aufgeführte hohe Anteil an unterschiedlichen Fossilien darf nicht darüber hinwegtäuschen, daß es sich, abgesehen von textulariiden Foraminiferen, oftmals um komponenten- und fossilarme Mud-, Wacke- sowie Floatstones handelt. Die Vielfalt an Organismen ergibt sich aus der großen Mächtigkeit, mit der Subfazies 1 in der Serra dos Candeeiros und im Gebiet bei Fátima ansteht. Ein Teil der Fossilien ist oftmals mit nur wenigen Individuen belegt und erscheint bei der Faziesbeschreibung überrepräsentiert.

Trotz des schwankenden Gehalts der Makrofossilgruppen, welche für die Prägung der einzelnen Faziestypen verantwortlich sind, steht der vollmarine, lagunäre Charakter des Sedimentationsraumes dieser Subfazies außer Frage. Überwiegend niederenergetische Ablagerungsbedingungen unterhalb der Schönwetterwellenbasis ließ den Absatz von feinem Kalkschlamm zu.

Filigrane und gegenüber mechanischer Einwirkung empfindliche Dasycladaceen unterstreichen das niederenergetische Merkmal des Ablagerungsgebietes. Zusammen mit Cyanobakterien dokumentieren sie einen Lebensraum innerhalb der photischen Zone. Ihre geringe Häufigkeit bei gleichzeitig hohem Mikritanteil, läßt die Vermutung zu, daß ein beträchtlicher Teil der Karbonatschlammproduktion auf den Zerfall der Grünalgenthalli zurückzuführen ist. So scheint der rezent in der Bucht von Florida abgelagerte Karbonatschlamm ebenfalls durch den Zerfall von Grünalgen (hier vorwiegend Codiaceen) entstanden zu sein (STOCKMANN et al. 1967).

Der zum Teil massenhaft auftretenden Foraminifere *Alveosepta jaccardi* wird eine süßwassertolerierende Lebensweise zugesprochen (RAMALHO 1971, FELBER et al. 1982), da sie in der Serra da Arrábida, wie auch in Mikrofaziestyp 4a, häufig mit Charophyten und Ostrakoden vergesellschaftet ist (vgl. Kap. 3.1.4). Auch *Arcomytilus morrisoni* sowie *Nicaniella* sp. besitzen ebenfalls euryhalinen Charakter und vermögen bis in Bereiche des Brachyhalinikums vorzudringen (HALLAM 1977, LEINFELDER 1986, WERNER 1986). Trotzdem war eine Einschränkung des Lebensraums durch erniedrigte Salinitätswerte nicht verwirklicht, da stenohaline Organismen (Echinodermen, Korallen, Brachiopoden, Dasycladaceen) Schwankungen im Salzgehalt des Meerwassers ausschließen. Sauerstoffmangelsituationen wiederum werden entgegen der zum Teil geringen Faundichte (vgl. MF-Typ 6e), durch die hellen Gesteinsfarben und eine zumeist starke Bioturbation widerlegt.

Die als *Rhizocorallium irregulare* identifizierten Spreitenbauten wurden bereits von FÜRSICH & SCHMIDT-KITTLER (1980) am Capo Espichel/Portugal beschrieben und als Freßbauten interpretiert. Sie setzen infolgedessen ein Substrat voraus, in welchem organische Substanz angereichert ist. Nach LEINFELDER (1986) sind für den Erhalt intensiv zerwühlter Horizonte mit waagrecht angelegten Grabgängen geringe Sedimentationsraten und niederenergetische Verhältnisse unterhalb der Schönwetterwellenbasis erforderlich. FÜRSICH (1975) nimmt anhand von Kratzspuren von Decapoden ein zur Zeit der Durchwühlung bereits halbverfestigtes Substrat an und interpretiert *Rhizocorallium irregulare* ebenfalls als eine im niederenergetischen und tieferen Subtidal von Lagunen entstandene Struktur. Bei solchen Substratbeschaffenheiten sind tiefgrabende Muscheln auszuschließen. Tatsächlich tritt in von *Rhizocorallium irregulare* dominierten Profilabschnitten keine weitere nennenswerte Ichnofauna auf. Im Gegensatz zur knolligen Ausbildung intensiv bioturbierter Kalke, wie sie Vielerorts beschrieben wird, zeichnen sich hier *Rhizocorallium*-reiche Horizonte durch eine gute Bankung aus. Knollige Verwitterungserscheinungen treten dagegen in den Bereichen des Arbeitsgebietes auf, in denen verstärkt *Pholadomya* cf. *protei* vorkommt (Tafel 5/Abb. 3). Dieser Pelecypode, welcher möglicherweise für die knollige Gesteinsausbildung verantwortlich ist, deutet auf eine relativ geringe Festigkeit des Substrats hin, die eine tiefgrabende Lebensweise ermöglichte.

Die zum Teil gesteinsbildende Häufigkeit von Alveosepten, welche abschnittsweise ein Packstonegefüge erzeugen, ist ein Phänomen, welches weniger auf höherenergetische Auswaschungsprozesse, als vielmehr auf Bioturbation zurückzuführen ist (Tafel 5/Abb. 6). Dies wird durch die oftmals wirbelartige Orientierung der Mikrofossilien verdeutlicht (Tafel 8/Abb. 2). Um jedoch Foraminiferen mit Hilfe endobenthischer Tätigkeit anreichern zu können, müssen diese Organismen bereits primär vorliegen. Nach der Gliederung karbonatischer Plattformbereiche in Standardmikrofaziestypen von WILSON (1975) ist eine solche Anreicherung von Foraminiferen vor allem in lagunären Kanälen oder Rinnen verwirklicht.

Offensichtlich nicht bioturbierte Biomikrite von MF-Typ 6a lagerten sich während erhöhter Energieverhältnisse ab (vgl. FÜRSICH & SCHMIDT-KITTLER 1980). Gelegentlich einsetzende Strömung führte zu einer Aufarbeitung des Untergrundes sowie zu einer Herabsetzung der Bioturbationsrate. So spiegelt dieser Sedimenttyp flache, exponierte Untiefen innerhalb einer niederenergetischen Lagune wider. Auch die bankweise Anreicherung von Nerineengehäusen in Karbonaten von MF-Typ 6c läßt auf kurzzeitiges Bewegtwasser und topographische Hochzonen schließen, welche in den Schwankungsbereich der Wellenbasis aufragten.

Der sich nach der Diskussion ableitende Sedimentationsraum repräsentiert eine vollmarine, größtenteils vor Welleneinfluß geschützte Lagune unterhalb der Wellenbasis mit einem Substrat, welches in seiner Beschaffenheit variieren konnte. Bereichsweise setzte jedoch eine erhöhte Strömungsenergie im Bereich flacher Untiefen die Bioturbationsrate herab und verursachte die Zusammenschwemmung von Organismenhardtteilen (Gastropoden). Keiner der aus der Faunenzusammensetzung ermittelten Milieuparameter (Salinität, Durchlichtung,

Sauerstoffgehalt, Nährstoffe) deutet auf ungünstige Lebensverhältnisse hin. Im Widerspruch hierzu steht jedoch der relativ geringe Organismengehalt innerhalb der mächtigen Abfolgen dieses lagunären Subtyps. Karbonatische Flachwasserzonen sind hoch produktiv und weisen die Tendenz auf, den Meeresspiegel zu erreichen (SCHLAGER 1992). Ähnlich hohe Produktionsraten dürfen für diesen lagunären Rampenbereich angenommen werden. Möglicherweise konnten Grünalgen (Dasycladaceen), welche postmortal zu Karbonatschlamm zerfielen, eine Überproduktion an feinkörnigem Sediment verursachen. Infolge des enorm hohen Angebotes an Karbonatschlamm verdünnte sich ein primär hoher Anteil an Organismen während der Ablagerung mächtiger Sedimentabfolgen und blieb zum Teil unterrepräsentiert. Ein geringer Teil der mikritischen Matrix entstand zusätzlich durch die diagenetische Kompaktion von Peloiden und äußert sich in Form eines Krümelgefüges. Die große Mächtigkeit dieser Serie repräsentiert einen stabilen Ablagerungsraum unter gleichförmigen Sedimentationsbedingungen. Diese sind jedoch nur bei kontinuierlicher Subsidenz beziehungsweise bei steigendem Meeresspiegel gewährleistet, um das Aufwachsen der Karbonatplattform über die Schönwetterwellenbasis größtenteils zu verhindern.

#### Subfazies 2: Onkoid-dominierte Faziesseinheiten

Onkolithische Einheiten sind durch zwei Faziestypen gekennzeichnet:

- Onkoid-Bioklast-WS/PS/FS
- Sparitfleckenonkoid-WS/(FS)

Diese Sedimenttypen zeichnen sich, abgesehen von der faziesbestimmenden Häufigkeit an Onkoiden, durch einen im Detail unterschiedlichen Gehalt an Organismen aus. Sie werden aus diesem Grund separat beschrieben, aber da der gleichen Subfazies zugehörend, in der Diskussion und Milieuinterpretation gemeinsam diskutiert und interpretiert.

#### Onkoid-Bioklast-WS/PS/FS (MF-Typ 6f)

Onkoid-Bioklast-Wacke-/Pack-/Floatstones treten in Casal de Vale de Ventos als 2,0 - 5,75 m mächtige Einheiten auf, wohingegen in Fátima und Murteira dieser Faziestyp jeweils einmalig in Form dünner, 0,5 und 0,75 m mächtiger Einschaltungen aufzufinden ist. Die Onkolithe sind in der Hauptsache mit offen-lagunären Karbonaten aus Subfazies 1 sowie etwas seltener mit marinellenreichen Sedimenten vergesellschaftet.

Die Größe der Onkoide schwankt zwischen 0,6 und 13 mm und ist von der Größe sowie von der Form des umkrusteten Kerns abhängig. Es handelt sich um spongiostromate Onkoide (*sensu* PERYT 1981) beziehungsweise um Mikritonkoide (*sensu* SCHMID 1996) mit einem dichten mikritischen Mikrogefüge des Cortex, ohne deutlich erkennbare Laminae. Im Einzelfall kann die Onkoidhülle peloidal strukturiert sein. Die Cortices sind zumeist durch goethitisches Eisen imprägniert und heben sich gegenüber den fossilen Anteilen und der grauen Gesteinsmatrix durch eine rötliche Pigmentierung ab. Bisweilen ist die Onkoidoberfläche durch inkrustierende nubeculariide Foraminiferen vom Typ *Vinelloidea* besiedelt. Der Onkoidgehalt kann beträchtlich schwanken. In der Regel „schwimmen“ die Komponenten in einer mikritischen Grundmasse und sind mit durchschnittlicher Häufigkeit statistisch im Gestein verteilt. Es treten neben diesen „Normalonkoiden“ zusätzlich Komponenten auf, welche sich durch nur einige wenige Lagen auszeichnen. Des Weiteren sind einseitig onkoidisch überkrustete Bioklasten sowie einseitig leicht verdickte Onkoide nachgewiesen.

Verbreitete Begleitfossilien stellen Foraminiferen dar. Neben den bereits erwähnten nubeculariiden Formen finden sich quinqueloculine Miliolide sowie goethitisch imprägnierte lituolide (*Ammobaculites* sp., selten *Nautiloculina oolithica*) und rotaliide Foraminiferen (*Lenticulina* sp., *Epistomina* sp.). Die Cyanobakterien-Kolonie *Cayeuxia* sp.

ist nur selten vertreten und im Gegensatz zu *Marinella*-Onkoid-WS/FS/RS (MF-Typ 8a) nicht am Onkoidaufbau beteiligt, sondern vielmehr mikritonkoidisch überkrustet. Dasycladaceen sind relativ weit verbreitet, oftmals jedoch nur sehr reliktsch überliefert und mehrheitlich nicht näher bestimmbar. Einzelne Formen lassen sich jedoch *Cylindroporella* sp. und *Cylindroporella* cf. *arabica*, untergeordnet *Acicularia* sp. 2 (nach SCHLAGINTWEIT 1991) zuordnen. Seltene und abgerollte Klasten von *Marinella lugeoni* vermitteln bereichsweise zu MF-Typ 8a. Seltene Kalkschwämme zeichnen sich im Anschliff durch ein weißes Skelett aus, welches im Querschnitt mitunter das Atrium zeigt. Kieselschwämme sind ausschließlich durch partiell angereicherte, monaxone Skleren repräsentiert. Teilweise randlich erodierte Serpelaggregate sowie zumeist ästige und rekristallisierte Korallenreste sind verbreitet und oftmals onkoidisch umkrustet. Echinodermenfragmente in Form von Seeigelstacheln, Austernklappen, Gastropoden sowie Bioklasten (Gastropoden, Pelecypoden) ergänzen das Faunenspektrum und sind ebenfalls überwiegend von einer Onkoidhülle umgeben. Terebrateln sowie Reste von *Trichites* sp. sind hingegen nur vereinzelt zu beobachten. Hinweise auf Endobenthos sind an einer heterogenen Komponentenverteilung innerhalb des Gesteins erkennbar. Sie dürften bereichsweise für die Ausbildung eines Packstonegefüges verantwortlich gewesen sein.

Der Komponentengehalt setzt sich, abgesehen von Onkoiden, aus mikritischen sowie peloidalen Intraklasten und Peloiden zusammen. Weitere Komponenten treten nur vereinzelt auf. Hierbei sind superfizielle Ooide etwas häufiger als vereinzelt Cortoide und Aggregatkörner.

Eisen, welches in goethitischer Form Onkoid-Cortices und lituolide Foraminiferen imprägniert, kann innerhalb der Grundmasse pseudomorph nach Pyrit ausgebildet und zusätzlich in kleinen rötlichen und punktförmigen Flecken konzentriert sein, welche durch einen hellen Saum ausgebleichten Sediments umgeben sind.

In den finalen Profilabschnitten von Casal de Vale de Ventos tritt innerhalb dieser Faziesseinheit als einmalige Ausnahmerecheinung neben den typischen Organismen und Komponenten zusätzlich ein grober Klast mit für diesen Faziesraum ungewöhnlichem Fossilinhalt auf. Er setzt sich aus *Tubiphytes morronensis*, lithistiden Schwämmen, thrombolithischen Mikrobenkrusten, *Terebella* sp., *Neuropora lusitanica*, und von lithophagen Muscheln angebohrten Korallen zusammen.

#### Sparitfleckenonkoid-WS/(FS) (MF-Typ 6g)

Sparitfleckenonkoid-Wacke-/Floatstones sind aus der Profilentwicklung von Vale Verde, Vale da Trave und Casal de Vale de Ventos mit Mächtigkeiten von 1,0 bis 2,5 m bekannt. Im Gegensatz zu Onkolithen von MF-Typ 6f tritt dieser Sedimenttyp in der stratigraphischen Abfolge in tieferen Niveaus auf und ist nicht weit oberhalb von peritidalen/randmarinen Abschnitten (Faziesraum 4, 5) vorzufinden. Diese Onkolithe sind sowohl Karbonaten von Subfazies 1 zwischengeschaltet, als auch mit höherenergetischen Einheiten von Faziesbereich 7 assoziiert.

Die 3,9 bis 7,0 mm durchmessenden Onkoide werden auch hier durch einen mikritischen Cortex gebildet, welcher jedoch durch sparitisch zementierte Fenster intensiv zergliedert ist (Tafel 5/Abb. 5). Es treten sowohl irreguläre, isometrische als auch längliche, parallel zur Onkoidoberfläche orientierte Fenster auf. Die Größe der Fensterstrukturen schwankt zwischen 0,1 und 1,0 mm. Die Onkoidrinden sind lediglich anhand der Sparitfenster zu erkennen, da sich der mikritische Cortex farblich und strukturell kaum von der karbonatischen Schlammatrix abhebt. Der Kern wird entweder durch Bioklasten (*Nerinea* sp., Echinodermenreste) gebildet oder ist im Fall von algenknäuelartigen „Nodules“ nicht erkennbar.

Die Mikrofauna wird ausschließlich von benthischen Foraminiferen bestimmt. Es handelt sich hauptsächlich um agglutinierende Formen (*Alveosepta* sp., *Ammobaculites* sp., *Nautiloculina oolithica*, selten *Kurnubia*

*palastiniensis*) sowie untergeordnet quinqueloculine und lenticuline Foraminiferen. Die Makrofauna wird von Echinodermenresten, teilweise angebohrten Austernklappen, *Trichites*- und weiteren Pelecypodenklappen repräsentiert. Gastropoden sind nicht selten und können untergeordnet als *Nerinea* sp. bestimmt werden. Ebenfalls angebohrte und rekristallisierte Korallenäste sind genauso akzessorisch vertreten wie vereinzelt Rhaxen. Abgesehen von Onkoiden ist das Gestein an abiogenen Komponenten verarmt. Es treten lediglich einzelne Peloidnester und spärliche Intraklasten auf.

#### *Diskussion und Milieuinterpretation*

Die Fossilzusammensetzung der Onkolithe besitzt eine flachmarine, zum Teil niederenergetische Prägung, wie sie bereits bei Subfazies 1 (foraminiferendominierte Einheiten) angenommen wurde. Die Fauna und Flora deutet auf einen gut durchlüfteten und durchlichteten Lebensraum hin. Salinitäts- und Temperaturschwankungen scheinen darin nicht geherrscht zu haben. Seltene abgerollte Exemplare von *Marinella lugeoni*, vereinzelt Ooide und zum Teil die Vergesellschaftung der Karbonate dieser Subfazies mit Sedimenten aus Faziesraum 7 und 8 weisen auf den schwachen Einfluß höherenergetischer Sedimentationsräume hin.

Eine ausführliche Zusammenfassung und Bewertung der verschiedenen Onkoid- und Rindenkornklassifikationen wurde von SCHMID (1996) vorgenommen. Er betrachtet den Ausdruck „Mikritonkoid“ als Synonym für spongiostromate Onkoide. Die in dieser Subfazies vertretenen mikritischen Onkoide stellen im wesentlichen unter der Beteiligung von nicht verkalkten und nicht überlieferungsfähigen Cyanophyceen entstandene Komponenten dar. Ihre Bildung war folglich auf das durchlichtete Flachwasser beschränkt. Auch FLÜGEL (1982) nimmt für Onkoide allgemein einen Bildungsraum im zum Teil küstennahen Flachwasser von geschützten Lagunen- und Rückriffzonen an. LEINFELDER & WERNER (1993) fordern darüber hinaus Ablagerungsbereiche in denen geringe Sedimentationsraten vorherrschten.

Die Spongiostromata beziehungsweise Mikritonkoide von MF-Typ 6f stellen nach der Gliederung von LOGAN et al. (1964) Onkoide vom C-Typus, nach der Klassifikation von DAHANAYAKE (1977) solche von Typ I dar. DAHANAYAKE (1983) erachtet diese als unter ähnlich hochenergetischen Bedingungen wie Ooide gebildete Komponenten und nimmt als Ablagerungsraum subtidale Rinnen im Bereich von Gezeitenflächen an. Tatsächlich erforderte die gleichförmige, nur selten einseitig verdickte Ausbildung dieser Onkoide eine gewisse Wellen- oder Strömungsenergie, die die Umlagerung der Komponenten gewährleistete. Ausgesprochen hochenergetisches Bewegtwasser kann dagegen aufgrund des hohen Karbonatschlammanteils, des Gehalts an instabilen Organismenhartteilen (Dasycladaceen) und aufgrund des Mangels an weiteren, hochenergetischen Komponenten ausgeschlossen werden. Die Koexistenz von Onkoiden und ausgesprochen niederenergetischen lagunären Elementen stellen einen energetischen Widerspruch dar. Möglicherweise bildeten sich Onkoide von MF-Typ 6f tatsächlich in subtidalen Rinnenstrukturen, welche einen niederenergetischen und karbonatschlammdominierten Plattformbereich durchziehen. Auch die Entstehung im Bereich von Untiefen, auf denen eine leicht erhöhte Wasserenergie den Absatz von feinkörnigen Sedimentpartikeln verhinderte wäre denkbar. Der anschließende Export von Onkoiden in Zonen des benachbarten Lagunenbodens führten schließlich zur Vermischung einzelner Onkoide mit für offen lagunäre Bereiche typischen Organismen und Karbonatschlamm.

Der als lokale Sonderentwicklung gedeutete Lithoklast, bestehend aus *Tubiphytes morronensis*, *Terebella* sp., lithistiden Schwammfragmenten und thrombolithischen Mikrobenkrusten darf bei der Interpretation des Faziesraumes der Onkolithe nicht überbewertet werden. Aus diesem Grund wird hierfür auch kein zusätzlicher Mikrofaziestyp abgegrenzt. Nach LEINFELDER et al. (1993a, b) und LEINFELDER et al. (1994) wird diese

Organismenassoziation normalerweise in Verbindung mit „Greenhouse“-Phasen während des Oberjuras gesehen, die aufgrund von eingeschränkter Meeresströmung Sauerstoffmangelsituationen verursachten. In der Darstellung von SCHMID (1996) treten Tubiphyten, Terebellan und lithistide Schwämme bevorzugt in mittleren Rampenbereichen auf (vgl. Kap. 5.1.6). Diese Organismen konnten bei raschen Transgressionen beziehungsweise maximaler Plattformflutung bis in den flachmarinen Raum vordringen, da höhere Invertebraten infolge von Sauerstoffmangel nicht mehr existenzfähig waren (z.B. LEINFELDER et al. 1994).

Folgende Gründe verbieten es jedoch, die nachgewiesenen Fossilien für diese Faziesseinheit im Rahmen solcher globalen Steuerungsmechanismen zu interpretieren:

- die Assoziation tritt nur einmalig innerhalb eines größeren Klasten auf
- die Herkunft des Lithoklasten ist unbekannt; anstehende Mikrolithe, von denen er herkommen könnte sind nicht zu beobachten
- die genannten Fossilien wurden in Sedimenttypen nachgewiesen, deren sonstiges Organismenspektrum keinerlei diversitätslimitierende Verhältnisse widerspiegelt.

Es handelt sich folglich nicht um eine parautochthone Bildung in einem von Onkoiden bestimmten Faziesraum. Vielmehr deuten die Organismen auf einen Transport aus tieferen Zonen der Karbonatplattform in eine flachmarine Sedimentationszone hin. In den Herkunftsgebieten erlaubte eine verarmte Invertebratenfauna die Existenz von Organismen, welche Sauerstoffmangelsituationen tolerierten.

Der Begriff „Sparitfleckenonkoid“ geht auf FEZER (1988) zurück. Diese mit einem fensterartigen Gefüge versehenen Onkoide werden nach PERYT (1981) zusammen mit reinen Mikritonkoiden als spongiostromate Onkoide bezeichnet. Sparitfleckenonkoide ähneln den Komponenten von Typ II bei DAHANAYAKE (1977) und werden als niederenergetische inter- bis supratidale Bildungen einer Gezeitebene gedeutet. Analog hierzu interpretiert FEZER (1988) die in Sparitfleckenonkoiden auftretenden Fenster als birdseye-Strukturen, welche auf Gasblasenentwicklung verwesender Mikrobenmatten zurückgeführt werden (vgl. MF-Typ 5b). SCHMID (1996) deutet die Bildung dieser sparitisch zementierten Hohlräume als Ergebnis schwacher Kompaktionsereignisse von Onkoiden mit einer primär peloidalen Mikrostruktur.

Die hier nachgewiesenen Sparitfleckenonkoide werden jedoch ebenfalls im Zusammenhang mit kurzfristigen Auftauchereignissen gesehen. Obwohl die Komponenten stratigraphisch unweit von peritidalen und randmarinen Einheiten auftreten können, wird eine Bildung auf einer Gezeitenfläche, die mit einem Hinterland in Verbindung stand ausgeschlossen. Im Gegensatz zu einer eingeschränkten Fauna und Flora, wie in solchen Gezeitenablagerungen zu erwarten wäre (vgl. Kap. 3.1.5), enthalten die Karbonate dieses Sedimenttyps, welcher offen-marinen Faziesseinheiten zwischengeschaltet ist, ausschließlich vollmarine Organismen. Inter- bis supratidale Verhältnisse können aber auch inmitten flacher lagunärer und küstenferner Zonen vorherrschen. So bildeten Karbonatschlammhügel, wie sie rezent in der Bucht von Florida entstehen (ENOS & PERKINS 1977) Seichtwasserareale, welche in den Einflußbereich der Gezeiten aufwuchsen. In dieser Schwankungszone tauchten Mikritonkoide periodisch auf und trockneten aus. Die sich daran anschließende Zersetzung organischen Mikrobenmaterials unter der Bildung von Verwesungsgasen führte zur Entstehung fensterartiger Hohlraumstrukturen. Etwas höhere Wasserenergie läßt sich dabei durch Nerineen bestätigen, welche bisweilen als Kern für sparitfleckenonkoidische Krusten dienen. Das Fehlen weiterer Austrocknungserscheinungen belegt hierbei den allochthonen Charakter der Onkoide. Diese wurden vermutlich aus dem Bereich der Schlammhügel (Inseln?) in benachbarte subtidale Senken („Lakes“) geschwemmt und dort in Karbonatschlamm eingebettet.

Insgesamt zeigt sich der Ablagerungsraum onkoiddominierter Faziesseinheiten (Subfazies 2) als ein vollmariner und im wesentlichen niederenergetischer, durch subtidale Rinnen und Schlammhügel untergliederter Lagunenbereich. Die Sedimentationszone war gut durchlüftet sowie durchlichtet und ließ aufgrund geringer Sedimentationsraten die Onkoidbildung zu. Mikritonkoide bildeten sich hierbei unter mehrmaligem Drehen in subtidalen Rinnen oder auf subtidalen Untiefen, wohingegen Spongiostromata mit Fenstergefügen (Sparitfleckenonkoide) auf Schlammhügeln (intragunäre Inseln) in der Schwankungszone der Gezeiten entstanden. Nach der Bildung der Onkoide erfolgte ihr Export in benachbarte, karbonatschlammdominierte Sedimentationsräume. Nur untergeordnet wurden aus tieferen Plattformbereichen mit eingeschränkten Umweltbedingungen aufgearbeitete, mikrolithische Klasten eingespült.

### Subfazies 3: Pelecypoden-dominierte Faziesseinheiten

Diese Subfazies wird lediglich durch einen Mikrofaziestypen repräsentiert:

- Pelecypoden-Bioklast-(WS)/FS (MF-Typ 6h)

Dieser Sedimenttyp tritt in sämtlichen Profilabfolgen des Arbeitsgebietes auf, ist jedoch in der Nähe von Fátima am deutlichsten entwickelt. Er vermittelt anhand seines Organismen- und Komponentenspektrums faziell zu den Sedimenttypen von Subfazies 1. So wechselt er zumeist als Dezimeter mächtige Einschaltung aber auch in Form mehrerer Meter mächtiger Bankbereiche mehrheitlich mit Karbonaten von MF-Typ 6a und 6b. Während die Ablagerungen aus Fazieszone 3, 4, 5 und zum Teil aus Fazieszone 6 (Subfazies 1, 2) durch Mikrofossilien geprägt sind, stellen Pelecypoden-Bioklast-(WS)/FS (Subfazies 3) durch Makrofossilien (vor allem Pelecypoden) bestimmte Sedimentite dar. Ihr offenes Gesteinsgefüge ist daher überwiegend als Floatstone entwickelt.

Textulariide Foraminiferen (vor allem *Alveosepta*) sind verbreitet bis selten, wobei ihr Anteil am Gesteinsaufbau beträchtlichen Schwankungen unterworfen ist. Kieselnadeln sind mitunter lokal angereichert und werden von Rhaxen (*Rhaxella*) sowie monaxonen und tetraxonen Skleren von Demospongien vertreten. *Cayeuxia* sp. ist als selten auftretender Organismus nur untergeordnet am Gesteinsaufbau beteiligt. Weitere Mikrofossilien werden von unbestimmten Dasycladaceenfragmenten, *Epistomina* sp., *Koskinobullina socialis*, *Marinella lugeoni* und *Lithocodium aggregatum* dokumentiert. Letzteres fällt als Inkrustation auf abgebrochenen Korallenästen auf.

Die Makrofauna wird von Bivalven bestimmt. Diese weisen sowohl flach- und tiefgrabende als auch semi-infaunale und epibenthische Formen auf. Grabende und byssate Muscheln zeichnen sich gegenüber Austernartigen und *Trichites* durch eine höhere Formenvielfalt und einem geringeren Individuenanteil aus. Zu den häufigsten, oftmals bioklastisch überlieferten Pelecypoden gehören austernartige Epibenthonten sowie *Trichites* sp. mit einer Größe von bis zu 8,0 cm. Es lassen sich im wesentlichen nicht näher bestimmbare, bereichsweise massenhaft auftretende Austernklappen mit zum Teil ausgeprägter Vesicularstruktur, *Lopha gregarea* sowie vereinzelt *Liostrea* sp. nachweisen. Die Austern finden sich nicht selten auf Gastropodenschalen, *Trichites* sp. sowie weiteren Pelecypodenfragmenten und Bioklasten aufgewachsen. Auch *Nanogyra* sp. a erscheint als zusätzliche Inkrustation auf *Modiolus imbricatus* und *Ceratomya excentrica*.

Auffällige Vertreter tiefgrabender Muscheln sind *Pholadomya protei*, *Pholadomya* cf. *protei*, *Pholadomya non protei*, *Pholadomya* sp. sowie *Ceratomya excentrica*, die ausnahmslos in neomorpher Schalenerhaltung überliefert sind. Flachgrabende Suspensionsfiltrierer werden durch ?*Anisocardia* (Tafel 11/Abb. 7e), *Nicaniella* (*Trautscholdia*) *supracorallina* sowie seltene heterodonte Muscheln vertreten. Während *Nicaniella* hauptsächlich auf der Gesteinsoberfläche sichtbar ist, verdeutlichen bauchige und zweiklappige Querschnitte von ?*Anisocardia* innerhalb der Gesteinsmatrix eine grabende Lebensweise. Epibenthisch-byssate Pelecypoden bilden die formenreichste Gruppe dieser Faziesseinheit aus. In der Reihenfolge ihrer Häufigkeit sind dies *Arcomytilus morrisoni*



(Tafel 11/Abb. 7b), *Isognomon* sp. (Tafel 11/Abb. 7d), *Modiolus* sp., *Modiolus imbricatus*, *Regulifer beirensis* (Tafel 11/Abb. 7a) und pectinide Muscheln vom Typ *Camptonectes*. *Arcomytilus* kann im Einzelfall clusterbildend auf Schichtflächen hervorwittern (Profil Vale Verde II). Die Variationsbreite der Gehäusemorphologie von *Arcomytilus* ist generell gering. Die Größe der Einzelindividuen schwankt zwischen 4,5 und 6,5 cm. An den Hinterenden fächerförmig aufgeweitete Morphotypen, wie sie LEINFELDER (1986) beschreibt, wurden nicht gefunden. Auf die bohrende Tätigkeit von lithophagen Bivalven lassen sich einzelne, zum Teil mikritisch verfüllte Bohrspuren in rekristallisierten Bruchstücken von styliniden Korallen, *Modiolus* und Austern zurückführen. Die Pelecypodenfauna wird durch eine Vielzahl an nicht bestimmbar und bisweilen kleinstückig fragmentierten Schalen vervollständigt.

Nennenswerte Begleitorganismen sind Gastropoden (vereinzelt *Nerinea*) und Echinodermenreste (Seeigelstacheln). Seltene Serpulide sind zumeist Austern- und *Trichites*-klappen aufgewachsen oder besiedeln die Randbereiche von Gesteinsspalten, welche nachträglich durch einen klaren sparitischen Zement verheilt sind. Grundsätzlich seltene Terebrateln können in den zentralen Profilssegmenten von Vale Verde etwas häufiger werden. Bioturbate Strukturen sind mit durchschnittlicher Häufigkeit vertreten und äußern sich entweder durch eine inhomogene Komponentenverteilung oder durch eine fleckige Ausbildung der Anschliffflächen. Bei näherer Betrachtung treten im Bereich von deutlich erkennbaren Grabgängen Koproolithen auf, welche von Decapoden stammen. Diese können teilweise *Favreina* sp. zugeordnet werden, oder treten als kleine, durch Goethit imprägnierte Komponenten mit einer 8-zähligen Symmetrie in Erscheinung.

Pseudopeloide *sensu* FLÜGEL (1982) lassen sich anhand ihres unregelmäßigen Umrisses von Koproolithen unterscheiden. Sie sind selten vorzufinden und zumeist mit ebenfalls seltenen Lithoklasten entlang von Bruch- und Schwächezonen vergesellschaftet. Vereinzelt pyritisierte Lignitstückchen sind inhomogen im Gestein verteilt und können in der Gegend von bioturbaten Strukturen angereichert sein. Innerhalb von intrapartikulären Hohlräumen sind mitunter leicht verkippte Geopetalgefüge ausgebildet. Goethitisches Eisen ist zumeist an organische Hartteile und bioturbate Strukturen gebunden. Es tritt zusätzlich in Form von dispers verteilten Partikeln und schlierigen Imprägnationen auf.

#### *Diskussion und Milieuinterpretation*

Eine detaillierte Analyse benthischer Assoziationen nach dem Vorbild von FÜRSICH & WERNER (1984, 1986) sowie nach WERNER (1986) wäre für diese Faziesseinheit wünschenswert. Zwei Gründe ließen jedoch eine solche Vorgehensweise nicht zu. Zum einen war die Faunendichte zu gering, um Fossilauflösungen in repräsentativer Menge durchzuführen, zum anderen verhinderten die Aufschlußverhältnisse eine horizontierte Aufsammlung von Organismen aus dem anstehenden Gestein. Der überwiegende Großteil der überlieferten Pelecypodenfauna konnte lediglich aus dem Verwitterungsschutt geborgen werden. Ihre Zuordnung zu bestimmten Bänken war daher nicht immer durchführbar und mögliche Änderungen in der Faunenzusammensetzung durch die Zeit nicht nachzuvollziehen.

Der Bewertung der ökologischen Kontrollfaktoren der gesamten Muschelfauna liegen hauptsächlich die Arbeiten von HALLAM (1976) und WERNER (1986) zugrunde. Bei dem Vergleich der vorgefundenen oxfordischen Bivalven mit Muscheln aus dem Kimmeridgium ist hierbei zu beachten, daß im Oxfordium die Muschelfauna der von England noch weitgehend entsprach, während sich eine differenzierte lusitanische Fauna erst ab dem Kimmeridgium entwickelte. So tritt beispielsweise *Isognomon* im Oxford von Portugal monospezifisch mit relativ kleinen Formen auf. Erst im Kimmeridgium kam es zur Formenblüte dieser Muschel mit zum Teil großwüchsigen Exemplaren

(WERNER pers. Mitteilg.). Mit der Bildung neuer Formen und Arten im Kimmeridgium sind auch sich ändernde Anforderungen an die Umwelt nicht auszuschließen. Ein allzu voreiliger Vergleich beider Faunen sollte daher vermieden werden.

Eine Reihe der hier vertretenen Bivalven werden nach WERNER (1986) überwiegend der Gruppe der euryhalin-marinen Formen zugeordnet, welche unterschiedlich weit in das Brachyhalinikum vordringen können, ihre Hauptverbreitung jedoch im Eu- und oberen Brachyhalinikum aufweisen. Ein überwiegender Großteil der angeführten Pelecypodengattungen wird in einer Übersicht von HALLAM (1976) als zur küstennahen, marinen Assoziation gehörend zusammengefaßt. Hierzu zählen unter anderem *Pholadomya*, *Ceratomya*, *Nicaniella*, *Anisocardia*, *Liostraea*, *Nanogyra*, *Camptonectes*, *Isognomon* und *Modiolus*. Sein aus der Faunenzusammensetzung gefolgter Lebensraum stellte einen flachmarinen Warmwasserbereich mit leichten Salinitätsschwankungen und einem festen bis durchschnittlich weichen Substrat dar. Eine zumeist bioklastisch entwickelte Begleitfauna aus stenohalinen Elementen (Dasycladaceen, Echinodermen, Korallen, Brachiopoden, Demospongien) schließt allerdings Salinitätsschwankungen aus. Eine zwar individuenarme, dafür relativ diverse Muschelfauna unterstreicht dabei ungestreßte Lebensbedingungen.

Eine Ausnahme bilden rasenartig angereicherte *Arcomytilus*-Cluster bei Profilmeter 135 von Profil Vale Verde II. Ihr individuenreiches Auftreten im Übergangsbereich zwischen peritidalen/randmarinen und offen-lagunären Faziesseinheiten lassen zusammen mit einer niederdiversen Begleitfauna auf ihren euryhalinen Charakter schließen. Mit einer gleichbleibenden Gehäusemorphologie und einer im Querschnitt ausschließlich dreieckigen Gehäuseform dokumentiert *Arcomytilus* geringe Sedimentationsraten sowie eine Lebensweise auf festem und halbfestem Untergrund (LEINFELDER 1986).

Wie bereits in der Diskussion von Subfazies 1 ausführlich behandelt, werden auch die hier auftretenden Anteile an Karbonatschlamm auf den postmortalen Zerfall von Grünalgen (z.B. Dasycladaceen) zurückgeführt. Der hohe Gehalt an Suspensionsfiltrierern belegt relativ geringe Sedimentationsraten. Episodische Sedimentationsunterbrechungen ließen sogar die Anbohrung von Organismenhartteilen durch lithophage Muscheln sowie die Besiedlung von Hartteilen durch zementiert lebende Bivalven zu. Die zumeist nur diffuse Fleckung des Gesteins dürfte auf frühe Bioturbationsereignisse zurückgeführt werden, als das Sediment noch eine geringe Konsistenz besaß, so daß sich Grabgänge nicht als deutliche Strukturen gegenüber der Matrix abgrenzen konnten.

Das gemeinsame Auftreten von tiefgrabenden, flachgrabenden, semi-infaunalen sowie epibenthisch-byssaten und zementierten Muscheln stellt in Hinblick auf die Substratbeschaffenheit einen Widerspruch dar. So erfordern tiefgrabende Pelecypoden ein Weichsubstrat, während ein plastischer und halbfester Untergrund nur noch flachgrabende Muscheln zuließ, dafür jedoch von epibyssaten sowie semi-infaunalen Formen besiedelt werden konnte. Die Gleichzeitigkeit unterschiedlicher Substratbeschaffenheiten, welche außerdem mit der Tiefe zunehmend weicher werden, ist eher unwahrscheinlich. Ich gehe daher davon aus, daß die gemeinsam auftretenden Fossilien nicht eine fossilisierte Lebensgemeinschaft darstellen, sondern eine zeitliche Durchschnittsassoziation repräsentieren („time-averaged community“) (FÜRSICH & ABERHAN 1990). Dabei waren entweder biogene (Bioturbation), sedimentologische (Wellen, Strömungen, Auswaschung) oder diagenetische (Kompaktion) Prozesse für die Vermischung skeletaler Elemente aus verschiedenen Zeitscheiben verantwortlich. So belegt beispielsweise *Ceratomya excentrica* mit Aufwüchsen von *Nanogyra* ihre Freilegung an die Sedimentoberfläche aus tief im Substrat situierten Habitaten. Obwohl dieser Sedimenttyp vordergründig keine Hinweise auf einen durch hochenergetische Ereignisse aufgearbeiteten Untergrund anzeigt, darf davon ausgegangen werden, daß eine Freispülung tiefgrabender Muscheln durch episodische Stürme/Strömungen erfolgte. Für hochenergetische

Ereignisse typische Sedimentstrukturen (Gradierung bei Tempestiten, Schrägschichtung bei Strömung) sind dabei nicht erkennbar, da aus Suspension auf einen mikritischen Untergrund abgelagerter Kalkschlamm keinerlei Strukturen zu erzeugen in der Lage war.

Der nicht unerhebliche Bioklastanteil innerhalb der Schlammatrix und in der Nähe von Grabgängen ist hingegen nicht auf höherenergetische Ereignisse, als vielmehr auf Bioturbation zurückzuführen. Der gleichzeitige Mangel an zerbrochenen oder deformierten Körperfossilien schließt Kompaktionsvorgänge aus. Eine diagenetisch bedingte Faunendurchmischung in den Ablagerungen von Subfazies 3 erscheint daher als sehr unwahrscheinlich.

Nach meiner Auffassung könnte sich die sukzessive Entwicklung dieses Sedimenttyps in vier Phasen wie folgt zugetragen haben:

- Phase 1: ein primäres Weichsubstrat wurde durch tiefgrabende Muscheln (*Pholadomya*, *Ceratomya*) bewohnt und gleichzeitig von weiteren Endobenthonten durchwühlt. Auch flachgrabende Muscheln waren in diesem Sediment zugegen. Aufgrund von Sturm-/Strömungsereignissen wurden einzelne Ceratomyen zwar nicht vollständig aber zu einem beträchtlichen Teil freigespült. Ein Klaffen ihrer Klappen wurde dadurch verhindert, daß ein großer Teil der Pelecypodenschale noch innerhalb des Substrats verblieb. Der freigelegte Abschnitt der Schale bildete schließlich den Besiedlungsgrund für epibenthisch zementiert lebende Organismen (*Nanogyra*).
- Phase 2: Zunehmende Sedimentverhärtung erlaubte lediglich die Existenz einer flachgrabenden Infauna (*Nicaniella*, *?Anisocardia*). Möglicherweise kommen schon in dieser Phase semi-infaunal lebende Formen wie *Trichites* und *Isognomon* vor. Letzterer wird von WERNER (1986) sowohl als semi-infaunal, als auch epibenthisch-byssat lebend interpretierte. *Trichites* konnte hierbei durch Austern und Serpeln bewachsen sein. Das Sediment wurde weiterhin durchwühlt, Hartteile dadurch inhomogen im Sediment verteilt.
- Phase 3: Weitere Konsolidierung des Untergrundes führte schließlich zu seiner Besiedlung durch epibyssate Formen (*Arcomytilus*, *Modiolus*, *Isognomon* und *Regulifer*). Als Verankerungshilfe für die einzelnen Byssusfäden dienten wahrscheinlich einzelne Bioklasten (vgl. LEINFELDER 1986). Die Hartteile der Byssusträger bildeten zusammen mit noch auftretenden Individuen von *Trichites* schließlich einen sekundären Hartgrund, welcher es zementiert lebenden Organismen ermöglichte zu siedeln und zu bohren (Austernartige, lithophage Muscheln, Serpeln). Noch aktive Endobionthen erzeugen deutlich gegen das Substrat abgegrenzte Grabgänge mit assoziierten Koprolithen in einem standfesten Sediment. Der hohe Bioklastanteil im Bereich dieser Strukturen ist auf die Tätigkeit der Ichnofauna zurückzuführen und ein Beweis für die Durchmischung skeletaler Bestandteile.
- Phase 4: Im letzten Stadium der Sedimentverhärtung entstand eine relativ stabile Besiedlungsgrundlage, welche dem Epibenthos direkt auf der sedimentären Oberfläche zu siedeln erlaubte (*Liostrea*, *Lopha*, Serpeln, Korallen). Die Sedimenthärte begünstigte die Ausbildung von Spalten, deren innere Oberfläche zusätzlich von Serpeln bewachsen werden konnte. In diesem Stadium war Bioturbation nicht mehr möglich.

Die epibenthische Begleitfauna (z.B. Brachiopoden, Gastropoden, Korallen) dürfte sich hauptsächlich während der beiden letzten Phasen auf dem Substrat angesiedelt haben. Seeigel, welche die große Oberfläche ihrer Stacheln

ausnutzen, um ein Einsinken im Substrat zu verhindern, vermochten außerdem sich nach dem „Schneeschuh“-Prinzip auf dem Weichsubstrat von Phase 1 fortzubewegen (vgl. LEINFELDER 1986)

Werden sämtliche Teilaspekte der Diskussion in Betracht gezogen, so darf als Sedimentationsgebiet für pelecypodendominierte Biomikrite von MF-Typ 6h von einem offenen, bisweilen durch Sturmwellentätigkeit und Strömungen beeinflussten sowie überwiegend unterhalb der Schönwetterwellenbasis gelegenen Plattformbereich ausgegangen werden. Der durchlichtete Lebensraum war für die Organismenwelt weder durch schwankende Salinität noch durch Sauerstoffmangel beeinflusst. Nur in Ausnahmefällen herrschten in proximalen Lagunenzonen euryhaline Verhältnisse vor, welche sich in einer niederdiversen und individuenarmen *Arcomytilus*-Fauna widerspiegelten. Die allochthone Sedimentationsrate war durchweg gering und ließ eine von Suspensionsfiltrierern dominierte Umwelt zu. Die Faunendurchmischung infolge von Bioturbationsvorgängen führte zur Herausbildung einer homogenen „time-averaged community“. Trotzdem konnte sich die mit der Zeit zunehmende Substratverhärtung als bestimmender Kontrollfaktor für die Faunenzusammensetzung durchsetzen.

### 3.1.7 Höherenergetische Plattformkarbonate (FZ 7)

Diese, in der Hauptsache durch ein korngestütztes Gefüge charakterisierte Karbonate sind gemessen an den mächtigen Profilabfolgen der Serra dos Candeeiros und des Plateaus von Fátima nur untergeordnet vertreten. Die komponentengestützten Rampenkarbonate lassen sich in drei Mikrofaziestypen untergliedern:

- Ooid-Bioklast-PS/GS
- Ooid-Cortoid-PS/GS
- *Koskinobullina*-Austern-Bioklast-PS/RS

#### Ooid-Bioklast-PS/GS (MF-Typ 7a)

Ooid-Bioklast-PS/GS sind als 0,85 bis 3,25 m mächtige Bänke niederenergetischen Plattformkarbonaten von MF-Typ 6a (Lituoliden/Loftusiiden-Pelecypoden-Bioklast-WS/FS) oder 6f (Onkoid-Bioklast-WS/PS/FS) zwischengeschaltet. Sie treten vereinzelt in den oberen Profilabschnitten von Vale Verde, Casal de Vale Ventos und Montelo auf. Die Kalke besitzen entweder eine hellgraue oder beige Verwitterungsfarbe. Sie weisen komponentengestützte Pack- und Grainstonegefüge auf und sind vereinzelt als Floatstone entwickelt.

Mikrofossilien werden in diesem Faziestyp überwiegend durch Foraminiferen vertreten. Es handelt sich um lituolide (u.a. *Nautiloculina oolithica*) sowie miliolide Formen (*Vinelloidea*, *Quinqueloculina*). Es dienen hauptsächlich miliolide Foraminiferen als Ooidkeim, wohingegen Lituolide zumeist frei vorliegen. Die übrige Mikrofauna und -flora ist nur spärlich vertreten und ausschließlich bioklastisch entwickelt. Hierzu zählen *Cayeuxia* sp., Dasycladaceen, *Marinella* und *Solenopora cayeuxiformis*. Auch *Rhaxella* ist selten, kann jedoch örtlich in größerer Menge auftreten (Tafel 5/Abb. 8). Makrofossilien liegen ebenfalls als Bioklasten vor und sind verbreitet. Sie werden von rekristallisierten Pelecypodenresten bestimmt, welche manchmal einen dünnen cortoidischen Rand besitzen. Auch ästige Korallenreste sowie Gastropodengehäuse sind neomorph erhalten, wobei letztere oftmals als Kondensationskeim für ooidische Umkrustungen dienen. *Trichites*- und Austernreste liegen dagegen in originaler Schalenerhaltung vor und sind aufgrund ihrer Größe niemals ooidisch umkrustet. Einzelne Austernklappen können vereinzelt auf Nerineenfragmenten aufgewachsen sein. Zusätzlich runden Serpeln und Echinodermenreste das makrofaunale Organismenspektrum ab. Bioturbate Strukturen zeichnen sich durch schlierige Mikritpartien im Gestein aus.

Streng konzentrische, sphärische bis ellipsoide Ooide mit überwiegend radialer Mikrostruktur sind die kennzeichnenden Komponenten dieser Fazieseinheit. Es handelt sich sowohl um Normalooide mit mehreren konzentrischen Lagen als auch um superfizielle Exemplare mit weniger als zwei ooidischen Laminae. Die Ooidgröße schwankt zwischen 0,45 und 1,5 mm bei einer Korngrößenhäufung von 0,7 bis 0,8 mm. Trotz der Korngrößenschwankungen herrscht eine mäßige bis gute Sortierung der Ooide vor. Der Kristallisationskeim wird zum Teil durch bioklastisches Material, nur sehr vereinzelt durch eckige Quarzkomponenten gebildet oder ist nicht erkennbar. Polyooide mit einem aus mehreren Einzeloiden zusammengesetzten Kern sind sehr selten. Bis zu zwei Zentimeter große Ooidnester bilden fleckenhafte Ooid-Grainstonepartien innerhalb eines vor allem durch Packstones gekennzeichneten Gesteinsgefüges aus. Bereichsweise liegen Ooide mit einem mikritisierten Saum vor (Tafel 5/Abb. 8). Zusätzlich können die Ooide alteriert sein oder weisen aufgrund von seltenen Mikrotylolithen („pitting marks“) konvex-konkave Korngrenzen auf. Innerhalb der ooidisch-bioklastischen Gesteinspartien sind angerundete oolithische sowie mikritische Intraklasten gemeinsam mit vereinzelt Peloiden und Aggregatkörnern eingebettet.

#### *Diskussion und Milieuinterpretation*

Die Genese von Ooiden war und ist Gegenstand kontrovers geführter Diskussionen. Hierbei geht es um die Frage ob Ooide durch rein mechanische Anlagerung von Aragonitnadeln um einen Kristallisationskeim (SORBY 1879), durch biologische beziehungsweise biochemisch induzierte Vorgänge (DAVIES et al. 1978) oder durch rein chemische Prozesse unter Ausschluß von Organismenätigkeit (DEELMAN 1978a) gebildet werden. Nach KOLCKMANN (1992) sprechen die geringe Größe und der generell konzentrische Aufbau der Ooide gegen eine direkte Beteiligung von Organismen bei der Ooidbildung. Er schließt jedoch eine indirekte Einflußnahme durch organische Säuren nicht aus. So wiesen DAVIES et al. (1978) in einem Laborversuch nach, daß sich Radialooide nur bei Anwesenheit von Huminsäuren zu bilden vermögen, wohingegen die Genese von Tangentialooiden auch bei Abwesenheit von Huminsäuren stattfindet. In diesem Versuch zeigte sich darüberhinaus, daß neben organischen Säuren, die Wasserenergie als wichtiger Bildungsfaktor eine wesentliche Rolle spielt. So bildeten sich experimentell Radialooide bei geringer und Tangentialooide bei erhöhter Wasserbewegung. Auch nach FLÜGEL (1982) entstehen Radialooide in niederenergetischen und Tangentialooide in hochenergetischen Milieus. In Übereinstimmung dazu erachten REIJERS & TEN HAVE (1983) radialstrukturierte Ooide als in ruhigeren und tieferen Hangbereichen, Tangentialooide als auf dem höherenergetischen Flachscheff gebildete Komponenten. STRASSER (1986) hingegen belegt aus dem Purbeck des Französischen und Schweizer Jura eine Entstehung radialsymmetrischer Ooide auch unter hochenergetischen Bedingungen.

GIVEN & WILKINSON (1985) machen für die Bildung radial-calcitischer Ooide einen hohen Meeresspiegel und den damit verbundenen hohen CO<sub>2</sub>-Partialdruck verantwortlich. Primär aragonitische Tangentialooide bildeten sich dagegen bei Meeresspiegeltiefständen und entsprechend geringem CO<sub>2</sub>-Partialdruck. Die Autoren folgern daraus eine bevorzugte Entstehung von radial-calcitischen Ooiden zu „greenhouse“-Zeiten und aragonitischen Ooiden während „icehouse“-Perioden. Dieser Sachverhalt korreliert hierbei mit den von SANDBERG (1983) postulierten Zyklen („oscillating trend“) in der Erdgeschichte. Die Zeitspanne von höherem Kambrium bis Unter-Karbon sowie die Jura- und Kreidezeit mit weltweit hohem Meeresspiegel repräsentieren hiernach Phasen mit hauptsächlich primärer Calcitabscheidung („calcitic seas“). Die Aragonitbildung fand dagegen bevorzugt an der Wende Präkambrium/Kambrium, von Oberkarbon bis in die Trias und von Tertiär bis rezent statt („aragonitic seas“).

Aufgrund der geringen Wachstumsrate von Ooiden sind stabile Umweltfaktoren (z.B. Klima) eine wesentliche Voraussetzung für ihre Bildung. Im allgemeinen ist warmes, an Calciumkarbonat gesättigtes bis übersättigtes Bewegtwasser von durchschnittlich weniger als zwei Meter Tiefe der bevorzugte Entstehungsraum für ooidische Komponenten. Vor allem photosynthetisch tätige, dem Wasser Calciumkarbonat entziehende Organismen sollten nur untergeordnet auftreten. Ein erhöhtes Angebot an potentiellen Kondensationskeimen im Entstehungsraum begünstigt die Anlagerung von ooidischen Rinden. Weiterere wichtige, physikalische Faktoren sind bimodale Strömungen und zeitweise auftretende Turbulenzen, die eine ständige Umlagerungen der sich bildenden Ooide gewährleisten und für den konzentrischen Schalenbau verantwortlich sind. Daraus ergeben sich Bildungsbereiche oberhalb der Schönwetterwellenbasis, die vom Intertidal bis in das flache Subtidal reichen. Dazu gehören Gezeitenzonen, randliche Lagen abgeschnürter Lagunen oder innere Schelf- und Plattformregionen (FLÜGEL 1982; TUCKER & WRIGHT 1990).

Die Entstehung der untersuchten Radialoide unter vollmarinen Verhältnissen und im photischen Bereich steht aufgrund der Fossilzusammensetzung außer Zweifel. Das Auftreten von superfiziellen Ooiden ist allerdings ein Indiz für instabile oder nur kurzfristig günstige Bildungsbedingungen. Ausgesprochen hochenergetische Bedingungen dürften aufgrund von radialstrukturierten Ooidzementen ausgeschlossen werden. Nicht zuletzt war ein beträchtlicher Anteil an Karbonatschlamm für die Herausbildung eines Packstone-Gefüges verantwortlich. Dabei stabilisierten Kalkalgen bereichsweise den Untergrund. Sie setzten die Energie bodennaher Strömung herab und ermöglichten die Kalkschlammsedimentation auch oberhalb der Schönwetterwellenbasis (LEINFELDER pers. Mitteilg.). Endobionten zerstörten primäre Sedimentstrukturen (z.B. bidirektionale Schrägschichtung, bimodale Sortierung der Komponenten) und sorgten für eine inhomogene Verteilung des Mikrit- und Komponentengehalts. Lokale Grainstone-Bereiche lassen sich auf kurzfristige, höherenergetische Ereignisse (z.B. Stürme) zurückführen, welche die örtliche Auswaschung des Sediments bewirkten.

Als Entstehungsort dieses Ablagerungstyps lassen sich schließlich flache Untiefen, beziehungsweise oolithische Barren annehmen, welche räumlich begrenzt, innerhalb offen-lagunärer Plattformareale auftraten. Texturale Inversion, wie sie selten in Floatstones zu beobachten ist (Tabelle 5/Abb. 8), entstand infolge des Transports der Ooide in benachbarte Stillwasserareale der Lagune unterhalb der normalen Wellenbasis.

Konvex-konkave Kornkontakte mit Mikrosuturen weisen auf rasche Kompaktionsereignisse hin, welche noch vor der Zementierung des Gesteins erfolgten. Ein durch hohe Sedimentationsraten verursachter Überlagerungsdruck wird oftmals als Ursache dieser Vorgänge gesehen (LEINFELDER 1986; NOSE 1995).

#### Ooid-Cortoid-PS/GS (MF-Typ 7b)

Ooid-Cortoid-PS/GS bleiben auf die Profilabfolge von Vale da Trave, auf basale Abschnitte von Murteira und vereinzelt auf die obersten Profilmeter von Vale Verde beschränkt. Die Bankbereiche zeigen eine Mächtigkeit von 0,75 m in Vale Verde und maximal 9,5 m in Murteira.

Dieser Faziestyp weist ein relativ vielfältiges Spektrum an Mikro- und Makrofossilien sowie abiogenen Komponenten auf. Er bildet ausschließlich ein komponentengestütztes Gefüge aus und ist überwiegend als reiner Packstone, seltener als Grainstone entwickelt. Textulariide Foraminiferen stellen die auffälligsten Mikroorganismen dar. In der Reihenfolge ihrer Häufigkeit sind dies: *Nautiloculina oolithica*, *Ammobaculites* sp., *Alveosepta jaccardi*, nicht näher bestimmbare biserialle Textulariide, *Pfenderina* cf. *neocomiensis-trochoidea* (Tafel 9/Abb. 5) und *Placopsilina* sp.. Miliolide Foraminiferen bilden im wesentlichen quinqueloculine Gehäuse aus. Rotaliide sind durch *Lenticulina* sp. vertreten und kommen lediglich untergeordnet vor. Bioklastisch überlieferte Dasycladaceen sind

verbreitet und stammen zum Teil von *Acicularia* sp. 1 (nach SCHLAGINTWEIT 1991). Nicht selten inkrustiert *Cayeuxia* sp. organische Hartteile, wohingegen *Marinella lugeoni* und *Solenopora cayeuxiformis* ausschließlich in Form einzelner Aufarbeitungsklasten vorzufinden sind. Als Sonderentwicklung dürften thrombolithische Klasten und Ostrakodengehäuse in einzelnen Proben von Vale da Trave gelten.

Die vorwiegend bioklastische Makrofauna weist eine ähnliche Organismenzusammensetzung wie in MF-Typ 7a auf und wird durch mehr oder weniger mikritisierte Pelecypodenklasten, Austern- und *Trichites*-Klappen, Echinodermenreste und Korallenfragmente sowie durch zahlreiche Gastropodengehäuse (nur vereinzelt *Nerinea*) geprägt. Zu akzessorischen Fossilresten gehören in abnehmender Häufigkeit Schwammnadeln (Rhaxen, monaxone Spicula), Serpelnröhren, Kalkschwämme und Brachiopoden.

Ungeachtet des Fossilinhalts bilden Ooide und Cortoide die gesteinsprägenden Anteile, wobei das Ooid-/Cortoidverhältnis variieren kann. Die Korngröße der Radialooide schwankt probenabhängig zwischen 0,2 und 1,5 mm. Die durchschnittlichen Werte liegen zwischen 0,45 und 0,625 mm. Innerhalb der Einzelprobe weisen die rundlichen bis ellipsoiden Komponenten eine gute bis mäßige Sortierung auf. Im wesentlichen handelt es sich um Normalooide, wohingegen Polyooide, Einfachooide sowie eingebrochene Ooide zurücktreten. Auch Ooide mit irregulär entwickelten Abrasionsstrukturen bilden die Ausnahme. Teilweise ist eine von außen nach innen fortschreitende Mikritisierung der Ooide erkennbar. Diese äußert sich entweder als dünner Mikritsaum, welcher zum Korninneren mit diffuser Grenze endet oder in Form von vollständig zu Bahamiten mikritisierten Ooiden. Auch primär aragonitische Hartteile (Pelecypoden, Gastropoden, Korallen) sind unterschiedlich stark mikritisiert. Echinodermen- und Austernfragmente mit primär calcitischer Schalenmineralogie weisen dagegen nur vereinzelt einen randlichen Mikritsaum auf. Cortoide können ihrerseits von dünnen ooidischen Lagen umgeben sein. Vollständig mikritisierte Bioklasten lassen sich von verbreitet auftretenden Intraklasten dadurch unterscheiden, daß letztere ein relativ komponentenreiches Wacke- bis Packstone-Gefüge mit Bioklasten und Ooiden zeigen. Ein beträchtlicher Teil der Intraklasten dürften ehemalige, wiederholt aufgearbeitete Aggregatkörner darstellen. Weitere, noch als Aggregatkörner überlieferte Komponenten enthalten einen Mikritanteil von > 50% und sind als „lumps“ anzusprechen. Pelloide treten häufig als nestartige Anreicherungen auf. Es handelt sich um relativ gut gerundete und strukturlose Komponenten, welche teils Bahamitpeloide, teils koproolithische Elemente darstellen.

Schwache Bioturbationsvorgänge sind durch deutlich voneinander getrennte Pack- und Grainstonebereiche gekennzeichnet, welche irregulär das Gestein durchziehen. Selten nachgewiesene und eckige Quarzkomponenten erreichen Korngrößen der Fein- bis Mittelsandfraktion und bilden vereinzelt den ooidischen Kern. Lignitische Bestandteile treten in einer Reihe von Proben in zumeist geringer Menge auf. Sie durchmessen maximal 1,2 mm und spiegeln bisweilen den gitterartigen und faserigen Aufbau der überlieferten organischen Substanz wider. Goethit tritt als Imprägnationen von bioklastischen Bestandteilen sowie von Intraklasten auf. Nur sehr vereinzelt lassen sich Pseudomorphosen nach Pyrit nachweisen.

Schräggeschichtete Sedimentstrukturen kommen in den Ablagerungen dieses MF-Typs nicht vor. Sie zeigen mitunter lediglich eine durch Korngrößenwechsel hervorgerufene Horizontalschichtung oder eine schwache inverse Gradierung.

#### *Diskussion und Milieuinterpretation*

Auf die für die Ooidentstehung erforderlichen Voraussetzungen wurde bereits bei der Diskussion von MF-Typ 7a (Ooid-Bioklast-PS/GS) ausführlich eingegangen. Für ihre Bildung kann zusammenfassend ein flacher, temperierter und an Calciumkarbonat gesättigter bis übersättigter Bewegtwasserbereich von ~ 2 m Tiefe angenommen werden.

Primär calcitische Bioklasten (Austern, *Trichites*, Echinodermen) scheinen weniger von Anbohrungen betroffen zu sein, als primär aragonitische Organismenhardtteile (Pelecypoden, Korallen). Obwohl FLÜGEL (1978) auf die Fehlerquellen bei der Milieuinterpretation hinwies, sind Cortoide, vor allem wenn sie in Vergesellschaftung mit weiteren Komponenten auftreten, faziesdiagnostisch brauchbar. Sie bilden sich nach FLÜGEL (1982) im Bewegtwasser flacher Untiefen offener Plattformregionen unterhalb 20 m Wassertiefe. Auch LEINFELDER (1986) postuliert für die Entstehung von Cortoide sehr flache Warmwasserbereiche.

Aggregatkörner entstehen durch das Verkitten von Komponenten und Bioklasten mittels eines sparitischen Zements, Mikrit oder Organismen, wobei unterschieden werden:

- Grapestones: Verkittung mittels eines sparitischen Zements
- Lumps: Verkittung durch Mikrit, wobei der Mikritanteil über 50% liegt.
- Bio-Lumps: Verkittung mittels Organismen.

Nach TUCKER & WRIGHT (1990) wird das „Verkleben“ der Komponenten durch filamentöse Cyanobakterien und Algen verursacht. Die Autoren erachten darüberhinaus „lumps“ generell als durch Mikritisierungsvorgänge aus „grapestones“ entstandene Komponenten. So dürfte auch der hohe Mikritanteil der in dieser Fazieseinheit auftretenden „lumps“ tatsächlich auf die Mikritisierung von „grapestones“ durch Mikrobohrer zurückzuführen sein. Die Bildung von Aggregatkörnern erfolgt in Flachwassergebieten (< 10 m) mit herabgesetzter Zirkulation und setzt eine stark verminderte Sedimentation von Kalkschlamm voraus (FLÜGEL 1982). Sie treten rezent auf der Bahama-Plattform im Übergangsbereich zwischen hochenergetischen Ooidbarren und niederenergetischen, durch Karbonatschlamm und Peloide dominierte Bereiche auf (TUCKER & WRIGHT 1990). Das beobachtete Vorkommen von Ooiden innerhalb mikritischer Aggregatkörner belegt auch hier den Übergangscharakter des Ablagerungsraums, indem unter hochenergetischen Bedingungen entstandene Ooide in benachbarte und vor Wellen geschützte Plattformbereiche transportiert und anschließend verkittet wurden. Dies wird durch die Vergesellschaftung von in geschützten Lagunenbereichen siedelnden Organismen (Dasycladaceen, *Cayeuxia*, textulariide Foraminiferen) sowie Ooiden und Cortoiden verdeutlicht. Das Organismenspektrum weist dabei auf den vollmarinen Charakter dieser Fazieseinheit hin. Nur vereinzelt dokumentieren eingespülte thrombolithische Klasten und Ostrakodengehäuse eine relativ proximale Lage des Ablagerungsraumes in der Nähe zu peritidalen Fazieszonen (Profil Vale da Trave).

Die Genese der Peloide läßt sich auf verschiedene Weise deuten. So entstanden kleine und durch organische Substanz dunkel gefärbte Exemplare vermutlich als Stoffwechselprodukte von Organismen. Ein Großteil der peloidischen Komponenten kann jedoch auf vollständige Mikritisierungsprozesse von Bioklasten und Ooiden zurückgeführt werden, da sie bereichsweise einen größeren Durchmesser besitzen und eine bessere Rundung sowie Sphärizität aufweisen als entsprechende Kopolithen oder Pseudopeloide. Zusätzlich machen nach FLÜGEL (1982) das gemeinsame Vorkommen von Rindenkörnern und Peloiden im allgemeinen die Existenz von Bahamitpeloiden wahrscheinlich.

Als Ablagerungsraum läßt sich aus der Diskussion schließlich ein Warmwasserbereich des flachen Subtidals mit durchschnittlichen Energieverhältnissen ableiten, unter denen zwar die Kalkschlammsedimentation stark herabgesetzt war, karbonatsandige Partikel jedoch liegenblieben, um angebohrt oder verkittet zu werden. Die ooidischen Bestandteile wurden aus benachbarten, oberhalb der Wellenbasis befindlichen und somit höherenergetischen Zonen eingeschwemmt. Hierbei entschied die Wellenenergie, welche Komponentengröße mobilisiert wurde, um durch Korngrößenschwankungen horizontierte Sedimentstrukturen zu erzeugen. Die genannten Bedingungen waren vorwiegend im Bereich flächiger Karbonatsande zwischen hochenergetischen



Ooiduntiefen und niederenergetischen Lagunenbereichen verwirklicht. Lediglich in randlichen Lagen (Vale da Trave) konnte ein benachbarter peritidaler Sedimentationsraum Einfluß auf das Ablagerungsgeschehen nehmen.

#### *Koskinobullina*-Austern-Bioklast-PS/RS (MF-Typ 7c)

Dieser Faziestyp tritt lediglich in den obersten Profilabschnitten von Murteira und Fátima mit Mächtigkeiten im Meterbereich auf. Er vermittelt in beiden Profilen zwischen offen-lagunären und randmarin-brackischen Abfolgen und wechselt bevorzugt mit MF-Typ 4a (Lituoliden-Characeen-WS/PS), untergeordnet mit MF-Typ 6b (bioturbierter Lituoliden/Loftusiiden-Pelecypoden-Bioklast-MS/WS sowie 9b (Korallen-Austern-Bioklast-FS). So sind bisweilen fazielle Übergänge zwischen *Koskinobullina*-Austern-Bioklast-PS/RS und diesen Sedimenttypen nicht ungewöhnlich.

*Koskinobullina socialis* als das bestimmende mikrofossile Element umkrustet sowohl voll- als auch unvollständig organische Hartteile (Abb. Tafel 7/Abb. 8) und ist darüberhinaus oftmals bioklastisch überliefert (Tafel 9/Abb. 7). Im Durchlicht erscheint der Organismus mit einer maximalen Größe von ~ 4,7 mm und besteht aus einer Vielzahl von sich überlagernden Hemisphäroiden mit einer perforaten, hyalin-calcitischen Gehäusewand. Die Poren verbinden die Einzelkammern untereinander und sind in regelmäßigen Abständen senkrecht zur Kammerwand orientiert. Die Ausbildung der Kammerbasis wird durch die Anordnung der darunter liegenden Kammern bestimmt. Textulariide Foraminiferen (unter anderem *Alveosepta jaccardi*) sind ebenfalls auffällige Faunenelemente. Sie treten mit unterschiedlicher Häufigkeit (selten bis massenhaft) auf und sind aufgrund ihrer durch Goethit hervorgerufenen Pigmentierung auffällig gefärbt. Zum Teil sehr gut erhaltene Charophyten, untergeordnet deren verkalkte und meist zerbrochene Reproduktionsorgane (Gyrogonite) sowie *Cayeuxia* sind im allgemeinen selten anzutreffen. Ostrakodengehäuse, miliolide und lenticuline Foraminiferen runden das mikrofaunale Spektrum ab und sind mit wenigen Einzelexemplaren nur unwesentlich am Gesteinsaufbau beteiligt.

Die zumeist bioklastische Makrofauna setzt sich vor allem aus zum Teil massenhaft vorzufindenden Pelecypodenresten, Austernfragmenten und Echinodermenklasten zusammen. Auch ausschließlich neomorph rekristallisierte Gastropodengehäuse kommen sehr häufig vor. Sie erreichen einen Durchmesser von 1,8 cm und können durch Karbonatschlamm partiell verfüllt sein. Das daraus resultierende Geopetalgefüge liegt sowohl als stratinomisch korrekt orientierte als auch invers ausgebildete Struktur vor. Die oftmals parallel zur Schichtung eingeregeltten Austernklappen besitzen manchmal einen dünnen, cortoidischen Saum. Darüberhinaus weisen sie größere, wahrscheinlich von carnivoren Schnecken erzeugte Bohrspuren auf. Die Schalenoberfläche von Austern ist zum Teil von *Koskinobullina socialis* besiedelt. Hierbei können im Einzelfall alternierende Inkrustationen von Austern und *Koskinobullina* vorliegen. Aufwüchse von Austern auf Bioklasten sind bereichsweise für die Entstehung größerer Klasten verantwortlich. Schirmporen unterhalb einzelner Austernklappen stellen seltene, jedoch auffällige Hohlraumstrukturen dar, welche durch einen klaren Sparit auszementiert sind. Unter weiteren bestimmbar Bioklasten finden sich vollständig rekristallisierter Korallenschutt sowie einzelne Überreste von Serpuliden.

Neben Austernklappen (s.o.) können neomorph überlieferte aragonitschalige Hartteile randlich mikritisiert sein. Die Mikritisierung zeigt sich nicht weit fortgeschritten und bleibt nur auf Teilbereiche der Komponenten beschränkt. Mikritische Intraklasten scheinen noch im Gesteinsverband zu stehen und liefern keinen Hinweis auf Umlagerungsvorgänge. Sie sind in diesem Fall mit intensiv zerbrochenen und zerklüfteten Gesteinspartien assoziiert. Spärlich vertretene Peloiden stellen weniger pseudopeloidische Komponenten dar, als vielmehr kleine Koproolithen, die mitunter eine Längsstreifung zeigen (cf. *Favreina*). Im Bereich deutlicher Bioturbationsstrukturen

lassen sich zusätzlich kleine, goethitimpregnierte Koprolithen mit einer regelmäßigen, 8-strahligen Symmetrie beobachten.

Der terrigene Einfluß ist mit winzigen Kohleschmützchen vernachlässigbar gering. Nur in Vergesellschaftung mit MF-Typ 4a können diese, bei gleichbleibender Seltenheit, etwas größere Exemplare ausbilden.

#### *Diskussion und Milieuinterpretation*

Eine umfassende Beschreibung über *Koskinobullina socialis* findet sich in CHERCHI & SCHROEDER (1979, 1985) und SCHMID (1996). Die systematische Stellung dieses Mikroinkrustierers wurde von verschiedenen Autoren unterschiedlich diskutiert. So negieren CHERCHI & SCHROEDER (1985) *Koskinobullina socialis* als zu den Foraminiferen gehörend und stellen diesen Organismus zu den Rotalgen. LEINFELDER (1989) geht anhand des Wachstumsmusters von nubeculariiden Foraminiferen aus. SCHMID (1996) erachtet diesen Organismus nur unter Vorbehalt als Foraminifere, da die Einzelkammern untypischerweise vollständig umwandet sind und ein juveniles Stadium niemals nachgewiesen wurde. Die perforate Struktur und die hyalinen Eigenschaften machen meines Erachtens *Koskinobullina socialis* trotz der zum Teil berechtigten Einwände durchaus mit rotaliiden Foraminiferen vergleichbar (vgl. REYLE 1994; vgl. Kap. 3.1.4).

Wie bereits bei der Diskussion von MF-Typ 4e (*Koskinobullina*-Ostrakoden-Oogonien-WS) kurz dargelegt, wird *Koskinobullina socialis* eine inkrustierende Lebensweise vor allem in inneren und teilweise in den oberen Abschnitten mittlerer Rampenbereiche zugesprochen (LEINFELDER et al. 1993b; SCHMID 1996). Anhand der Begleitfauna wird dieser Mikroinkrustierer von den Autoren ausschließlich als vollmariner Organismus interpretiert. In der Serra dos Candeeiros und auf dem Plateau von Fátima treten größere Mengen an *Koskinobullina* jedoch bevorzugt in faziellen Einheiten auf, welche, nach der Begleitfauna zu schließen, durch herabgesetzte oder schwankende Salinitätswerte beeinflusst waren (vgl. MF-Typ 4e). So dringen rezente Austern bis in Brackwasserzonen mit 10-15‰ Salzgehalt vor (ZIEGLER 1983, CLARKSON 1998) und bilden nach FLÜGEL (1982) bevorzugt im rezenten Brackwasser riffartige Strukturen bis in eine Wassertiefe von 30 m. Selbstverständlich darf diese aktualistische Betrachtungsweise nicht beliebig angewendet werden, da jurassische Austern auch in vollmarinen Ablagerungsräumen zu leben verstanden (z.B. REYLE 1994). Die bisweilen an loftusiiden Foraminiferen (*Alveospeta jaccardi*) reiche Fauna könnte jedoch ein Analogon zu leicht ausgesüßten Serien mit Alveosepten darstellen, wie sie in oberjurassischen Abfolgen aus anderen Gebieten des Lusitanischen Beckens (Serra da Arrábida) bekannt sind (RAMALHO 1971a; FELBER et al. 1982). Zusätzlich lassen Charophyten und Gyrogonite als brack- oder sogar süßwasseranzeigende Begleitorganismen auf einen die Salinität steuernden Einfluß schließen (vgl. WRAY 1977; SCHUDACK 1993). Nicht zuletzt aufgrund der engen Vergesellschaftung dieses Faziestyps mit Lituoliden-Charophyten-Bioklast-WS/PS (MF-Typ 4a) scheint schließlich *Koskinobullina* gegenüber hyposalinen Umweltbedingungen eine gewisse Toleranz zu dokumentieren.

Eine Interpretation als in rein randmarin-brackischen Sedimentationsräumen abgelagerte Bioklastkalke erweist sich jedoch als zu vereinfacht. So deutet ein beträchtlicher Anteil an stenohalinem Organismenschutt (Echinodermen, Korallen, Serpeln) sowie die Assoziation der Karbonate mit bioturbierten Lituoliden/Loftusiiden-Pelecypoden-Bioklast-MS/WS (MF-Typ 6b) und Korallen-Austern-Bioklast-FS (MF-Typ 9b) auf eine zusätzliche Wechselwirkung mit vollmarinen Habitaten hin. Konsequenterweise mußte das Sedimentationsgebiet am Schnittpunkt zwischen vollmarin-lagunären und schwach ausgesüßten, randmarinen Plattformbereichen gelegen haben.

Wahrscheinlich entstanden *Koskinobullina*-Austern-Bioklast-PS/RS als intralagunäre Karbonatsandbarren oder barrennah abgelagerte Sedimente durch stehende Wellen in inneren Rampenbereichen. Die Barrenstrukturen trennten dabei vorgelagerte, vollmarine (Echinodermen, Korallen) von rückwärtigen, eingeschränkt-lagunären (Charophyten, Oogonien, z.T. Alveosepten, z.T. Lignit) Ablagerungszonen. Inkrustationen von *Koskinobullina* und Austern führten zu einer Stabilisierung des Untergrunds. Sturmgeneriertes Bewegungswasser arbeitete die Organismen auf, welche sich anschließend bankparallel einregelten. Zu beiden Seiten verzahnten die Barrensedimente mit niederenergetischen Biomikriten unterhalb der Schönwetterwellenbasis. Dies führte nicht nur zur Vermischung skelettaler Elemente verschiedener Faziesräume sondern erlaubte außerdem den Absatz von Kalkschlamm in interpartikulären Poren.

### 3.1.8 Marinellen dominierte Faziesseinheiten (FZ 8)

Die unter dieser Überschrift zusammengefaßten Sedimenttypen bilden wesentliche Faziesseinheiten in den obersten Abschnitten der Profilabfolge von Casal de Vale de Ventos sowie den geringmächtigen Abschluß des Profils von Fátima. In weiteren Profilabfolgen der Serra dos Candeeiros sind sie nicht vertreten, finden sich jedoch in ausgesprochen großer Mächtigkeit auf dem Plateau von Cesaredas (Profil Pena Seca, vgl. Kap. 5.1.4). Obwohl marinellendominierte Faziesseinheiten durchaus in hochenergetischen, wie auch in lagunären Plattformzonen auftreten und somit unter den Kapiteln 3.1.6 und 3.1.7 hätten beschrieben und interpretiert werden können, erachte ich einen separaten Abschnitt wegen der faziellen Besonderheit von *Marinella* und der nur lokalen Entwicklung dieser Faziesseinheiten für berechtigt. Es lassen sich im wesentlichen zwei MF-Typen gegeneinander abgrenzen:

- *Marinella*-Onkoid-Bioklast-WS/PS/RS (MF-Typ 8a)
- *Marinella*-Ooid-Bioklast-PS/RS (MF-Typ 8b)

Beide Faziestypen besitzen einen nicht unähnlichen Faunen-, Floren- und Komponentengehalt, welcher im einzelnen jedoch variieren kann. Darüberhinaus treten fazielle Übergänge auf, welche zwischen beiden Sedimenttypen vermitteln. Nachfolgend werden *Marinella*-Onkoid-Bioklast-WS/PS/RS und *Marinella*-Ooid-Bioklast-PS/RS getrennt beschrieben, aufgrund der Dominanz von *Marinella lugeoni* jedoch gemeinsam diskutiert und interpretiert.

#### *Marinella*-Onkoid-Bioklast-WS/PS/RS (MF-Typ 8a)

Dieser Faziestyp bildet bis zu 8 m mächtige Bankbereiche aus. Er kann bisweilen fazielle Übergänge zu MF-Typ 6a (Lituoliden/Loftusiiden-Pelecypoden-Bioklast-WS), 8b (*Marinella*-Ooid-Bioklast-PS/RS) und 9a (Korallen-Bioklast-FS) aufweisen. Es handelt sich um dezimetermächtige, gut geschichtete Bänke mit einer hellbraunen Verwitterungsfarbe. Schrägschichtungseinheiten und andere Sedimentstrukturen sind nicht zu beobachten. *Marinella lugeoni* ist auf der Gesteinsoberfläche und unter dem Auflichtmikroskop in Form kleiner weißer Sphäroide mit einer im Tangentialschnitt wolkg unregelmäßigen Oberfläche zu erkennen. Die primär calcitische Rotalge tritt sowohl in gesteinsbildender Häufigkeit (Rudstones) als auch selten in Wackestones auf. Sie ist als vollständig erhaltenes Fossil aber auch im zerbrochenen Zustand überliefert. Die unzerbrochenen Thalli erreichen einen Durchmesser zwischen 3,25 und 17 mm. Im Radialschnitt zeigen sich neben einer ästig-digitiformen Wuchsform sphärische Rotalgenknollen (Tafel 8/Abb. 5). Im Durchlicht ist *Marinella* grau gefärbt, wobei eine oberflächenparallele Zonierung in helle und dunkle Abschnitte erkennbar ist. Sie zeichnet sich durch einen aus feinen Radialelementen und noch feineren Tangentialelementen bestehenden Aufbau aus. Innerhalb der einzelnen Marinellenthalli sind, zumeist in randlicher Lage, rundliche, sparitisch verfüllte Strukturen zu erkennen. *Marinella*

ist oftmals onkoidisch umkrustet, kann ihrerseits am Aufbau des Onkoidcortex beteiligt sein und inkrustiert darüberhinaus bioklastisches Material.

Bei näherer Betrachtung der begleitenden und im folgenden dargestellten Mikro- und Makrofauna fällt der relativ hohe Anteil an unterschiedlichen inkrustierenden Organismen auf, welche sich wiederholt gegenseitig überwachsen können. So tritt in der weitverbreiteten Gruppe der lituoliden/loftusiiden Foraminiferen, abgesehen von nicht krustosen Formen (*Ammobaculites* sp., *Nautiloculina oolithica*, teilweise *Alveosepta jaccardi*), *Lithocodium aggregatum* als ein auffälliger und zum Teil nicht seltener Mikroinkrustierer auf. Dieser ist zumeist innerhalb von Onkoidcortices anzutreffen und beeinflusst entscheidend deren Aufbau (s.u.). Untergeordnet bildet *Lithocodium* auch Aufwüchse auf bioklastischem Material (z.B. abgestorbene Korallenhartteile). Im Axialschnitt weist er sparitisch zementierte Kammern auf, welche durch radial in der Kammerwand angeordnete und zum Teil divergierende Durchlässe mit der Außenwelt in Verbindung stehen (Tafel 9/Abb.8). Nur sehr selten können im Inneren der Kammern im Juvenilstadium fakultativ bohrende Individuen von *Troglotella incrustans* nachgewiesen werden, welche nach SCHMID & LEINFELDER (1995) und SCHMID (1996) mit *Lithocodium aggregatum* kommensalisch zusammenlebte (Tafel 9/Abb.8). *Lithocodium aggregatum* ist mitunter eng mit *Bacinnella irregularis* vergesellschaftet (Taf. 8/Abb. 6). Miliolide Foraminiferen sind noch verbreitet und werden in der Hauptsache von inkrustierenden Formen (*Vinelloidea* sp.) bestimmt. Quinqueloculinen sowie rotaliide Foraminiferen (*Epistomina*, *Lenticulina*) kommen dagegen nur untergeordnet vor. *Cayeuxia* sp. und *Cayeuxia pia* treten mit durchschnittlicher Häufigkeit auf und können mitunter angereichert sein. Sie sind oftmals am Aufbau von Onkoidrinden beteiligt und erzeugen zusammen mit *Solenopora cayeuxiformis* zusätzliche Inkrustationen auf Marinellenthalli und Bioklasten (Tafel 8/Abb. 6; Tafel 9/Abb.8). *Thaumatoporella parvovesiculifera* als ein in dieser Fazies zu erwartender Mikroinkrustierer, wird lediglich durch ein Exemplar in mäßig gutem Erhaltungszustand repräsentiert (Tafel 10/Abb.1). Auch mit *Thaumatoporella parvovesiculifera* sind undeutlich erkennbare bacinnelloide Strukturen vergesellschaftet. „*Berenicea*“ ist als leiterförmige und flache Inkrustation bevorzugt auf Pelecypodenklappen vorzufinden (Tafel 8/Abb. 1). Desintegriertes Grünalgenmaterial stammt ausnahmslos von Dasycladaceen und setzt sich aus Überresten von *Acicularia* sp., *Cylindroporella cf. arabica* und *Cylindroporella* sp. zusammen.

Die Makrofauna ist relativ vielfältig geartet und größtenteils bioklastisch entwickelt. Zu den häufigsten Fossilien zählen dabei Echinodermen (oftmals Seeigelstacheln, untergeordnet Trochiten mit zum Teil großem Zentralkanal, vereinzelt zerfallene Seeigelgehäuse), Pelecypodenreste (u.a. Austern und *Trichites*) sowie Gastropoden. Auffällige Bioklasten mit einem Durchmesser von 5 cm stammen zumeist von *Nerinea*. Neben plocoid-stylinidem sowie microsolenidem Korallenschutt kommen regelmäßig vollständig rekristallisierte, nicht näher bestimmbare Korallenreste vor. Des weiteren finden sich selten weitere koloniebildende Invertebraten in Form von Stromatoporen, die entweder onkoidisch umkrustet sind oder selbst flache Inkrustationen bilden.

Abgestorbene Korallenfragmente dienen oftmals als Besiedlungsgrundlage für *Lithocodium aggregatum*, Serpeln sowie pharetronide Schwämme und *Neuropora lusitanica*. Die Serpelnröhren können zusätzlich als knäuelartige Aufarbeitungsklasten vorliegen. Destruktive Lebensformen werden von lithophagen Muscheln repräsentiert, welche Korallenfragmente zum Teil intensiv zerbohrten und zusätzlich Bohrspuren in Marinellenthalli, Serpelnröhren, Pelecypodenklappen und Onkoidrinden hinterließen. Auf eine bescheidene Bioturbation deuten einzelne Grabgänge hin, in welchen Koproolithen konzentriert sind.

Der Anteil an nichtskelettalen Komponenten wird von Onkoiden bestimmt, welche innerhalb eines Korngrößenspektrums von 0,6 bis 26 mm auftreten. Als Onkoidkeim dienen die oben angeführten Fossilreste. Die Gestalt der Onkoidcortices ist abhängig von Organismen, welche an ihrem Aufbau beteiligt sind. Es dominieren

dabei Mikritonkoide (*Spongiostromata sensu* PERYT 1981) mit sowohl dünner als auch mitteldicker Rinde. Abgesehen davon kommen Onkoide vor, an deren Aufbau „Cayeuxiide“, *Lithocodium aggregatum*, *Marinella lugeoni*, Bryozoen und Kalkschwämme, Serpeln sowie *Vinelloidea* sp. mitwirken und beispielsweise für die Ausbildung von porostromaten Onkoiden, Foraminiferen-Onkoiden sowie *Marinella*-Onkoiden verantwortlich sind. Zum Großteil beteiligen sich diese Mikroorganismen gemeinsam an der Onkoidbildung. Eine auffällige Assoziation wird dabei von *Marinella*, „Cayeuxiiden“ sowie *Lithocodium aggregatum* erzeugt, der im Einzelfall *Thaumatoporella parvovesiculifera* und *Bacinella* angehören (*Cayeuxia-Lithocodium-Bacinella*-Onkoide, vgl. Kap. 5.1.4). Aufgrund der Beteiligung dieser Mikroinkrustierer weisen diese Onkoide im allgemeinen einen größeren Durchmesser und unregelmäßiger strukturierte Oberflächen auf als reine Mikritonkoide.

Gemessen an der Häufigkeit und der Größe von Onkoiden, treten Peloide, Intraklasten sowie verstreute Ooide mit radialer Mikrostruktur in den Hintergrund. Auch gut erkennbare Cortoide mit bisweilen kräftig entwickeltem Mikritsaum sind nur selten anzutreffen. Obwohl in marinellendominierten Faziesseinheiten des iberischen Oberjura terrigenes Material nicht ungewöhnlich ist (vgl. LEINFELDER & WERNER 1993), läßt sich mit Ausnahme von kleinen Pflanzenhäcksel kein terrigener Detritus nachweisen.

#### Marinella-Ooid-Bioklast-PS/RS (MF-Typ 8b)

Dieser Mikrofaziestyp ist im Vergleich zu Marinellen-Onkolithen selten vorzufinden. Er bildet ausschließlich in der Profilabfolge von Casal de Vale de Ventos zwischen 0,75 bis 3,1 m mächtige Abschnitte ohne erkennbare Sedimentstrukturen aus. Das komponentengestützte Gefüge ist zu gleichen Teilen als Pack-, Grain- und Rudstone entwickelt.

In der Zusammensetzung der mikro- und makrofossilen Gesteinsanteile sind relativ geringe Unterschiede zu *Marinella*-Onkoid-WS/PS/RS festzustellen. Waren die onkolithischen Marinellenkalke durch eine Vielzahl an inkrustierenden Organismen gekennzeichnet, so treten diese in *Marinella*-Ooid-PS/RS in den Hintergrund. *Marinella lugeoni* als das dominante Mikrofossil ist durchgehend bioklastisch überliefert und besitzt daher im allgemeinen einen geringeren Durchmesser als vollständige Marinellenthalli von MF-Typ 8a. Bei einzelnen Exemplaren ist ihre inkrustierende Lebensweise auf Bioklasten erkennbar. Bisweilen ist *Marinella* von *Cayeuxia* sp. und *Solenopora cayeuxiformis* überwachsen und von lithophagen Muscheln angebohrt. Vereinzelt ist *Lithocodium aggregatum* eng mit „cayeuxiiden Algen“ vergesellschaftet. Neben *Marinella* und *Cayeuxia* kennzeichnen lituolide Foraminiferen (*Ammobaculites* und *Nautilocolina oolithica*) die mikrofossile Zusammensetzung. Auch *Solenopora cayeuxiformis* ist noch regelmäßig vertreten, wohingegen der verbleibende Rest an Mikroorganismen aus sehr seltenen Dasycladaceenfragmenten und milioliden Foraminiferen besteht.

Die bioklastische Makrofauna ist nahezu identisch mit der von Sedimenttyp 8a. Mit Verweis auf die dort bereits ausführlich beschriebenen fossilen Überreste, beschränke ich mich auf die Aufzählung der Organismen in der Reihenfolge ihrer Häufigkeit:

- häufig: Seeigelstacheln, Muschelklappen, Gastropodengehäuse.
- verbreitet: kleinstückige *Trichites*fragmente
- selten: Austern, Stromatoporen, lithophage Muscheln
- vereinzelt: Korallenbruchstücke, *Nerinea*, *Neuropora* sp.

Der wesentliche fazielle Unterschied zu MF-Typ 8a liegt in der Zusammensetzung des nicht-skelettalen Komponentengehalts. Dieser wird zum Großteil aus radialstrahligen, zumeist ellipsoiden, seltener rundlichen Ooiden aufgebaut, welche eine mäßige bis schlechte Sortierung aufweisen. Die Korngröße der Einzelooide reicht

von 0,2 bis 1,0 mm und läßt eine schwache Häufung zwischen 0,3 und 0,45 mm feststellen. Es überwiegen superfizielle Ooide mit einem geringen Cortex/Kern-Verhältnis. Des weiteren sind Peloiden und Intraklasten wesentlich am Gesteinsaufbau beteiligt. Treten hierbei ausgesprochen kleine ooidische Komponenten auf, so sind Verwechslungen mit Peloiden nicht auszuschließen. Intraklasten spiegeln in ihrem Aufbau die Gesteinszusammensetzung wider und enthalten Ooide, Bioklasten, *Marinella* sowie lituolide Foraminiferen. Einzelne Aggregatkörner (lumps) und regelmäßig auftretende Cortoide runden das Komponentenspektrum ab. Einige der Cortoide stellen vollständig mikritisierte Bioklasten dar und weisen keinen Unterschied zu mikritischen Intraklasten auf. Vereinzelt Onkoide sind grundsätzlich als Spongiostromata mit einem mikritischen Cortex ausgebildet. Hierdurch erhält das Gestein bisweilen eine schwache Affinität zu Faziestyp 8a (*Marinella*-Onkoid-Bioklast-PS/RS).

#### *Diskussion und Milieuinterpretation*

Systematische Stellung und palökologische Bewertung von *Marinella lugeoni* werden in LEINFELDER & WERNER (1993) ausführlich diskutiert und dargestellt. Ursprünglich wurde dieser Mikroorganismus zu den Cyanophyceen gestellt (PFENDER 1939), in der Folgezeit jedoch hauptsächlich als zu den Codiaceen gehörend interpretiert (z.B. JAFFREZO 1974). BARATTOLO & DEL RE (1985), WERNER (1986) und LEINFELDER (1986) erkannten unter anderem den rotalgenähnlichen Charakter dieses Fossils. Nach LEINFELDER & WERNER (1993) weist *Marinella lugeoni* aufgrund der Mineralogie ihrer skelettalen Elemente sowie anhand des filigranen und netzartigen Aufbaus ihrer Thalli sowohl Merkmale von Corallinaceen als auch von Solenoporaceen auf. Die Autoren möchten sie jedoch nicht als Bindeglied zwischen diesen beiden Rotalgengruppen verstanden wissen, schließen allerdings für Corallinaceen und *Marinella* einen gemeinsamen Vorfahren nicht aus. Sparitisch zementierte Hohlräume innerhalb des Marinellenthallus wurden von BARATTOLO & DEL RE (1985) als Anbohrungen und von BECKMANN & BECKMANN (1966) als Lösungserscheinungen oder als Ergebnis parasitären Befalls gedeutet. LEINFELDER & WERNER (1993) hingegen bringen diese Strukturen wegen ihrer Form und oftmals randlichen Lage mit Reproduktionsorganen in Verbindung und erachten dies als ein weiteres, an Corallinaceen erinnerndes Merkmal.

In portugiesischen Ablagerungen des Kimmeridgiums ist *Marinella lugeoni* im Flach- bis Flachstwasser der unterschiedlichsten Plattformbereiche verbreitet. So tritt sie in der Riff- und Riffschuttfazies, in lagunären Zonen sowie offenen bis inneren Plattformzonen auf und ist aus randmarinen, gemischt siliziklastisch-karbonatischen Sedimentationsräumen bekannt (LEINFELDER 1986; WERNER 1986; LEINFELDER & WERNER 1993; vgl. Kap. 5.1.4). Darüberhinaus tolerierten Marinellen schizohaline Verhältnisse. Sie waren aufgrund einer geringen Wachstumsrate und des hohen Lichtbedarfs, gegenüber konkurrierenden Epibionten (z.B. Grünalgen und Rifforganismen) in lagunären und recifalen Bereichen im Nachteil. Daher bevorzugte diese Rotalge Lebensräume, in welchen die Substratbeschaffenheit und die dort herrschenden energetischen Verhältnisse eine Besiedlung durch Konkurrenten nicht zuließen (z.B. mobile Ooidsandbarren). Es wird sogar angenommen, daß der Erfolg von *Marinella* durch abrasive Verhältnisse begünstigt wurde, indem eine gewisse Zerstörung der Algenthalli, ähnlich wie bei rezenten Melobesien, eine Fortpflanzungsstrategie darstellte. Aus abgebrochenen Fragmenten konnten hierbei neue Individuen erwachsen (LEINFELDER & WERNER 1993).

Anhand der bioklastisch vorliegenden, zum Großteil stenohalinen Begleitfauna/-flora und dem Fehlen von brackwassertolerierenden Cyanophyceen (*Girvanella*) sowie von Siliziklastika, lassen sich vollmarine Umweltbedingungen bei der Ablagerung der hier vorliegenden Marinellenkalke annehmen. Lediglich in der

Profilabfolge von Fátima treten die Rotalgenkarbonate in Kombination mit randmarinen Einheiten von Sedimenttyp 4a (Lituoliden-Charophyten-Bioklast-WS/PS) auf und deuten auf hyposaline Verhältnisse hin.

Bioklastische Onkolithe, in denen *Marinella* als wesentlicher Bestandteil vorkommt, repräsentieren einen Ablagerungsraum, in welchem geringe Sedimentationsraten vorherrschten. Dies erlaubte die rasche Ausbreitung der lateral weit aushaltenden onkoidischen Einheiten. Einzelne Ooide weisen dabei auf nahegelegene und hochenergetische Ooidsandbarren hin.

Die mit einer Mangersedimentation einhergehenden höherenergetischen Verhältnisse unterstützten die Herausbildung ausgedehnter Marinellenrasen unter normal-marinen Bedingungen, wobei ein Teil der Rotalgenthalli aufgearbeitet wurde (vgl. auch LEINFELDER & WERNER 1993). Sowohl vollständig erhaltene, als auch zerbrochene Exemplare erfuhren bei einer anschließenden Abnahme der Wasserenergie eine onkoidische Umkrustung. Dabei erfolgte die Onkoidbildung unter der Mitwirkung von Mikroinkrustierern (*Lithocodium*, *Thaumatoporella*, *Cayeuxia*, *Solenopora*). Diese stellen typische Flachwasserorganismen innerer Rampenbereiche dar und entsprechen in ihrer Zusammensetzung der nieder- bis mitteldiversen *Bacinella-Lithocodium*-Assoziation von SCHMID (1996). Das zusätzliche Auftreten von *Marinella* auf und innerhalb von einzelnen Onkoidcortices dokumentiert die episodische Rückkehr zu höherenergetischen Bedingungen. Stellten sich allerdings dauerhafte nieder- bis mittlere energetische Verhältnisse ein, hatten zahlreiche Konkurrenten bei der Besiedlung der verfügbaren Bioklasten gegenüber den langsam wachsenden Marinellen Vorteile. Dies spiegelt sich in einer geringen Häufigkeit der Rotalgenthalli in onkoidischen Wackestones wider.

Innerhalb bioklastreicher Oolithe repräsentieren sowohl Ooide als auch Cortoide, neben *Marinella*, flaches Bewegtwasser bei mangelnder Hintergrundsedimentation. Auch Aggregatkörner bildeten sich bei sehr geringen Sedimentationsraten, allerdings in Zonen mit herabgesetzter Wasserzirkulation (FLÜGEL 1982). Der ausschließlich bioklastische Erhaltungszustand der Rotalgenthalli sowie eine bioklastische und allochthone Begleitfauna dokumentieren die für *Marinella* günstigen hochenergetisch-abrasiven Bedingungen. Die mobilen Eigenschaften des ooidischen Untergrunds verhinderten die Ansiedlung autochthoner Epibionten und ermöglichte dadurch die Existenz von *Marinella*, welche bevorzugt auf verfügbaren Bioklasten aufwuchs. Dennoch kann anhand der oftmals dünnen Ooidrinde auf instabile und nur kurzfristig optimale Bildungsbedingungen für Ooide geschlossen werden. Des Weiteren dürfte das Auftreten von Ooiden innerhalb von Aggregatkörnern auf eine allmählich Abnahme der Wasserenergie hindeuten.

Sowohl in oolithischen als auch in onkolithischen Marinellenkalken ist eine zweiphasige, durch die Wasserenergie gesteuerte Entwicklung der Sedimentationsgeschichte nachzuvollziehen. So repräsentieren Marinellen die hochenergetische Phase, wohingegen Onkoidbildungen (in MF-Typ 8a) einerseits und Aggregatkorngeneese (in MF-Typ 8b) andererseits die nachlassende Wasserenergie dokumentieren.

In der Profilabfolge sind marinellen-oolithische und -onkolithische Faziestypen eng miteinander vergesellschaftet. Zusätzlich unterstreichen bisweilen sowohl einzelne Ooide innerhalb onkoiddominierter Ablagerungen, als auch dünne Mikritonkoide in hochenergetischen Oolithen die gegenseitige Einflußnahme während der Sedimentation. Daraus läßt sich eine benachbarte Lage beider Sedimenttypen schlußfolgern. Hierbei bildeten sich *Marinella*-Ooid-Bioklast-PS/RS im Bereich mobiler Ooidsandbarren oberhalb der Wellenbasis bei überwiegend instabilen Bedingungen. In randlichen Lagen dieser Barrenstrukturen führte die bereits abnehmende Wasserenergie zur Bildung von Aggregatkörnern.

*Marinella*-Onkoid-Bioklast-WS/PS/RS entstanden im räumlich anschließenden, rückwärtigen Barrenbereich und im Übergang zur offenen Lagune. Der niederenergetisch-lagunäre Einfluß nahm hierbei mit zunehmender Entfernung

zu den exponierten Bereichen zu, was schließlich zu einer graduellen Abnahme von *Marinella*, Ooiden sowie Onkoiden, und einer Abnahme des Auswaschungsgrades (Wackestones) führte.

### 3.1.9 Koralligene Faziesseinheiten (FZ 9)

Von Korallen bestimmte Karbonatgesteine treten mit unterschiedlicher Häufigkeit in sämtlichen Arbeitsgebieten der Serra dos Candeeiros und der Region um Fátima auf. In der oberen Profilhälfte von Casal de Vale de Ventos bilden sie auffällige Bankabfolgen aus, während sie in Fátima lediglich auf einen geringmächtigen Horizont beschränkt bleiben. Für gewöhnlich sind sie lagunären Ablagerungen aus Fazieszone 6 zwischengeschaltet und können vereinzelt mit diesen lateral verzahnen. Die Mächtigkeiten variieren zwischen 0,25 m in Casal de Vale de Ventos und 8,5 m in Vale da Trave.

Nach der Faunenzusammensetzung lassen sich zwei Mikrofaziestypen unterscheiden, welche im folgenden gemeinsam beschrieben und interpretiert werden:

- Korallen-Bioklast-FS/BS (MF-Typ 9a)
- Korallen-Austern-Bioklast-FS (MF-Typ 9b)

Auffallend große Korallenkolonien innerhalb einer mikritischen Matrix erzeugen zu 80% ein Floatstonegefüge. Komponentengestützte Rudstones sowie autochthone Boundstones sind dagegen mit einer Häufigkeit von jeweils ungefähr 10% vertreten. Obwohl Korallenharteile innerhalb von Floatstones als Schutt vorliegt, zeigen die Überreste nicht oder nur teilweise zerbrochene Septen. In Rudstones hingegen ist eine starke Fragmentierung dieser Organismen zu beobachten. Größere biohermale Riffstrukturen mit einem deutlich positiven Relief sind im Gelände nicht vorzufinden. Dagegen können einzelne Korallenkolonien mitunter Erhebungen von wenigen Zentimetern Höhe innerhalb lagunärer Ablagerungen von MF-Typ 6a (Lituoliden/Loftusiiden-Pelecypoden-Bioklast-(MS)/WS/FS bilden.

Ein Großteil der Korallen ist neomorph erhalten. Die Rekristallisierung erfolgte zumeist über einen Hohlraum, welcher partiell mit Kalkschlamm verfüllt sein kann. Zum einen zeigen sich dadurch nicht selten Geopetalstrukturen, zum anderen lassen sich sukzessive Phasen der Hohlraumverfüllung am schichtigen Aufbau des unterschiedlich gefärbten Sediments beobachten. Durch Neomorphismus sind die Internstrukturen der Korallenharteile oftmals vollständig zerstört oder bleiben auf randliche Bereiche der Biogene beschränkt. Bisweilen ist die septale Gliederung der Korallenkelche jedoch noch zu erkennen. Neben massiv-hemisphäroiden Kolonien zeigen sich ästige und untergeordnet solitäre Korallen. Es sind microsolenide, plocoid, plocoid-stylinide sowie untergeordnet cerioide Kelchanordnungen zu unterscheiden. Trotz der bereichsweise starken Rekristallisation der Corallite können folgende Korallengattungen/-arten bestimmt werden: *Calamophylliopsis* cf. *flabellum*, *Calamophylliopsis* sp., *Actinaraea granulata* (Tafel 11/Abb. 3), *Actinaraea* sp., *Stylina*, *Heliocoenia*, *Microsolena* sp. (Tafel 11/Abb. 6), *Montlivaltia* und *Stylosmilia (michelini)* (Tafel 11/Abb. 5). Der überwiegende Teil der Korallen und des Korallenschutts ist von lithophagen Muscheln intensiv zerbohrt. Die Anbohrungen zeichnen sich durch subsphärische, mikritisch verfüllte und dunkel gefärbte Strukturen aus, in denen zum Teil beide Klappen der Bohrmuschel erhalten sind (Tafel 11/Abb. 3). Ähnlich auffällig, jedoch wesentlich seltener sind Stromatoporen (*Milleporidium* sp.). Vollständig erhaltene Exemplare zeigen eine ästige Wuchsform und bilden bis zu 8 cm große, zumeist umgestürzte Stöcke. Austern (z.B. *Lopha*) und Serpeln als weitere prominente Elemente der Makrofauna inkrustieren teilweise Korallenharteile oder kommen als isoliert in der Matrix eingebettete Bioklasten vor. Bereichsweise sind mehrere Austerngenerationen fest miteinander verbacken und zusätzlich von Serpeln überwachsen. Schwämme und Schwammfragmente werden von pharetroniden Kalkschwämmen, *Neuropora*



*lusitanica*, monaxonen und vereinzelt tetraxonen Skleren sowie Rhaxen von *Rhaxella* vertreten. Während *Neuropora* ausschließlich koralligenes Material inkrustiert, sind relativ grob strukturierte Pharetronide generell fragmentarisch innerhalb der mikritischen Grundmasse zwischen weiteren Biogenen verteilt. Der übrige bioklastische Anteil setzt sich im wesentlichen aus Echinodermen, unbestimmbarem Bivalvenschutt und zahlreichen, zum Teil skulpturierten Gastropodenschalen zusammen. Unter den bestimmbaren Molluskenresten finden sich selten *Trichites* und, nur durch wenige Individuen belegt, *Nerinea* sowie *Ampullina*. Partienweise können Terebratulide nestartig angereichert sein und wittern zumeist als Körperfossil aus dem Gesteinsverband heraus. Foraminiferen dominieren die Mikrofauna. Es überwiegen textulariide Formen (z.B. *Alveosepta*, *Ammobaculites*). Selten treten Miliolide (*Vinelloidea*, *Quinqueloculina*), untergeordnet Lenticulinen hinzu. Agglutinierende Foraminiferen können innerhalb von seltenen Grabgängen massenhaft angereichert und wirbelartig um das Zentrum der Grabstruktur orientiert sein. Auch Favreinen lassen sich mitunter im Bereich bioturbater Strukturen nachweisen. Die verarmte Mikroflora besteht aus unscheinbaren Dasycladaceen (u.a. *Cylindroporella*), Bryozoen („*Berenicea*“), Marinellen und Solenoporen. *Cayeuxia* ist ebenfalls ein seltener, dafür relativ konstant auftretender Organismus. Peloiden sind mehrheitlich innerhalb von Organismenhohlräumen vorzufinden. Intraklasten heben sich mitunter von der mittel- bis dunkelgrauen Matrix durch eine auf Eisenimprägation zurückzuführende Rotfärbung ab. Auf die obersten Profilabschnitte von Casal de Vale de Ventos bleiben geringe Vorkommen an Mikritonkoiden mit dünnem Cortex beschränkt. Diese können bereichsweise durch *Vinelloidea* inkrustiert sein. Inkohlte Bestandteile sind dispers im Gestein verteilt und erreichen eine maximale Länge von 3,7 mm. Eisenverbindungen treten als Imprägnationen, Pseudomorphosen nach Pyrit und in konkretionärer Form mit  $\leq 1$  mm Durchmesser auf. Spätdiagenetische Dolomitisierungsprozesse werden durch gelbliche bis rötlich-braune Pigmentierungen am Rand von Korallenhartteilen belegt.

#### *Diskussion und Milieuinterpretation*

Obwohl Korallenhartteile gemessen an anderen Faziesseinheiten häufig in Erscheinung treten, verbietet die geringe Dichte an Einzelkolonien eine detaillierte Faunenanalyse hinsichtlich Dominanzverhalten und zeitlicher Diversitätsentwicklung. Unter Vorbehalt läßt sich die hier bestimmte Korallenfauna durchschnittlich als nieder- bis bestenfalls mitteldivers einstufen. Sie entspricht in ihrer Zusammensetzung ungefähr den Korallen-Stromatoporen-Schlamm-Riffen von LEINFELDER et al. (1998).

Wenige der beobachteten Korallenkolonien sind als autochthone Boundstones überliefert. Trotzdem dokumentiert oftmals vollständig erhaltenes Korallenmaterial in Floatstones Umlagerungsprozesse über nur kurze Entfernungen. Wahrscheinlich führte episodischer Wellenschlag lediglich zu einem Umsturz von (kopflastigen) Kolonien, welche anschließend parautochthon im umgebenden Karbonatschlamm eingebettet wurden.

Rezente scleractine Korallen, welche in Symbiose mit Zooxanthellen leben, bevorzugen warmes (25°-29°C), gut durchlichtetes und sauerstoffreiches sowie oligotrophes Flachwasser mit Salinitätswerten von ~ 25-35‰. Folgerichtig treten heutige Korallen oftmals in turbulenten Flachwasserzonen der Tropen und Subtropen auf, da hier aufgrund von Warmwasserturbulenzen unter anderem der hohe Sauerstoffbedarf von zooxanthellaten Korallen gedeckt werden kann. LEINFELDER et al. (1996, 1998) und LEINFELDER & NOSE (1999) zeigen auf, daß diese Voraussetzungen auch in oberjurassischen Riffen zumindest teilweise anzunehmen sind, scleractine Korallen jedoch innerhalb eines weiten "Riff-Fensters" und unter zum Teil eingeschränkten Lebensbedingungen (siliziklastischer Eintrag, hyposalinare und dysaerobe Verhältnisse) zu existieren verstanden. Die Autoren führen diese Tatsache auf eine evolutive Übergangsphase während des Oberjura zurück, in der vor allem Korallen mit neuen adaptiven

Strategien gemeinsam mit konservativen Rifforganismen (Schwämme, Mikrobolithe) auftraten. Als wesentliche Neuerung wird hierbei die zunehmende Symbiose von Korallen mit Zooxanthellen gedeutet, so daß sowohl an mesotrophe Verhältnisse angepaßte Formen als auch verstärkt oligotrophe Bereiche bevorzugende Korallen auftraten und das bestehende „Riff-Fenster“ aufweiteten. Wegen der noch geringen Effektivität der Photosymbiose ist die an die Durchlichtung gekoppelte Tiefenabhängigkeit jurassischer Korallen wesentlich undeutlicher ausgeprägt als in heutigen Riffen. Die relative Häufigkeit an Bohrmuscheln, welche nach EKDALE et al. (1984) typische Flach- bis Flachstwasserorganismen darstellen unterstützt jedoch die Annahme eines flachen Lebensraumes für Korallen der hier beschriebenen Faziestypen.

Die Sedimentationsrate und der teilweise daran gekoppelte Nährstoffgehalt des Meerwassers kann nach LEINFELDER et al. (1996) als der wesentliche, das oberjurassische Riffwachstum steuernde Faktor angesehen werden. Im allgemeinen war das Wachstum jurassischer Riffe durch eine stark reduzierte Hintergrundsedimentation geprägt. Trotzdem konnten portugiesische Riffe des Kimmeridgiums unter leichten, intermittierenden Sedimentationsverhältnissen bemerkenswerte Diversitäten aufweisen, da bei jurassischen Korallen eine heterotrophe Ernährung noch größere Bedeutung hatte als es bei rezenten Steinkorallen der Fall ist (LEINFELDER et al. 1998). Nicht zuletzt war eine Reihe von Korallen je nach Anordnung sowie septalen Ausgestaltung der Kelche dazu befähigt Sedimentpartikel aktiv zu entfernen (LEINFELDER 1986, 1994a; WERNER 1986; NOSE 1995). So zeigt in den Untersuchungsgebieten *Microsolena* sp. mit ramos-ästiger Wuchsform eine Anpassung an erhöhte Sedimentationsraten (Tafel 11/Abb.6). Mikrobolithe hingegen, sofern sie nicht bäumchenartig verzweigte Morphologien entwickelten, waren gegenüber höheren Sedimentationsraten intolerant (SCHMID 1996). Daher dürfte der auffällige Mangel an Mikrobenkrusten in den untersuchten Korallenkalken in erster Linie auf eine hohe Kalkschlammproduktion/-sedimentation zurückgeführt werden. Die langsam wachsenden mikrobiellen Krusten konnten sich bei hohen Akkumulationsraten von Mikrit kaum entwickeln. Darüberhinaus verhinderten bei entsprechender Faunendichte Weidegänger (Gastropoden, Seeigel) das mikrobielle Wachstum. Das Fehlen von Mikrobenkrusten führte schließlich zu einer Dominanz an koralligenem Riffschutt, da sich kein rigides, durch Mikrobenkrusten stabilisiertes und somit gegenüber höherer Wasserenergie widerstandsfähiges Riffgerüst ausbilden konnte. Sowohl Korallenschutt als auch bioklastisches Material dienten als sekundärer Hartgrund und ermöglichten die Ansiedlung von zementiertem Epibenthos in einem ausschließlich durch Kalkschlamm geprägten Habitat. Der vernachlässigbar geringe Anteil an terrigenem Detritus, läßt auch auf eine eingeschränkte Zufuhr an Nährstoffen (Phosphate, Nitrate) schließen. Möglicherweise herrschten schwache Nährstoffmangelsituationen (oligotrophe Verhältnisse) vor, welche das ohnehin eingeschränkte Wachstum von mikrobiellen Krusten verhinderte.

Neben Korallen stellen Terebrateln und Echinodermen stenohaline Faunenelemente dar, welche intolerant gegenüber Salinitätsschwankungen im Meerwasser reagierten. Dagegen schließen die bisweilen häufig auftretenden Alveosepten sowie zahlreiche Austernvorkommen schizohaline Verhältnisse nicht aus (LEINFELDER 1994a). Allerdings wäre unter der Annahme von Süßwasserzuflüssen wiederum ein höherer Anteil an terrigenem Material zu erwarten. Infolgedessen darf von normalen Salinitätswerten und vollmarinen Verhältnissen innerhalb des Ablagerungsgebiets ausgegangen werden.

Der Sedimentationsraum repräsentiert innere Rampenbereiche in Form einer geschützten jedoch vollmarinen Lagune mit einer erhöhten Produktion an Karbonatschlamm. Korallenkolonien, welche vor allem aufgrund des sedimentations- und nährstoffbedingten Ausbleibens von stabilisierenden Mikrobolithen kein rigides Gerüst bildeten, wurden hierbei durch episodischen oder periodischen Wellengang zerstört. Der entstandene Schutt verblieb daraufhin mehr oder weniger an Ort und Stelle oder wurde in benachbarte Zonen der Lagune transportiert. Obwohl



in korallenführenden Horizonten weder von massig-hemisphärischen noch von ästigen Korallen Dominanzen festgestellt wurden, dürften massive Kolonien verminderte Sedimentationsraten, ästige Morphotypen eine erhöhte Kalkschlammproduktion reflektieren (vgl. NOSE 1995; LEINFELDER et al. 1996).

Die höhere Dichte an Rifforganismen (Korallen, Stromatoporen, Serpeln) in Korallen-Bioklast-FS/BS (MF-Typ 9a) sowie der höhere Gehalt an Pelecypoden (Austern, *Trichites*), Peloiden, Koproolithen und bioturbaten Strukturen in Korallen-Austern-Bioklast-FS (MF-Typ 9b), deutet auf eine gewisse Zonierung der Faziesseinheiten hin. MF-Typ 9a repräsentiert hierbei die Riff- beziehungsweise die unmittelbar anschließende Schuttfazies. MF-Typ 9b vermittelt als rifferner Bioklastkalk bereits zu lagunären Sedimentiten, mit denen er lateral verzahnt.

### 3.2 Profilentwicklungen in der Serra dos Candeeiros und auf dem Plateau von Fátima

#### 3.2.1 Profile Vale Verde

Die Gemeinde Vale Verde liegt ungefähr 14 km südlich Porto de Mós an der Landstraße 362, welche Alcanede im Süden mit Mendiga beziehungsweise Porto de Mós im Norden verbindet. Sie stellt den *locus typicus* für die limnisch-brackisch-peritidalen Vale Verde-Schichten dar, welche in der weiteren Umgebung von Leiria, Alcobaça und Fátima die mitteloxfordische Basis der oberjurassischen Schichtfolge repräsentieren.

#### Profil Vale Verde I

Dieses Profil befindet sich auf der Ostflanke der Serra dos Candeeiros am westlichen Rand der Ortschaft Vale Verde. In der offiziellen Geologischen Karte 1:50.000 (Torres Novas, 27-C) ist es im nordwestlichen Kartenquadranten zu lokalisieren (vgl. Abb. 5). Von Alcanede kommend, bleibt das Profil, von dem ein Teil der Vale Verde-Schichten aufgenommen wurden, vollständig auf die linke (westliche) Dorfseite beschränkt. Die Profilbasis liegt an einem kleinen geschotterten Sträßchen, welches ungefähr in der Ortsmitte nach links abzweigt und auf den Scheitel der Serra dos Candeeiros nach Casal de Vale de Ventos führt. Nach 200 - 300 m ist die Profilbasis auf der rechten Seite des Fahrweges an einem Gebäude, unter welchem sich ein stillgelegter Schacht befindet, aufgeschlossen. In der nördlichen und westlichen Umgebung davon sind stillgelegte Kohlebergwerke vorzufinden, in welchen die an der Basis der oxfordischen Schichtfolge auftretenden Kohlemergel abgebaut wurden. Profil Vale Verde I (Abb. 26a, b) stellt lediglich einen Teilabschnitt der gesamten oxfordischen Schichtfolge dar und bleibt auf deren basalen Bereich beschränkt, der zu den Vale Verde-Schichten gehört. Die mittel- bis dickbankige Abfolge ist, abgesehen von der mergeligen Basis, gut aufgeschlossen. Die Schichten streichen in etwa N-S bzw. am Profilende mit 15° NNE-SSW und fallen mit dem Hang sowie mit 35°-45° nach E beziehungsweise ESE ein.

Die der beckenweiten Schichtlücke aufsitzende Profilbasis wird von Meter 0 - 1,5 durch eine Karbonatbank in randlich- bis offen-lakustriner Ausbildung mit gut sichtbaren Charophyten, Oogonien sowie Phytoklasten gebildet. Im Anschluß daran folgt von Meter 1,5 - 5,0 eine Wechselfolge von kalkmergeligen Faziesseinheiten sowohl palustriner, als auch randlich lakustriner Prägung. Die lakustrinen Ablagerungen zeichnen sich durch eine zum Teil bis zu 1,6 m mächtigen Bankung aus und lassen rötliche, eisenimprägnierte Onkoidbruchstücke und Phytoklasten erkennen. Palustrine Sedimentite zeigen zumeist ein Floatstone-Gefüge und eine deutliche Fleckung. Diese wird durch mehrere Millimeter durchmessende „Black Pebbles“ und Lithoklasten hervorgerufen, welche in einer grauen, kalkmergeligen Matrix eingebettet sind. Diesen Gesteinen entweicht beim Anschlagen ein bituminöser Geruch. Bei Profilmeter 3,0 ist auf der Schichtoberseite einer 0,95 m mächtigen Bank eine brecciöse und beim Anschlagen sehr leicht zerfallende Verwitterungslage entwickelt. Die einzelnen Klasten sind zum Teil schwarz gefärbt und weisen

mit Komponentendurchmesser von < 1 cm bis 10 cm eine schlechte Sortierung auf. Bei Meter 3,05 und 4,6 sind an der Basis und am Top einer nach oben durch dunkelrote Eisenbeläge charakterisierten Karbonatbank, jeweils wenige Zentimeter messende, lignitische Kalkmergellagen ausgebildet. Den Abschluß dieser Wechselfolge bildet eine rötlich verwitternde, erneut Black-Pebble- und Lithoklastführende Bank (MF-Typ 2d), welche sich in ihrer lateralen Fortsetzung in drei geringmächtige Einzelschichten auflösen kann.

Darüber folgen von Profilmeter 5,0 - 17,5 eisenreiche Mergel, die über dem gebankten Abschnitt deutlich zurückwittern und, bedingt durch die generelle Schichtverstellung, für die Ausbildung flacher Geländedemulden am Hang verantwortlich sind. Der durch seine Rötfröbung auffällige Mergelbereich ist mäßig gut aufgeschlossen und durch Strauchwerk bewachsen. Auffällige faust- bis kopfgroße Toneisenkonkretionen wittern aus diesen Mergeln heraus und sind zumeist gravitativ verstimrt. Daneben finden sich zahlreiche poröse Eisenerze sowie traubig-nierige Eisenaggregate und Bohnerze im Verwitterungsschutt der Mergel. Im oberen Drittel der Mergelfolge tritt eine 0,6 m mächtige und leicht zerfallende Kalkmergeleinschaltung in Erscheinung, welche durch ihren hohen Gehalt an überwiegend aufoxidierten lignitischen Bestandteilen und ihren hohen Eisengehalt charakterisiert ist.

Von Profilmeter 17,5 bis 24,7 wechsellagern erneut durch Charophyten, einzelne Onkoide und planspirale Gastropoden dominierte Seeablagerungen mit lithoklast- und „Black Pebble“-führenden beziehungsweise lignitreichen Sumpfkalken. Ein sehr hoher Gehalt an inkohlter Substanz führt bei Profilmeter 18,9 zur auffälligen Dunkel- bzw. Schwarzfröbung einer kalkmergeligen und 0,6 m mächtigen Bank. Über einer 2,5 m messenden Aufschlußblücke innerhalb der nur eine dünne Kalkmergellage undeutlich hervorwittert, folgt von Meter 27,2 bis 36,5 eine homogene Abfolge von 0,5 bis 1,3 m mächtigen Einzelbänken mit vorwiegend Wackestonegefüge. Sie repräsentieren offen-lakustrine Karbonate, welche von Charophyten, Oogonien, glattschaligen Ostrakoden und Süßwasserschnecken dominiert werden. Vor allem Oogonien und Ostrakoden sind in diesen Sedimentgesteinen gut zu sehen, da der Hohlraum, den sie umschließen durch einen klaren Sparit zementiert ist und folglich gegenüber der Grundmasse dunkler erscheint. Mit dieser Einheit wird der rein palustrin, lakustrin und terrigen geprägte Charakter der Ablagerungen in Vale Verde beendet.

Diesen Einheiten folgt zunächst von Profilmeter 36,5 bis 46,9 eine mittelbankige Wechselfolge aus *Heteroporella*-reichen Karbonaten von Fazieszone 4 und peritidalen Ablagerungen von Fazieszone 5. Erstere weisen neben der für das Mittel-Oxfordium parastratigraphischen Leitwert besitzenden *Heteroporella lusitanica* zahlreiche glattschalige Ostrakoden und noch verbreitet, nach oben aber zunehmend seltener werdend, Oogonien auf. In peritidalen Einheiten dominieren vor allem Ostrakoden, Pelloide und zum Teil Phytoklasten. In seltenen Fällen zeichnen sich diese Gesteine durch eine Horizontallaminierung aus (Tafel 3/Abb. 5). Von Profilmeter 40,6 bis 41,7 sind in einem Abstand von 10<sup>er</sup>-Zentimeter stromatolithische Lagen sichtbar, welche ebenfalls eine, wenn auch nur schwach erkennbare Lamination zeigen.

Innerhalb der folgenden, 3,8 m mächtigen Aufschlußblücke stehen von Meter 48,5 bis 49,6 „Black Pebble“-Lithoklast-Floatstones (MF-Typ 2d) in Form zweier aufeinanderfolgender Bänke an, die im Gegensatz zu den gleichnamigen Faziesseinheiten an der Profilbasis keine ausgesprochenen Süßwasserfossilien enthalten. Hier treten vielmehr Ostrakodengehäuse neben trochospiralen Gastropoden und einzelnen Mikrobenklasten auf und geben dieser Ablagerung eine küstensumpfähnliche Pröbung.

Die nach der Schichtlücke erneut einsetzende Schichtfolge ist von Meter 50,7 - 61,0 heterogen entwickelt und zeichnet sich durch einen relativ raschen Fazieswechsel aus. Zunächst setzt sich die Profilfolge mit Peritidaliten bis Profilmeter 52,2 fort, welche jedoch abrupt durch 0,25 m mächtige, wiederum durch „Black Pebbles“ und Lithoklasten dominierte Floatstones überlagert werden. Das nachfolgende Schichtpaket dokumentiert die neuerliche

Rückkehr von offen-lakustrinen Verhältnissen vor allem mit Charophytenstielen, Oogonien und Ostrakoden. Diese 4,25 m mächtige Einheit wird in ihrem unteren Drittel durch einen weiteren Hiatus (1,25 m) zweigeteilt und besteht aus Kalkbänken, in denen sich nach oben eine leichte Zunahme des Mergelgehaltes bemerkbar macht. Daran schließen sich von Meter 56,7 bis 61,0 „Black Pebble“- und lithoklastreiche Gesteine mit einem deutlichen Gehalt an Ostrakoden und Gastropoden ein. Sie entwickeln zum Teil mit Bankmächtigkeiten von 1,5 m deutlich hervorwitternde Geländerippen. An der Basis und bei 60,2 m sind diesen Sumpfkalken in unregelmäßigen, jedoch rasch aufeinanderfolgenden Abständen 0,05 bis 0,3 m mächtige Sturmlagen mit Intraklastführung eingeschaltet. Diese enthalten neben dem üblichen Inventar an Ostrakoden und untergeordneten Charophyten, bereits in geringer Menge benthische Foraminiferen (z.B. *Alveospta*) sowie „cayeuxiide“ Cyanobakterien und werden teilweise durch zahlreiche, parallel zur Schichtung eingeregelt Pelecypodenklappen bestimmt.

Von Profilmeter 61,0 bis 63,7 fallen dünnbankige, bereichsweise knollig verwitternde Karbonate durch die bereits mit dem bloßen Auge sichtbare *Koskinobullina socialis* auf, welche weißliche, flaserige Strukturen ausbildet. Sie ist mit zahlreichen, lagenweise angereicherten Oogonien, Ostrakoden- und dünnklappigem Pelecypodenschill sowie Gastropodenfragmenten vergesellschaftet (MF-Typ 4e).

Der folgende, von Meter 63,7 - 74,2 anstehende Sedimentstapel ist einheitlich in peritidaler Fazies entwickelt. Er weist eine Bankung im Dezimeterbereich auf und wird in seinem oberen Teil durch zwei kleinere Schichtlücken gegliedert. In der Hauptsache liegen Wacke- bis Packstones von Faziestyp 5c mit Ostrakoden, Ostrakodenschill sowie phytoklastischem Material vor, welches makroskopisch von mikritischen Intraklasten kaum zu unterscheiden ist. Kleine Verkieselungen im Bereich von Mikrobeklasten und um Ostrakodengehäuse erscheinen im frischen Bruch als kleine, dichtweiße Punkte. In diese Abfolge schalten sich bei Meter 63,7 und von 66,9 - 67,7 m zum Teil laminierte Cyanophyceen-Boundstones von MF-Typ 5a ein. Auf ihrer Oberfläche wittern dünne, lateral weit verfolgbare Verkieselungshorizonte hervor, welche eine teils schwarze, teils rötlich-braune Verwitterungsschicht besitzen, im frischen Bruch jedoch weiß gefärbt sind.

Nach dieser peritidalen Faziesentwicklung setzt sich das Profil über einer erneuten Aufschlußlücke von Meter 75,0 - 77,0 mit restrikt marinen Karbonaten fort, die im wesentlichen Ostrakoden führen und zum Teil miliolide sowie lituolide Foraminiferen enthalten. Darüberhinaus treten Mikrobeklasten und Bioklasten mit durchschnittlicher Häufigkeit auf. In die randmarinen Ablagerungen sind mit offen lakustriner Ausbildung knollig verwitternde Kalkmergel mit Charophyten eingeschaltet. Auch im Hangenden eines wiederholt nicht aufgeschlossenen Bereichs, stehen ab Profilmeter 78,6 Karbonatbänke mit einer deutlich offen-lakustrinen Ausbildung (Ostrakoden-Oogonien-WS/PS) und einer Gesamtmächtigkeit von 4,5 m an. Sie werden von einem lituolidenführenden und an Pelecypodenschill reichen, dünnbankigen Profilschnitt überlagert, welcher bis Meter 84,6 aufgeschlossen ist.

Die weitere Entwicklung, bis zum Ende des aufgenommenen Profils bei 91,1 m, wird von Aufschlußlücken mit bis zu 2,1 m Mächtigkeit bestimmt. Es ist anzunehmen, daß sie Mergel repräsentieren, welche unter der geschlossenen Grasnarbe anzutreffen sein dürften. Innerhalb dieser nicht aufgeschlossenen Bereiche wittern vereinzelt und in unregelmäßigem Abstand geringmächtige Karbonatbänkchen mit selten höherem Tongehalt hervor. Es handelt sich hierbei um eine Wechselfolge aus offen-lakustrinen Bildungen (MF-Typ 3b) mit zahlreichen Oogonien, Peritidaliten (MF-Typ 5c) mit Phytoklasten und Ostrakoden sowie untergeordnet randmarinen Ablagerungen von Sedimenttyp 4b mit Lituoliden. Ab 91,1 m verhindert der bebaute Ortsrand von Vale Verde die Fortsetzung der Profilaufnahme.

### Profil Vale Verde II

Die Profilabfolge, welche die Vale Verde-Schichten sowie den Hauptteil der *Pholadomya protei*-Schichten umfaßt, beginnt ca. 750 m nördlich der Profilbasis von Vale Verde I und liegt zwischen den Ortschaften Vale Verde und Cabeça Veada (Abb. 5). Die Profilbasis liegt in einer flachen Geländedepression und befindet sich in der Nähe einer in der offiziellen Geologischen Karte (1:50.000) eingezeichneten und stillgelegten Kohlemine zwischen der Ostflanke der Serra dos Candeeiros und einem kleinen Hügel (372 m üNN), auf dessen Anhöhe eine Windmühlenruine steht. Das Profil verläuft in östliche Richtung entlang der Bezirksgrenze Leiria/Santarem bis zur Landstraße 362 und setzt sich jenseits davon zunächst weiterhin in östliche, am Ende jedoch in südöstliche Richtung, bis zu einer N-S verlaufenden Hauptstörung fort. Diese versetzt mitteljurassische Einheiten des Bathoniums gegen oberjurassische Karbonate und ist anhand unterschiedlicher Schichtverstellungen im Gelände direkt beobachtbar.

Die Profilabfolge weist in ihrer unteren Hälfte gute bis sehr gute Aufschlußverhältnisse auf, die zum Profilende zunehmend lückenhafter werden (vgl. Abb. 27a - i). Die Bänke streichen im allgemeinen 26°NNE-SSW und fallen 38,5° nach ESE ein. In den obersten Profilabschnitten zur Störung hin, nehmen jedoch die Streichwerte auf 70° ENE-WSW zu und die Fallwerte auf 22° SSE ab. Die oxfordische Schichtung trifft somit spitzwinklig auf die N-S verlaufende Störung sowie auf die in etwa N-S streichende mitteljurassische Abfolge östlich dieser Verwerfungslinie. Parallel des Schichtfallens abfließendes Niederschlagswasser erzeugte auf den Schichtoberseiten Verkarstungsstrukturen (Schratten, Schlotten).

### Meter 0 - 10,1:

Die basale Profilentwicklung von Vale Verde II entspricht trotz einzelner Variationen im allgemeinen der von Profil Vale Verde I. Über dem Hiatus, welcher die mittel- und oberjurassische Grenze überspannt beginnt die Abfolge zunächst mit 1,1 m mächtigen, im frischen Bruch rötlichen Wackestones mit typisch lakustrinem Fauneninhalt (Charophyten-Stiele, Oogonien, Ostrakoden, planspirale Gastropoden). Darüber folgen bis Profilmeter 1,75 Kalkmergel, welche trotz ihres hohen Anteils an vollständig zu goethitischem Eisen aufoxidierten lignitischen Bestandteilen, keine ausgeprägte Dunkelfärbung aufweisen. Neben den ehemaligen, bis zu 5 cm langen Pflanzenresten bilden weiterhin die bereits erwähnten Mikrofossilien den wesentlichen Fossilinhalt dieser Floatstones. Nach einer Schichtlücke von 1,5 m, treten ab Profilmeter 3,2 orange-rote und eisenreiche Mergel mit einer Gesamtmächtigkeit von 6,9 m auf. In ihrem Verwitterungsschutt finden sich, wie bereits in Vale Verde I, verstürzte, bis zu kopfgroße Toneisenkonkretionen sowie derbe Eisen- und gut gerundete Bohnerze. Etwa im zentralen Bereich dieser Mergelfolge steht eine 0,6 m mächtige Kalkmergelbank an, die neben Süßwasserkoiden und dendroiden Mikrobeklasten durch prominente Eisenimprägnationen und hervorwitternde bohnerähnliche Komponenten auffällt. Bei genauer Untersuchung lassen sich kurze, sparitisch zementierte und schichtparallel orientierte „sheet cracks“ beziehungsweise Setzungsrisse beobachten.

Ab Meter 10,1 folgt ein etwa 1,9 m mächtiger, aus drei Einzelbänken bestehender Bereich, welcher deutlich über den Mergeln hervorwittert. Er ist lagenweise stark eisenschüssig und weist sowohl eine bankparallele Bänderung, als auch irregulär im Gestein verlaufende Goethitadern auf. Die Merkmale der beiden unteren Bänke sind eine deutliche Marmorierung sowie einzelne Wurzelspuren. Innerhalb der zweiten Bank verläuft eine bis zu 8 cm mächtige Pisolith-Lage (MF-Typ 2c) mit komponentengestütztem Gefüge und Wellenrippeln ähnelnden Strukturen. Die abschließende dritte Bank dieser Einheit stellt einen randlich lakustrinen und kalkmergeligen Floatstone dar und enthält neben faziesdiagnostischen Süßwasserkoiden, planspirale Schnecken und nicht selten Intraklasten. Auf

dieser ist eine deutliche, zum Teil erodierte Eisenkruste zu beobachten. Die daran anschließende Aufschlußblöcke, welche von Profilmeter 12,0 bis 14,0 reicht, läßt aufgrund der Geländefärbung erneut einen aus eisenreichen Mergeln von MF-Typ 1c gebildeten Abschnitt vermuten.

Meter 14 bis 17,6 ist im unteren Drittel durch „Black Pebble“- und lithoklastreiche Sumpfkalke mit Wacke- bis Floatstonegefüge und in den oberen zwei Dritteln durch marmorierte Kalke von Faziestyp 2a geprägt. Innerhalb des oberen Bereichs der rötlich marmorierten Gesteine ist ein Packstone mit im Dünnschliff nachweisbaren Wurzelspuren ausgebildet. Weitere, durch Wurzeln erzeugte Strukturen finden sich im direkten Anschluß an der durch einen geschotterten Fahrweg bedingten Schichtlücke von 2,9 m. Die Anzeichen auf Durchwurzelung treten in Form kleiner, ferritisierter Aggregate in grau-grünen und speckigen Mergel auf, welche unterhalb von Karbonatbänken deutlich zurückwittern und im frischen Zustand eine rötliche Fleckung aufweisen können.

Von Profilmeter 21,0 bis 33,0 steht am Fuße des Windmühlenhügels eine offen-lakustrine Abfolge aus mittel- bis dickbankigen (0,3 - 1,0 m) und von 28,8 bis 29,9 m auch dünnbankigen (0,1 m) Karbonaten an. Sie ist durch eine von Süßwasserfossilien dominierte Fauna und Flora mit zum Teil eingeregeltten Charophytenstielen, Oogonien, Ostrakoden, sowie etwas seltener Gastropoden und Phytoklasten geprägt. In diesen relativ homogen ausgebildeten Profilabschnitt schalten sich bei Meter 23,5 und 31,0 brackische (ästuarine?) *Heteroporella*-Kalke mit noch deutlich erkennbaren Armleuchteralgen und Ostrakodengehäusen ein. Diese Organismen sind partienweise innerhalb irregulär begrenzter Schlieren inhomogen im Gestein verteilt.

Im Anschluß an die überwiegend palustrin und lakustrin bestimmte Profilbasis folgt von Profilmeter 32,4 - 54,6 eine Wechselfolge eingeschränkt randmariner und peritidaler Ablagerungen. Den Beginn dieses Profilabschnitts bilden mit einer Mächtigkeit von ~ 1 m nochmals durch *Heteroporella lusitanica* charakterisierte Kalke, wie sie außerdem von Meter 38,9 bis 43,5 in mittelbankiger Entwicklung vorzufinden sind. Dazwischen werden von Profilmeter 33,4 bis 38,9 aufgearbeitete Peritidalite von MF-Typ 5c mit einer individuenreichen Ostrakodenfauna und bereichsweise verkieselten Mikrobeklasten durch Sturmlagen (v.a. Ostrakoden-Gastropoden-WS/PS) unterbrochen. Diese führen neben zahlreichen Ostrakoden zum Teil flach schräggeschichtete Gastropodenlagen und zeigen ein Wacke- bis Pack- beziehungsweise Floatstonegefüge. Der Profilabschnitt von 43,5 - 54,6 m gestaltet sich etwas lückenhafter und wird fast ausschließlich von Sedimenttyp 5c (Mikrobeklasten-Ostrakoden-Peloid-WS/PS) mit Schichtmächtigkeiten zwischen 0,2 und 1,2 m gebildet. Der Bereich von 45,6 bis 47,7 m zeichnet sich durch knollige Verwitterungsformen aus, welche zusammen mit einer inhomogenen Organismen- und Komponentenverteilung auf Bioturbationsereignisse zurückzuführen sein dürften. Erste Einflüsse eines küstennahen Sumpfes sind direkt über den Knollenkalkbereichen bis 49,4 m innerhalb dieser peritidalen Schichten bemerkbar, indem zusätzlich „Black Pebbles“ und Lithoklasten auftreten.

Der küstensumpffartige Charakter wird im nächsten Profilabschnitt deutlich, welcher ähnlich wie in der Profilabfolge Vale Verde I durch rasche Fazieswechsel gekennzeichnet ist. Hier treten von Profilmeter 54,2 - 58,0 durch schwarze Gerölle und Lithoklasten geprägte Karbonate auf. An der Basis dieses Abschnittes kommen diese Komponenten in Kombination mit lituoliden- und ostrakodenführenden Karbonaten vor. Sie dominieren jedoch das Komponentenspektrum in den nachfolgenden Wacke- und Floatstones, die mit Mächtigkeiten von bis zu 1,6 m dickbankige Einzelschichten ausbilden. Demgegenüber heben sich die darüberfolgenden 0,75 m aus lakustrinen Oogonien-Ostrakoden-MS/WS als knollig-flach zurückwitternde Kalkmergel ab.

Profilmeter 58,7 bis 76,8 wird durch einen raschen Fazieswechsel von Mikrobeklasten-Ostrakoden-Peloid-WS/PS (MF-Typ 5c), Cyanophyceen-BS (MF-Typ 5a) und Fensterkalken von MF-Typ 5b bestimmt, welche kleinmaßstäbliche Verflachungsabfolgen zeigen. Den überwiegenden Teil bilden dabei Mikrobeklasten-



Ostrakoden-Peloid-WS/(PS), in denen mit gesteinsbildender Häufigkeit Ostrakodengehäuse sowie nach oben seltener werdende Phytoklasten und Oogonien auftreten. Zum Hangenden gehen die Gesteine, vor allem im unteren Teil dieses Profilsegments, wiederholt in dünne (zumeist 10 cm) stromatolithische Boundstones von MF-Typ 5a über, welche im Extremfall zu Fensterkalken (MF-Typ 5b) mit Trockenrissen und einzelnen, mikroskopisch kleinen Gipsseudomorphosen vermitteln. Mit den laminierten Cyanophyceen-BS sind ausgeprägte Verkieselungsphänomene vergesellschaftet, die auch im Bereich von Phytoklasten in Karbonaten von Faziestyp 5c zu beobachten sind. Innerhalb der Laminiten können lateral durchhaltende Verkieselungslagen in bis zu 25 cm breite Scherben gegliedert sein, die an ihren Enden aufgebogen sind und konkave Strukturen erzeugen (Tafel 4/Abb. 2).

Die peritidale Wechselschichtung wird an der Basis von 2,4 m mächtigen, plattig absondernden und mergelhaltigen Karbonatbänken von MF-Typ 4e unterbrochen. In diesen ist *Koskinobullina socialis* als weißer, kettenartig strukturierter Organismus in Lagen angereichert.

Mit dem Profilabschnitt von Meter 76,8 bis 88,1 stehen letztmalig mit größerer Mächtigkeit offene lakustrine Wackestones an, welche vereinzelt mit 0,25 bis ~ 1,0 m mächtigen mikrobenklastenführenden Ostrakoden-WS/PS (MF-Typ 5c) sowie Lituoliden-Ostrakoden-WS/PS (MF-Typ 4b) wechsellagern. Die lakustrinen Karbonate zeichnen sich durch ihren Reichtum an Oogonien, Charophytenresten sowie ihrem hohen Gehalt an Ostrakoden und Ostrakodenschill aus und sind im wesentlichen mittelbankig ausgebildet.

Eine weitere Wechselfolge, bestehend aus eingeschränkt randmarinen Sedimentgesteinen von Fazieszone 4 und peritidalen Karbonaten aus Fazieszone 5, erstreckt sich nach einer kleinen anfänglichen Schichtlücke über einen weiten, dünn- bis mittelbankig ausgebildeten Profilabschnitt von Meter 90,0 bis 134,1. Dieser Aufschlußbereich ist durch als Schichtrippen hervorwitternde Karbonatbänke charakterisiert, zwischen denen knollig-flach und nicht immer vollständig aufgeschlossene, zurückwitternde Partien in kalkmergeliger Ausbildung anstehen. Im unteren Bereich dieses Profilabschnitts dominieren erneut Peritidalite, während nach oben randmarine Faziesseinheiten zunehmend an Einfluß gewinnen und schließlich überwiegen. Bei Meter 126,4 wird diese Wechselfolge durch eine Schuttlage mit deutlich limnischer Prägung unterbrochen. Sie enthält in diesem ansonsten oogonienarmen Profilabschnitt neben Ostrakoden und deren Fragmente, zahlreiche Gyrogonite. Die Gezeitenablagerungen werden in der Hauptsache durch ostrakoden- und mikrobenklastreiche Faziesseinheiten von MF-Typ 5c bestimmt. Die Ostrakodenfauna und die bioklastischen Komponenten können bisweilen in Lagen konzentriert sein und bei Meter 106,2 planare Schrägschichtungseinheiten ausbilden. Das wesentliche Merkmal dieses Profilabschnitts bilden jedoch zahlreiche, in unterschiedlichen Abständen auftretende, loferitische Horizonte (MF-Typ 5b), welche zum Großteil in enger Kombination sowohl mit Stromatolithen (MF-Typ 5a) als auch mit den Mikrobenklasten-Ostrakoden-WS/PS stehen. Die grundsätzlich als scharfkantige Schichten hervorwitternde Fensterkalklagen zergliedern die Schichtfolge und zerfallen beim Anschlagen zu einem mehligem Kristallsand, da sie vorwiegend aus einem klaren sparitischen Zement bestehen. Mit den Fensterstrukturen und laminierten Mikrobenmatten treten nach oben seltener werdende Verkieselungserscheinungen und bereichsweise kleinere, v-förmig erweiterte Trockenrisse auf.

Waren eingeschränkt marine Ablagerungen in den basalen 65 m des Profils vor allem durch die parastratigraphisch leitende *Heteroporella lusitanica* oder durch *Koskinobullina socialis* bestimmt, so erweisen sich textulariide Foraminiferen und Muscheln (u.a. *Anisocardia*) im höheren Bereich der sich anschließenden Abfolge als die charakteristischen Organismen. Hierbei dominieren foraminiferenführende Einheiten von MF-Typ 4b mit auffällig großen Exemplaren an *Alveosepta jaccardi* das randmarine Faziespektrum von 90,0 - 113,8 m sowie von 131,1 - 134,1 m, während pelecypodenführende Ablagerungen (MF-Typ 4d) auf den Abschnitt dazwischen beschränkt bleiben.

Profilmeter 134,1 - 136,2 vermittelt zwischen peritidalen/randmarinen und lagunären Faziesseinheiten einer offenen Plattform (Fazieszone 6) und markiert eine Änderung der Sedimentationsgeschichte sowie des Ablagerungsmilieus. Innerhalb dieses Übergangsbereichs stehen sowohl noch foraminiferen- und ostrakodenreiche Sedimente von MF-Typ 4b, als auch schon lituoliden- und pelecypodendominierte Faziesseinheiten von MF-Typ 6b an. Am deutlichsten wird dieser Fazieswechsel jedoch durch rasenartig angereicherte *Arcomytilus morrisoni*-Cluster angezeigt, welche im unzerbrochenen Erhaltungszustand vorzufinden sind und auf der Unterseite einer geringmächtigen Karbonatbank hervorwittern.

War die Profilentwicklung bis zu dieser Übergangszone durch rasche und zahlreiche Fazieswechsel gekennzeichnet, so folgt darüber, von Meter 136,2 - 318,8 eine relativ eintönige Abfolge von im allgemeinen komponentenarmen Karbonaten mit überwiegend matrixgestütztem Gesteinsgefüge (Mud-, Wacke-, Floatstones). Die Schichtfolge wird zu 89% von Faziestypen aus der lituolidenreichen Subfazies 1 einer offen-lagunären Karbonatplattform bestimmt. Hiervon besitzen wiederum Lituoliden-Pelecypoden-Bioklast-MS/WS bis FS (MF-Typ 6a) und bioturbirte Lituoliden-Pelecypoden-Bioklast-MS/WS bis FS (MF-Typ 6b) den größten Anteil am Profilaufbau. Beide Faziestypen bilden eine Wechselfolge von sich in unregelmäßigen Abständen überlagernden Einheiten, welche unterschiedliche Mächtigkeiten von 1,0 bis 6,3 m, im Einzelfall von 11,2 m aufweisen. Sie treten zumeist als dünn- bis mittelbankige Karbonate in Erscheinung, in denen nur untergeordnet und auf geringmächtige Bereiche beschränkt, ein etwas höherer Tongehalt festzustellen ist. Die in diesen Faziestypen dominierenden lituoliden und loftusiiden Foraminiferen (z.B. *Alveosepta*) sind in den hell- bis mittelgrauen Kalken nur dann deutlich zu erkennen, wenn ihr Gehäuse goethitisch imprägniert ist. Neben undifferenzierbaren Bivalvenresten sind *Trichites*- und Austernklappen konstant vertretene Pelecypoden, welche regelmäßig auf der Gesteinsoberfläche hervorwittern. Vollständig erhaltene Austernklappen lassen sich aus dem Verwitterungsschutt der Karbonate bergen, wohingegen unzerbrochene Einzel Exemplare von *Trichites* relativ selten und bevorzugt an Schichtunterseiten vorzufinden sind. Andere Pelecypoden wiederum beschränken sich auf bestimmte Profilabschnitte. So ist *Arcomytilus* mit nach oben abnehmender Häufigkeit noch bis Profilmeter 147,2 anzutreffen, während *Nicaniella (Trautscholdia) supracorallina* erst ab Meter 269 deutlicher in Erscheinung tritt und oftmals auf der Gesteinsoberfläche mit kräftiger konzentrischer Berippung hervorwittert. Zweiklappig auf Schichtunterseiten überlieferte Terebrateln finden sich in den oberen Bereichen dieses mächtigen Profilabschnitts ab Meter 268,2, insbesondere von 284,5 - 288,3 m, bei 310,8 sowie bei 317,7 m. Darüberhinaus ist eine gewisse Häufung an Cyanobakterien vom *Cayeuxia*-Typus zwischen Profilmeter 150 und 167 zu erkennen. Der überwiegende Anteil der Organismenhardtteile liegt sowohl in MF-Typ 6a, als auch in 6b bioklastisch vor. In den Ablagerungen von MF-Typ 6b reichern sich die Bioklasten in bioturbaten Inhomogenitäten, welche irregulär das Gestein durchsetzen, nestartig an. Mit diesen sind mitunter bereits im Gelände erkennbare, teilweise goethitisch imprägnierte Koprolithen vergesellschaftet, die als relativ auffällige Komponenten bei Profilmeter 194,2 und 198,8 auftreten.

Diese monotone, im wesentlichen von zwei Sedimenttypen aufgebaute Abfolge wird durch weitere Faziestypen aus Subfazies 1, durch pelecypodenreiche Einschaltungen von Subfazies 3, untergeordnet durch onkoiddominierte Karbonate von Subfazies 2 und durch koralligene Sedimente von MF-Typ 9a untergliedert:

#### Subfazies 1

Einschaltungen der lituolidenreichen Subfazies 1 werden durch Lituoliden/Loftusiiden-Gastropoden-Bioklast-WS (MF-Typ 6c), Lituoliden/Loftusiiden-Echinodermen-Bioklast-WS/FS (MF-Typ 6d) sowie bioturbirten und bioklastführenden MS (MF-Typ 6e) gebildet. Hiervon treten echinodermenreiche Wackestones von MF-Typ 6d zum Teil mit beachtlicher Mächtigkeit in den Vordergrund. Sie sind von 50,0 m - 51,9 m, von 168,0 - 176,0, von 211,2 -

217,5 m, von 219,7 - 221,0 m, von 242,1 - 244,2 m, bei ca. 257,0 m, von 254,7 - 256,8 m und von 259,2 - 267,5 m nachzuweisen. Das ausschließlich bioklastisch überlieferte Echinodermenmaterial wird vorwiegend durch Seeigelstacheln, nur untergeordnet von Trochiten repräsentiert.

Einschaltungen von Lituoliden/Loftusiiden-Gastropoden-Bioklast-WS (MF-Typ 6c) treten in diesem Profilabschnitt in einem weitaus geringerem Maß in Erscheinung. Mit ausgesprochen heller Verwitterungsfarbe zeigen sie sich von Profilmeter 217,5 - 219,7, von 237,5 - 239,5 m, von 296,2 - 303,5 m. Die zahlreichen Gastropodengehäuse sind überwiegend kleinwüchsig und unscheinbar ausgebildet. Bisweilen wittert jedoch *Nerinea* sp. mit bis zu 5 cm Länge und der im Längsschnitt typischen Wandeinfaltungen auf Bankoberseiten hervor (z.B. Meter 218 und 238). Sowohl in echinodermen- als auch in gastropodenreichen Einheiten treten zum Teil mit dem bloßen Auge erkennbare Alveosepten in ausgesprochen deutlicher Ausbildung auf.

Nahezu komponenten- und organismenfreie Partien dieses Profilabschnitts werden von MF-Typ 6e (bioturbirte und bioklastführende MS) eingenommen. Die splitterharten Kalke zeichnen sich oftmals durch einen muscheligen Bruch mit einer dunkelgrauen Färbung aus. Bioturbate Strukturen, welche im Einzelfall durch kleine längsgestreifte und im Querschnitt rosettenförmig ausgebildete Koprolithen markiert werden, äußern sich als inhomogene Fleckung der Bruchfläche. Diese zwischen 0,2 und 0,5 m mächtigen Mudstone-Bänke sind vereinzelt zwischen 199,0 und 203,7m sowie zwischen 249,0 und 250,3 m vorzufinden.

#### Subfazies 2

Ab Profilmeter 141,5 stehen 2,25 m mächtige Sparitfleckenonkoid-FS (MF-T 6g) an, welche der monotonen Abfolge aus MF-Typ 6a und 6b an der Basis zwischengeschaltet sind. Die 3 bis 6 mm durchmessenden Onkoide besitzen eine irreguläre Oberfläche und einen Cortex in der Farbe der Gesteinsmatrix. Sie können daher lediglich anhand der dunklen, konzentrisch angeordneten und sparitisch zementierten Hohlräume erkannt werden. Daneben findet sich zum Teil angebohrter Korallenschutt sowie Austernklappen.

#### Subfazies 3

Muschelreiche Lagen von MF-Typ 6h bilden in dieser Abfolge bei Meter 155, 160, 165, 211 und 277 Einschaltungen mit Mächtigkeiten von 0,5 bis selten 1,9 m aus. Abgesehen von unbestimmbaren, postmortal zerfallenen Pelecypoden und bläulich-grauen Austernklappen mit oftmals typischen Vesicularstrukturen, bestimmen die aus einer mächtigen Prismenschicht bestehenden Muscheln der Gattung *Trichites* die Faunenzusammensetzung. Bei Meter 277 erscheint *Modiolus imbricatus* in originaler Schalenerhaltung. Die Muschellagen zeichnen sich durch die ausgesprochene Armut an textulariiden Foraminiferen aus, welche ansonsten über weite Strecken den Profilabschnitt zwischen Meter 136,2 und 318,8 dominieren.

#### Fazieszone 9

Im Gelände fallen durch ihre größeren Bankmächtigkeiten in einer im allgemeinen dünn- bis mittelbankig geprägten Abfolge Einschaltungen koralligener Schuttkalke von MF-Typ 9a auf. Sie besitzen im allgemeinen einen höheren Anteil an groben Organismenresten, die für die Ausbildung eines Floatstone-Gefüges verantwortlich sind. In der Nähe der Landstraße 362 am südlichen Ende eines Privathauses bilden sie ab Profilmeter 287,2 eine deutliche, 1,3 m mächtige Geländerippe, auf der sowohl angebohrte Korallen als auch Stromatoporen gelblich hervorwittern. Weitere Einschaltungen in dieser faziellen Ausbildung finden sich von 166,2 - 168,0 m und in geringer Mächtigkeit bei Meter 250,3 m und 301,3 m. Innerhalb der korallenreichen Einheiten sowie in der Schichtfolge unmittelbar darüber und darunter sind die ansonsten eher spärlich vertretenen Terebrateln in etwas größerer Menge anzutreffen (s.o.).

Von Profilmeter 318,8 - 321,4 folgen im Hangenden der eintönigen Schichtfolge zunächst Ooid-Cortoid-PS (MF-Typ 7b), an die sich Ooid-Bioklast-PS/GS (MF-Typ 7a) anschließen. Die mittel- bis dickbankigen Partikelkalke

verwittern gelblich-braun und zeigen eine mäßige bis gute Sortierung der radial strukturierten Ooide. Geringe Korngrößenschwankungen können für eine undeutliche Parallelschichtung verantwortlich sein. Schräggeschichtete Sedimentstrukturen sind dagegen nicht zu beobachten. Innerhalb der cortoidreichen Karbonate nimmt der Ooidanteil zugunsten randlich mikritisierter Komponenten deutlich ab. Die Begleitkomponenten setzten sich aus Bioklasten (Korallenbruchstücke, Echinodermenreste, Pelecypodenklappen, Gastropodengehäuse), Peloiden und Lithoklasten zusammen. *Ammobaculites* sp., miliolide Foraminiferen und einzelne Dasycladaceenbruchstücke tragen zum weiteren Aufbau der partikelreichen Gesteinsmatrix bei.

In der lateralen Fortsetzung nach Norden (~ 100 m) ist der cortoid- und ooidreiche Schichtkomplex mit gleichbleibender Mächtigkeit und ähnlicher Vertikalentwicklung innerhalb eines kleinen Steinbruchs wiederzufinden. Hier bilden die oolithischen Pack- bis Grainstones von MF-Typ 7a den 1,1 m mächtigen Kernbereich des Aufschlusses, der von Ooid-Cortoid-Bioklast PS/GS sowohl unter- als auch überlagert wird.

Im Anschluß daran setzt sich das Profil mit einer dünnbankigen, komponentenarmen Mud- und Wackestone-Wechselfolge und ausgedehnten Aufschlußlücken bis zum Profilende fort. Die Schichtfolge zeigt erneut eine fazielle Ausrichtung, wie sie bereits zwischen Profilmeter 136,2 und 318,8 vorherrschte.

So schließt sich unmittelbar über den oolithischen Einheiten von Meter 321,4 - 332,1 eine lückenhafte Aufeinanderfolge foraminiferen- und austernführender Wackestones von Sedimenttyp 6a und von lituoliden- und relativ dasycladaceenreichen sowie bioturbierten Karbonaten (MF-Typ 6b) an.

Nach einer ausgedehnten, landwirtschaftlich genutzten und künstlich parzellierten Aufschlußlücke von 17,5 m setzt sich die dünnbankige Profilabfolge von Meter 349,6 - 357 mit nahezu komponenten- und organismenfreien Mudstones (MF-Typ 6e) sowie bioturbierten und von Austern bestimmten Wackestones (MF-Typ 6h) mit vereinzelt Dasycladaceen und zahlreichen Serpeln fort.

Den Profilaufschluß von Meter 357 - 365,7 bilden wiederholt bioturbierte Karbonate von Faziesseinheit 6b, welche zahlreiche benthische Foraminiferen enthalten (Lituolide, z.T. Rotaliide) und von Serpeln bewachsene Austernklappen führen. Diese letzte Einheit wird erneut durch 2 - 2,5 m mächtige Schichtlücken zergliedert.

Das Profil endet an der eingangs erwähnten, N-S verlaufenden Störung, wodurch der obere Bereich der oxfordischen Schichtfolge sowie der Übergang zum Kimmeridgium nicht aufgeschlossen sind.

### 3.2.2 Profil Vale da Trave

Das Profil verläuft zwischen den Gemeinden Vale da Trave und Alqueidão do Mato innerhalb des Vale do Pedreirinho von Norden nach Süden. Es wird über eine kleine Nebenstraße erreicht, welche von der Landstraße 361 bei Kilometer 56,7 in nördliche Richtung nach Val da Trave abzweigt. Die Profilbasis beziehungsweise die mittel-/oberjurassische Grenze liegt im Westen der Straße, etwa 600 m südlich von Vale da Trave und unweit einer Windmühlenuine (Abb. 5).

Die Profilaufnahme folgte im wesentlichen dem Talverlauf (Vale do Pedreirinho) in südliche Richtung, auf eine Länge von 750 m entlang des Osthangs. Lediglich das Profilende wurde am südlichen Talausgang bis auf die östliche, durch eine weitere Windmühlenuine bestandene Hangschulter fortgesetzt, da die Schichtfolge im Süden durch eine WNW-ESE verlaufende Störung abgeschnitten wird. Dieses Störungssegment stellt die nach ESE verlaufende Fortsetzung der Verwerfung fort, welche bereits in Vale Verde die oxfordische Schichtfolge kappte. Im Bereich dieser Verwerfungslinie werden die Karbonate des Oxfordium gegen Siliziklastika des Unterkimmeridgium versetzt. Das Profil Vale da Trave repräsentiert daher lediglich den basalen Anteil der oxfordischen Schichtfolge, welche aus den Vale Verde- sowie den unteren Abschnitten der *Pholadomya protei*-Schichten besteht

und mit insgesamt ~ 100 m aufgeschlossen ist (Abb. 28a, b). Die Gesteinsschichten streichen  $85^\circ$  E-W und fallen mit durchschnittlich  $15^\circ$  nach Süden ein. Aufgrund von Schichtundulationen zeigen die Bänke eine partiell söhlige Lagerung, weshalb für den gesamten Aufschlußbereich ein gemittelter Fallwert angegeben wird. Am Talausgang, im Bereich der Verwerfung, sind einzelne Rutschschollen entlang listrischer Gleitbahnen abgeschoben und dabei gleichzeitig rotiert. Sie weisen daher gegenüber der allgemein nach Süden orientierten Bankneigung einen Azimut nach Norden auf.

Die Aufschlußverhältnisse sind, abgesehen von einzelnen Schichtlücken im unteren sowie im oberen Profilbereich, relativ gut. Gegenüber den Profilabfolgen von Vale Verde weist das Profil von Vale da Trave eine abweichende Faziesentwicklung auf. So beginnt die Schichtfolge über mittelmurassischen Karbonaten direkt mit einer Wechselfolge aus küstennahen, marinen Ablagerungen, während rein limnische/lakustrine Karbonate nicht nachzuweisen sind.

Die Grenze zwischen mittel- und oberjurassischen Ablagerungen wird durch eine, wenige Millimeter dicke Eisenkruste markiert, welche auf den Kalken des Mitteljuras ausgebildet ist und zum Teil fehlen kann. Der basale Profilbereich von Meter 0 - ~ 2,5 ist lückenhaft und besteht aus eisenschüssigen Kalken und Kalkmergeln. Bereits die erste Bank enthält neben zahlreichen Ostrakoden einen auffälligen Gehalt an lituoliden Foraminiferen und zeigt aufgrund von Eisenimprägnationen eine deutliche Rotfleckung. Sie wird durch eine 1 m mächtige Schichtlücke von einer ebenfalls eisenimprägnierten Packstonebank getrennt, welche mit Ostrakoden und Ostrokokodenschill, sowie zahlreichen Peloiden bestimmt ist.

Darüber folgt von Profilmeter 2,5 - 22,6 eine durch „Black Pebble“-Lithoklast-Wacke- bis Rudstones (MF-Typ 2d) bestimmte Abfolge, welche hauptsächlich durch zwischengeschaltete Peritidalite aus Fazieszone 5 und vereinzelt durch Ablagerungen von Faziestyp 4b (Lituoliden-Ostrakoden-Peloid-WS/GS) zergliedert wird. Sie beginnt mit einer massigen, 2,45 m mächtigen Kalkmergelmauer, die an ihrer Basis knollige Verwitterungsformen aufweist und auf ihrer Gesteinsoberfläche zahlreiche hellgraue bis schwarze, kantengerundete Klasten mit einigen Millimeter Durchmesser zeigt. Daneben treten Intraklasten mit einer zum Teil ausgesprochen hellen Tönung auf („White Pebbles“?). In den oberen 1,75 Metern der Bank sind zum Teil zentimetergroße Lignitreste angereichert. Infolge des Rudstonegefüges können mikrofaunale Elemente, wie Ostrakodengehäuse, Oogonien und vereinzelt Foraminiferen nur undeutlich erkannt werden. Die Schichtfolge setzt sich über der basalen Bank mit 0,3 bis 0,6 m mächtigen Einzelschichten nach einem nicht aufgeschlossenen Bereich mit identischer fazieller Entwicklung, in Form von „Black Pebble“-dominierten Rudstones, bis Profilmeter 8,7 fort. Zusätzlich treten hier durch Wurzeln erweiterte, sich irregulär verzweigende und sparitisch erfüllte Hohlraumstrukturen sowie circumgranulare Risse in Erscheinung. Die sich daran anschließende, aus dezimetermächtigen Bänken bestehende Wechselfolge wird weiterhin von feinkörnigen „Black Pebble“-Lithoklast-WS/GS dominiert. Ihnen sind in unregelmäßigen Abständen loferitische Horizonte von MF-Typ 5b und peritidale Schuttalke (MF-Typ 5c) zwischengeschaltet. Den Abschluß dieser Wechselfolge bildet hierbei eine maximal 0,5 m mächtige Bank, in welcher besonders deutliche schichtparallel orientierte bis schwach geneigte Fensterstrukturen vom LF-A-Typus dem Gestein eine laminierte Prägung geben. Diese Lamination wird bereichsweise durch Wurzel- oder Grabspuren zerstört. Innerhalb der Wechselfolge sind einmalig von Profilmeter 13,0 bis 15,5 brackische Wacke- bis Grainstones von MF-Typ 4b mit Lituoliden, Ostrakoden und der bruchstückhaft überlieferten sowie vereinzelt auftretenden *Heteroporella lusitanica* vorzufinden. Diese Gesteine führen in ihren oberen Bereichen „keystone vugs“-ähnliche Fensterstrukturen.

Ein lückenhafter und 3,1 m mächtiger fazieller Übergangsbereich steht von Meter 22,8 bis 25,9 an. Seine dünnbankigen Gesteine zeichnen sich durch eine Kombination aus eingeschränkt marinen Organismen (Ostrakoden, lituolide Foraminiferen) und offen-marinen, hochenergetischen Komponenten (Ooide, Cortoide) aus.

Letztere bilden im anschließenden Profilabschnitt von Meter 25,9 - 34,1 komponentengestützte Karbonate. Bereichsweise sind Pack- von Grainstonepartien als irreguläre Schlieren deutlich voneinander getrennt. Die Bänke dieses Profilbereichs besitzen heterogene Mächtigkeiten zwischen 0,3 und 1,1 m, wobei sowohl deutlich hervorwitternde Kalke als auch knollig-flache Verebnungen bildende Gesteine auftreten können. Aufgrund ihrer Zusammensetzung, ihres Gefüges sowie ihrer hellen Verwitterungsfarbe eignen sich diese Fazieseinheiten zu Korrelationszwecken talabwärts. Eine vollständige Mikritisierung der zahlreich vorhandenen Bioklasten sowie der Ooide erschwert häufig die Bestimmung der Komponenten, da diese im frischen Bruch von Intraklasten beziehungsweise von Peloiden nicht zu unterscheiden sind. Ein auffälliges Merkmal dieser Fazieseinheit ist der hohe Gehalt an unterschiedlichen benthischen Foraminiferen mit *Alveosepta jaccardi*, *Nautiloculina oolithica*, *Ammobaculites* sp., *Pfenderina* sp., biserialen Textularriden und *Quinqueloculina* sp.. Diese Abfolge wird in ihrem zentralen Bereich durch eine dünne Sparitfleckenonkoid-Lage (0,2 m) zweigeteilt.

Ein weiterer Übergangsbereich folgt von Meter 34,1 - 38,4 auf die durch Cortoide und Ooide bestimmte Schichtfolge. Dieser vermittelt durch ein offenes Gesteinsgefüge und durch das gemeinsame Auftreten von zahlreichen Foraminiferen, Pelecypoden (v.a. *Trichites*, Austern), Cortoiden sowie Ooiden zu Biomikriten der Lagunenfazies. Im unteren Abschnitt wittern großwüchsige Nerineen auf der Gesteinsoberfläche hervor, die für die Ausbildung eines Floatstonegefüges verantwortlich sind.

Die nachfolgende, vor allem durch Wacke- bis Floatstones dominierte offen-lagunäre Faziesentwicklung mit den Sedimenttypen 6a, 6b und untergeordnet 6c erstreckt sich von Profilmeter 39,5 bis 67,7, wird jedoch zunächst von weiteren, ~1,0 m mächtigen lituolidenreichen Sparitfleckenonkoid-WS mit sich nur undeutlich von der Gesteinsgrundmasse abzeichnenden Onkoiden unterlagert. Lituoliden-Pelecypoden-Bioklast-WS/FS (MF-Typ 6a) sowie bioturbirte Lituoliden-Pelecypoden-Bioklast-WS/FS (MF-Typ 6b) sind abgesehen von Rudstones im abschließenden Teil dieses Profilabschnitts zumeist komponentenarm und sorgen wie in Vale Verde für eine monotone Profilentwicklung. Sie zeigen zum Großteil Bankmächtigkeiten von 0,3 - 0,6 m und können ungefähr bei Meter 45,0 knollige Verwitterungsformen ohne deutliche Schichtung annehmen. Selten treten 1,1 - 3,3 m mächtige Bänke auf, die weithin sichtbare Korrelationshorizonte bis zum südlichen Talausgang bilden. Die basalen 7,5 sowie die abschließenden 8,8 Meter dieses Profilbereichs werden von Lituoliden-Pelecypoden-Bioklast-WS (MF-Typ 6a) geprägt, während bioturbirte Biomikrite von MF-Typ 6b den zentralen Bereich dominieren. Beide Fazieseinheiten zeichnen sich durch einen konstant hohen Anteil an lituoliden Foraminiferen und durch zumeist bioklastische, auf der Gesteinsoberfläche zufällig verteilte Klappen von Austern, seltener *Lopha* sowie *Trichites* aus. Im frischen Bruch der obersten Bänke durchsetzen oftmals winzige sparitische Spicula das Gestein, welche von *Rhaxella* stammen. Im Verwitterungsschutt treten selten Austern, *Lopha* sowie stark verwitterte Exemplare von *Ceratomya* auf.

Die Monotonie dieses Bankbereichs wird bei Profilmeter 43,5 und 44,3 jeweils durch dünne Nerineen-führende Horizonte von MF-Typ 6c unterbrochen. Die zum Teil 9 cm langen Gastropodengehäuse zeigen keine bevorzugte Einregelung auf und wittern auf der Gesteinsoberfläche schwarz hervor. Des weiteren schalten sich von Meter 57,1 - 58,9 erneut kalkmergelige Sparitfleckenonkoid-WS/PS (MF-Typ 6g) mit heller, nahezu weißer Bruchfläche am Top einer 3,3 m mächtigen Bank ein.

Von Profilmeter 67,7 - 81,3 schließt sich eine lückenhafte Abfolge komponentengestützter Partikelkalke an, deren Auswaschungsgrad zum Hangenden hin zunimmt. Sie zeigen, wie bereits zwischen Profilmeter 25 und 35 wiederholt eine Dominanz von Ooiden, Cortoiden sowie einem konstant hohen Bioklastanteil (Ooid-Cortoid-Bioklast-PS/GS). Sie erreichen Schichtmächtigkeiten von 2,7 m und können sich in mehrere Teilbänke gliedern. In ihrem Verwitterungsschutt sind nicht anstehende Reste eines Austernrasens sowie scheinbar miteinander verbackene Terebrateln vorzufinden.

Im zentralen, durch ausgedehnte Aufschlußlücken gekennzeichneten und von Büschen bewachsenen Teil dieses Profilabschnitts schalten sich von Meter 75,1 - 77,9 mittelbankig entwickelte Lituoliden/Loftusiiden-Echinodermen-Bioklast-FS (MF-Typ 6d) mit auffällig hohem Austern- und *Trichites*-Gehalt ein. Hierbei wittern bis zu 10 cm große, vollständig überlieferte *Trichites*-Individuen bevorzugt auf Bankunterseiten hervor.

Darüber folgen von Meter 81,3 - 86,5 erneut Lituoliden/Loftusiiden-Pelecypoden-Bioklast-WS/FS (MF-Typ 6a) mit terebratuliden Brachiopoden. Innerhalb dieser lückenhaft aufgeschlossenen Schichtenfolge können lediglich 0,1 bis 0,2 m messende Pelecypodenlagen nachgewiesen werden, welche durch hervorwitternde Austern und bis zu 9 cm große *Trichites*-Klappen aufgebaut werden.

Das Profilende von Meter 87,4 - 96,0 verläuft in seinem oberen Bereich auf der östlichen Hangschulter und ist weiterhin nur schlecht aufgeschlossen. Die Schichtfolge erstreckt sich über 8,6 m des obersten Profilabschnitts. Die basalen 7,1 m werden von Korallen-Bioklast-FS (MF-Typ 9a) gebildet, während der Abschluß durch Korallen-Pelecypoden-Bioklast-WS/FS (MF-Typ 9b) repräsentiert ist. Die bis zu 1,1 m mächtigen Bänke sind intensiv verkarstet und durch eine Vielzahl von zentimetergroß hervorwitternden Bioklasten gekennzeichnet. Zumeist bilden vollständig rekristallisierte und zum Teil durch Kalkschlamm verfüllte Korallenäste auffällige Faunenelemente. Nach oben macht sich eine deutliche Zunahme des Muschel- und Foraminiferengehaltes auf Kosten des Korallenschutts bemerkbar. Der laterale Verlauf der Topbank kann nach Süden weiterverfolgt werden. Sie setzt sich in Richtung der Hauptverwerfung (s.o.) hangparallel bis in die Ebene von Alqueidão do Mato fort und taucht flexurartig im Bereich der Störung unter die terrigen geprägte Sedimentabfolge des Unter-Kimmeridgium ab. Das tektonisch definierte Ende der oxfordischen Schichtfolge wird nach 96,0 Profilmetern erreicht.

### 3.2.3 Profil Murteira

Zwischen den Ortschaften Murteira und Alqueidão do Mato verläuft die Profilabfolge von Murteira (Abb. 5). Die Profilbasis wird durch die Verwerfung markiert, welche auch den oberen Teil der Schichtfolge von Vale da Trave kappt. Sie versetzt hier mitteljurassische gegen oberoxfordische Plattformkarbonate. Das Profil beginnt ~750 m östlich von Murteira und setzt sich über eine relativ ebene, unbewirtschaftete Fläche mit einem spärlichen Baum- und Strauchwuchs fort. Das Arbeitsgebiet wird über die Landstraße 361 von Alcanena angefahren. Bei km 54,3, ~300 m nach der Einmündung in Richtung Alqueidão do Mato einem geschotterten Fahrweg ~2,1 km nach rechts in Richtung Murteira folgend, wird von einer künstlich aufgeschütteten und planierten Halde nach 650 m in nordöstliche Richtung die Profilbasis erreicht. Diese ist aus Ermangelung an markanten Geländepunkten und der im Gelände nicht direkt sichtbaren Störungslinie weitgehend maskiert. Nebeneinanderliegende mitteljurassische und oberoxfordische Karbonate in ähnlicher fazieller Ausbildung erschweren zusätzlich das Auffinden dieses Grenzbereichs. Seine Position kann jedoch anhand zunehmender Schichtverbiegungen sowie unterschiedlicher Schichtverstellungen zu beiden Seiten der Störung hinreichend eingegrenzt werden.

Das Profil verläuft ab der Verwerfungslinie zunächst nach Südosten und dreht nach ungefähr 100 Profilmeter in südsüdwestliche Richtung (s. Abb. 5). Für die verschiedenen Abschnitte wurden folgende durchschnittliche Streich- und Fallwerte gemessen:

0-50 m:	32,4°/27,4° SE
50-62 m:	66°/30° SE
62-98 m:	84,4°/30° S
98-153 m:	105°/31,3° SSW
153-160 m:	94,4°/30° S
160-200 m:	103°/26° SSW
200-316,2 m:	102°/32,5° SSW

Das Profil Murteira stellt, mit einer geringen Überlappung, die stratigraphische Fortsetzung von Profil Vale da Trave dar und beschränkt sich auf die oberoxfordischen *Pholadomya protei*-Schichten (Abb. 29a - g). Die Aufschlußverhältnisse sind an der Basis und am Top ausreichend, und im zentralen Profilabschnitt relativ gut. Oftmals erzwingen sie allerdings eine mehrmalige laterale Verlagerung der Profillinie um bis zu 200 m, wobei die Korrelation anhand durchhaltender und markanter Horizonte vorgenommen wurde.

#### Meter 0 - 9,5:

Im direkten Anschluß an die Störung erstrecken sich über einen Profilabschnitt von 9,5 m zunächst höherenergetische Ooid-Cortoid-Bioklast-Pack- bis Grainstones (MF-Typ 7b) mit nach oben abnehmendem Auswaschungsgrad, wie sie bereits in Vale da Trave im oberen Profilsegment angetroffen wurden. Den Nachweis ihres oberjurassischen Alters konnte mit Hilfe einzelner Exemplare von *Alveosepta jaccardi* sowie *Nautiloculina oolithica* geführt werden. Eine ebenfalls recht häufige Foraminifere stellt *Ammobaculites* sp. dar, wohingegen *Pfenderina* sp. eine Ausnahmerecheinung bleibt. Auf den ooidführenden und cortoidreichen Gesteinsbänken wittern zahlreiche Bioklasten hervor, welche im wesentlichen durch Korallen, Gastropoden, Pelecypoden, Echinodermen sowie *Trichites* gebildet werden.

Darüber folgen von Meter 9,5 - 22,7 nach oben zunehmend lückenahfter werdende bioturbirte Lituoliden/Loftusiiden-Pelecypoden-Bioklast-MS (MF-Typ 6b) in mittelbankiger Ausbildung und mit mittelgrauer Bruchfläche. Ihr ausgesprochen geringer Komponenteninhalt konzentriert sich in irregulären Bioturbationsstrukturen. Lediglich lituolide Foraminiferen lassen sich in disperser Verteilung innerhalb der Grundmasse erkennen. Selten sind auf der Gesteinsoberfläche nur wenige Millimeter messende Muschelabdrücke ausgebildet.

#### Meter 22,7 - 24,2:

Die darauffolgenden 1,5 Meter zeigen erneut cortoidisch-oidische Faziesseinheiten mit einem hohen Gehalt an bioklastischem Material, welches zum Teil in Form von bis zu 12 cm langen, angebohrten Korallenästen, massig-plocoiden Korallen, 6 cm durchmessenden Austernklappen und bis zu 7 cm großen *Trichites*-Resten auf Schichtflächen hervorwittert. Am Top dieser plattig absondernden und kalkmergeligen Einheit treten Mikritonkoide hinzu und vermitteln bereits zur nächsten Profileinheit, welche mit 0,7 m Mächtigkeit als einheitliche Wackestone-Bank (Onkoid-Bioklast-WS) ansteht. Die mit schwachen Protuberanzen versehenen Onkoide sind aufgrund goethitischer Eisenimprägnationen gut in der mittelgrauen Matrix zu erkennen und weisen eine Größe von bis zu



einem Zentimeter auf. Das Gestein enthält vereinzelt Brachiopodengehäuse, Serpeln sowie Trochiten und ist bemerkenswert arm an Mikrofossilien. Bisweilen können 1 cm lange Lignitstückchen im Gestein auftreten.

Eine Aufschlußblücke trennt die onkoidische Faziesseinheit von einer mächtigen und relativ monotonen Profilabfolge, welche mit einer Mächtigkeit von nahezu 170 m einen Großteil des Gesamtprofils von Meter 29,1 - 199,7 umfaßt. Es handelt sich um eine Wechselfolge von Lituoliden/Loftusiiden-Pelecypoden-Bioklast-MS/WS (MF-Typ 6a) und bioturbierten Lituoliden/Loftusiiden-Pelecypoden-Bioklast-MS/WS (MF-Typ 6b) aus geschützten, jedoch vollmarinen Rampenbereichen. Sie sind als dünn- bis mittelbankige, schichtkopfartig hervorwitternde Einzelbänke (0,15 - 0,6 m) vorzufinden, welche episodisch einen höheren Tongehalt aufweisen können und dann knollig-flache Verwitterungsformen besitzen. An der Basis dominieren Karbonate von MF-Typ 6a, die abgesehen von konstant auftretenden und zum Teil rötlich gefärbten textulariiden Foraminiferen einen nur spärlichen Gehalt an Begleitorganismen und -komponenten aufweisen. Die Organismenvielfalt wird innerhalb dieser Sedimentite ab 57,3 m höher. So treten neben den durch *Alveosepta jaccardi* bestimmten Foraminiferen Korallenfragmente, Röhren von Serpuliden, Gastropoden und deren Überreste sowie Pelecypoden- und Austernklappen auf. Das mikrofaunale Spektrum wird von Meter 81 bis 86,3 durch porzellanschalige nubeculariide Foraminiferen innerhalb eines kalkmergeligen Profilabschnitts erweitert.

Ab Profilmeter 49,3 nimmt sowohl die Häufigkeit, als auch die Mächtigkeit bioturbierter Einheiten von Sedimenttyp 6b zu. Diese dominieren schließlich von Meter 86,3 bis 178,0 die Profilentwicklung. Erst darüber schalten sich erneut Karbonate von MF-Typ 6a mit nennenswerter Mächtigkeit in die homogene Abfolge ein. Bioturbierte Lituoliden/Loftusiiden-Pelecypoden-Bioklast-MS/WS (MF-Typ 6b) werden sowohl von agglutinierenden Foraminiferen (v.a. Alveosepten), als auch durch irreguläre Grabstrukturen gekennzeichnet. Zusätzlich machen sich zwischen Meter 87 und 90,9 Grabgänge durch eisenimprägnierte und rotgefärbte Partien auf der Gesteinsoberfläche bemerkbar, welche als knollige Strukturen auf dieser herauswittern. Des weiteren äußert sich Bioturbation durch eine inhomogene Fleckung der Bruchfläche mit helleren und dunkleren Bereichen. Häufig begleiten ovale und bereichsweise, aufgrund ihrer rötlichen Pigmentierung, gut sichtbare Koprolithen, die von Endobenthonten erzeugten Strukturen. Ihre Häufigkeit nimmt mit zunehmender Entfernung zum Grabgang kontinuierlich ab. Auch ein Großteil der Komponenten und Organismenhardtteile ist im Bereich von bioturbaten Strukturen angereichert. Ansonsten sind sie innerhalb des matrixgestützten Gesteinsgefüges oftmals nur sehr spärlich vertreten. Zu den direkt auf Schichtflächen erkennbaren Fossilien gehören *Nicaniella (Trautscholdia) supracorallina* mit kräftiger konzentrischer Berippung, welche in unterschiedlichen Abständen und Häufigkeiten auftritt. Darüberhinaus bilden *Trichites*- und Austernklappen sowie undifferenzierbare Muschelfragmente und Gastropodengehäuse relativ konstante Faunenelemente. Hiervon fallen *Lopha* und *Ampullina* weniger durch ihre Häufigkeit als vielmehr durch ihre Größe und ihren guten Erhaltungszustand auf. Grabende und zweiklappig überlieferte Muscheln umschließen einen Hohlraum, welcher partiell mit Kalkschlamm verfüllt sein kann. Das dadurch entstandene, auch in Grabgängen, Gastropoden sowie in Korallenästen zu beobachtende Geopetalgefüge, ist hierbei in unterschiedliche Richtungen verkippt. Korallenreste sind in Sedimenten von MF-Typ 6b dieses Profilabschnitts ausgesprochen selten vorzufinden.

Eine Varietät von bioturbierten Lituoliden/Loftusiiden-Pelecypoden-Bioklast-MS steht von Meter 101,6 - 106,7 an. Sie zeichnet sich durch eine hohe Dichte an *Rhizocorallium irregulare* aus. Diese Freßbauten treten vor allem in den stratigraphisch höheren Profilbereichen deutlich in Erscheinung (s.u.).

Ungefähr bei Profilmeter 110 vermitteln Reste von zerfallenen Seeigeln und mit durchschnittlicher Häufigkeit hervorwitternde Seeigelstacheln bereits zur echinodermenführenden Einheiten von MF-Typ 6d. Dieser Profilbereich

zeichnet sich darüberhinaus durch das horizontgebundene und zahlreiche Auftreten von Rhaxen aus, welche für eine dunkle Punktierung auf der Bruchfläche verantwortlich sind.

In die eintönige und aus niederenergetischen Plattformkarbonaten bestehende Abfolge (29,25 - 199,7 m) schalten sich in großen Abständen bei etwa 57 m, 126,2 m und 144,3 m dezimetermächtige Horizonte (0,4 - 0,75 m) von Faziestyp 9a (Korallen-Bioklast-FS) sowie 6c (Lituoliden/Loftusiiden-Gastropoden-Bioklast-WS) ein. Die koralligen Lagen besitzen aufgrund ihres hohen Gehalts an zum Teil bis zur Unkenntlichkeit rekristallisiertem Korallenschutt auffällig irreguläre Verwitterungsformen. Die Organismen weisen zum Teil eine rote, relativ dünne Verwitterungskruste auf ihrer Oberfläche auf und zeichnen sich durch eine Reihe von mikriterfüllten Bohrspuren aus. Daneben treten bis zu 9,5 cm lange und stark angewitterte Nerineengehäuse sowie sehr vereinzelt großwüchsige, tiefgrabende Muscheln (cf. *Pholadomya*) auf der Gesteinsoberfläche hervor. Weitere Biogene (lituolide Foraminiferen, lokal angereicherte Rhaxen, Pelecypodenklappen, Gastropoden, von Serpeln besiedelte Austernfragmente) verteilen sich inhomogen innerhalb der mikritischen Grundmasse.

Zunächst wird der durch die Sedimenttypen 6a und 6b dominierte Profilabschnitt von Profilmeter 199,7 - 200 durch einen außerordentlich muschelreichen Floatstone-Horizont überlagert, auf dessen Oberfläche Austern rasenartig hervorwittern. Daneben ergänzen *Nanogyra* sp., cf. *Modiolus* und vollständig überlieferte *Arcomytilus morrisoni*-Individuen das auffällige Pelecypodenspektrum. Die Grundmasse dieser 0,3 m mächtigen Lage ist kräftig bioturbiert und weist neben angebohrten und rekristallisierten Korallenresten einen hohen Gehalt an Molluskenschutt auf.

Anschließend setzt sich die Schichtfolge mit *Rhizocorallium*-reichen Karbonaten von Profilmeter 202,1 - 223,2 fort. Es handelt sich um eine dünn- bis mittelbankige Wechselfolge aus gut geschichteten Kalken und mergeligen Kalken von MF-Typ 6b (bioturbierte Lituoliden/Loftusiiden-Pelecypoden-Bioklast-MS/WS). In den basalen 11,7 m dieser Folge nimmt der Tongehalt kontinuierlich ab. In den höheren Teilen dieses Profilabschnitts auftretende Schichtlücken (216,5 m; 221,5 m) deuten mit dünnen Gesteinsscherben im Verwitterungsschutt auf Mergelfugen hin. *Rhizocorallium irregulare* zeigt sich am deutlichsten auf Schichtoberseiten als bankparallel orientierte, entweder spiralg aufgewundene oder bis zu einem Meter lange Spreitenbauten (Tafel 5/Abb. 4). Das Gestein zerspringt beim Anschlagen bevorzugt entlang der äußeren Begrenzung des Grabgangs in zentimetergroße Würfel. Im Querschnitt solcher Bauten sind goethitisch imprägnierte und rötlich-braun gefärbte lituolide und loftusiide Foraminiferen (z.B. Alveosepten) angereichert und wirbelartig um das Zentrum des Ganges orientiert. Gebogene und konzentrisch um den Mittelpunkt des Grabgangs angeordnete Kontraktionsrisse sind sparitisch zementiert. Andere Organismenhardtteile, wie Gastropoden- und Pelecypodenfragmente treten in den matrixgestützten Gesteinen in den Hintergrund. Lediglich zwischen 214,5 und 215,5 m unterbricht, mit gleicher fazieller Ausbildung, ein *Arcomytilus morrisoni*-reicher Floatstone mit bis zu 9 cm durchmessenden *Trichites*-Klappen die relativ organismenarme Abfolge.

Von Profilmeter 223,2 - 241,8 folgen weiterhin Karbonate in fazieller Ausbildung eines bioturbierten Lituoliden/Loftusiiden-Pelecypoden-Bioklast-MS/WS (MF-Typ 6b), allerdings ohne sicheren Hinweis auf *Rhizocorallium irregulare*. Die Wechselfolge von dünn- bis mittelbankigen (0,15 bis 0,5 m) Kalken und Kalkmergeln wird durch kleinere, teilweise bewachsene Mergelfugen getrennt. Der überwiegende Teil dieser Schichtfolge wird aus lituolidenführenden Mudstones mit irregulär-knollig entwickelten Schichtoberseiten gebildet. Lediglich einzelne, an Muschelklappen reiche Bänke am Top erreichen ein Wackestonegefüge. Die Foraminiferen sind auch hier rötlich gefärbt und infolge von Bioturbationsvorgängen inhomogen im Gestein verteilt/angereichert. Der faziell eintönige Bankbereich wird in relativ regelmäßigen Abständen von ~ 0,5 m mächtigen pelecypodenreichen Floatstone-Lagen (MF-Typ 6h) untergliedert. Diese stehen an der Basis ab Meter 223,2, ab

230,3 m, ab 237 m sowie von 241,2 bis 241,7 an. Die unteren Horizonte werden von Austern dominiert, welche auf den Schichtflächen hervorwittern. In der oberen der beiden Bänke ist zusätzlich *Ceratomya excentrica* anhand ihrer nach hinten verlängerten Schale und ihrer konzentrischen Berippung zu erkennen. Die beiden oberen Lagen weisen dahingegen mit *Arcomytilus morrissi* (Steinkerne), durch Austernartige (cf. *Nanogyra*) besiedelte Exemplare von *Regulifer beirensis* (originale Schalenerhaltung) und teilweise mit *Nicaniella (Trautscholdia) supracorallina* eine etwas andere Zusammensetzung an Muscheln auf.

Innerhalb einer sich an diesen Profilabschnitt anschließenden Aufschlußlücke von 8,3 m Mächtigkeit quert die Fahrstraße, welche Murteira mit der Landstraße (361) verbindet. Das Profil setzt sich jenseits davon, nun hangabwärts verlaufend, von Profilmeter 250 - 263 wiederholt mit einer lückenhaften Wechselfolge aus Kalken und Kalkmergeln von MF-Typ 6b fort, die nach oben einen abnehmenden Auswaschungsgrad zeigen.

Darüber schalten sich von Meter 263 - 265 dickbankige Rudstones in die niederenergetische Abfolge ein. Sie wittern als Einzelbank auffällig zwischen einer eher kalkmergeligen und dünnbankigen Schichtfolge hervor. Sie wird in der unteren Hälfte von *Koskinobullina*-Austern-Bioklast-RS (MF-Typ 7c) und in der oberen Hälfte durch Korallen-Austern-Bioklast-RS (MF-Typ 9b) repräsentiert. Beiden ist der auffallend hohe, nahezu gesteinsbildende Gehalt an zum Teil eingeregeltten Austernklappen zu eigen. Beim Zerschlagen des Gesteins dürften die in originaler Schalenerhaltung vorliegenden Austernklappen für den bituminösen Geruch verantwortlich sein. Trotz des komponentengestützten Gefüges lassen sich unterhalb von Pelecypodenklappen, aus Karbonatschlamm bestehende Linsen beobachten. Die Organismenfragmente, vor allem Korallen- und Austernklasten, wittern dunkel auf der Gesteinsoberfläche hervor und geben dieser ein unregelmäßig strukturiertes Äußeres. Faziestyp 9b wird neben zahlreichen Austern zusätzlich durch angebohrte Korallen mit cerioider Kelchanordnung, weiteren Pelecypodenklappen sowie im Verwitterungsschutt angereicherte Steinkerne von *Ampullina* mit 5 cm Durchmesser geprägt. Innerhalb von Bohrspuren sind Geopetalgefüge mit korrekter Orientierung ausgebildet. In intrapartikulären Hohlräumen (z.B. Gastropoden) konzentrieren sich mit unterschiedlicher Häufigkeit Pelloide und Intraklasten. Eine fleckige Gesteinsfärbung in Kombination mit Koprolithen dokumentieren Bioturbationsvorgänge. In der unteren durch Sedimenttyp 7c gekennzeichneten Hälfte dieser Bank fallen mehrere Millimeter durchmessende, helle oder rotgefärbte Exemplare von *Koskinobullina socialis* auf. Dieser Mikroorganismus bildet zusammen mit Austern mehrlagig alternierende Inkrustationen, an denen untergeordnet auch *Cayeuxia* sp. beteiligt sein kann.

Der nachfolgende, von Meter 265,6 - 270,3 reichende Profilabschnitt ist im unteren Teil lückenhaft aufgeschlossen und besteht aus zurückwitternden Kalkmergelbänken. Der Mergelgehalt der komponentenarmen Lituoliden/Loftusiiden-Pelecypoden-Bioklast-MS nimmt zum Top ab, was zu besseren Aufschlußverhältnissen und zur Ausbildung prominenter Schichten führt.

Unmittelbar darüber folgen mit abruptem Fazieswechsel von Meter 270,3 - 277,4 brackisch-randmarine Lituoliden-Charophyten-Bioklast-WS (MF-Typ 4a). Die mergeligen, plattig und klüftig absondernden Kalke enthalten Lituolide, kleine und glattschalige Muscheln vom Typ *Anisocardia* und Charophytenreste, untergeordnet Ostrakoden sowie Gyrogonite.

Nach einer Lücke schließt sich von Meter 284 - 298,5 eine Abfolge aus fossilreichen Mergeln (MF-Typ 1a) an, die in Abständen von mehreren Metern Kalk- und Kalkmergelbänke sowie untergeordnet Sandsteinlagen enthalten. Teile des oberen Abschnitts (295,7 - 298,0 m) sind wiederum nicht aufgeschlossen, frische, mittelgraue Mergel lassen sich jedoch ergraben. Ihr hellgrauer und kleinstückiger Verwitterungsschutt ist reich an oftmals eingeregeltten Nanogyren. Daneben sind regelmäßig Ampullinen und vereinzelt kleine, ästig-ramose Korallen (*Actinastrea* cf. *beirensis*) in relativ gutem Erhaltungszustand vorzufinden. Die Mergel führen Quarzsilt und zeigen bisweilen einen

höheren Gehalt an Hellglimmer. Agglutinierende Foraminiferen sind nur undeutlich an ihrem linsenförmigen Umriß zu erkennen. Karbonatische Einschaltungen innerhalb dieser Mergelabfolge repräsentieren mit Mächtigkeiten von wenigen Dezimetern sowohl bioturbirte Lituoliden/Loftusiiden-Pelecypoden-Bioklast-Wackestones (MF-Typ 6b), als auch Pelecypoden-Bioklast-Floatstones (MF-Typ 6h). Die stratigraphisch höheren Lagen von MF-Typ 6b weisen einen beträchtlichen Gehalt an siltigem Quarz auf und vermitteln zu Sedimenttyp 1b (Arenite/Wacken). In den muschelreichen Lagen von MF-Typ 6h treten je nach Horizont *Modiolus* sp., *Nanogyra* sp., *Ceratomya excentrica*, *Trichites* und Austern in variabler Zusammensetzung auf, die ausschließlich auf Schichtflächen hervorwittern. Bei 295,0 m ist eine 0,2 m dünne, rötlich bis gelblich verwitternde und karbonatisch gebundene Sandsteinlage ohne erkennbare Sedimentstrukturen der Schichtfolge zwischengelagert. Dieser relativ gut sortierte Arenit besitzt eine arkosische Zusammensetzung aus eckigem Quarzfein- bis -mittelsand, Biotit, Muskovit sowie Kalifeldspäten.

Das Profilende von Meter 298,5 - 316,3 wird von bis zu 4,1 m mächtigen Aufschlußlückenlücken dominiert. Die zum Teil gut erhaltenen Austern in ihren Bereichen deuten jedoch wiederholt auf mergelige Abschnitte hin, wie sie im Liegenden vorzufinden sind. Dazwischen stehen in der Hauptsache dünn- bis mittelbankige, bioturbirte Lituoliden/Loftusiiden-Pelecypoden-Bioklast-MS/WS (MF-Typ 6b) in kalkmergeliger bis kalkiger Entwicklung an. Sie zerfallen beim Anschlagen oftmals in kleine isometrische Würfel mit nur wenigen Zentimeter Kantenlänge. An der Basis dieses Profilabschnitts ist eine 0,7 m mächtige, sich in drei Teilbänke aufspaltende und quarzsandführende Rudstonebank ausgebildet, auf deren nahezu weiß verwitternden Gesteinsoberfläche zahlreiche ferritisierte Organismenreste hervortreten (Solitärkorallen vom Typ *Montlivaltia*, Gastropoden). Solitärkorallen können von ästigen Korallen und Serpeln besiedelt und von lithophagen Muscheln angebohrt sein. Profilmeter 314,0 bis 314,5 wird von karbonatisch gebundenen Quarzwacken (hybride Sandsteine) mit gleichen Anteilen an karbonatischen und siliziklastischen Komponenten eingenommen. Die schlecht gerundeten Quarzkomponenten sind relativ gut sortiert (Silt bis Feinsand). Zusätzliche siliziklastische Komponenten werden durch oftmals chloritisierten Biotit, Muskovit und durch seltene, randlich angewitterte Feldspäte vertreten. Karbonatische Bestandteile stammen von *Alveosepta jaccardi*, *Quinqueloculina*, Austernklappen, Echinodermenresten sowie Gastropodengehäusen.

Über der bei Profilmeter 316,3 endenden oxfordischen Schichtfolge setzen planar schräggeschichtete Mittel- bis Grobsandsteine ein. Es handelt sich hierbei um fluviale Rotklastika mit arkosischer Zusammensetzung des Unterkimmeridgiums.

### 3.2.4 Profile Casal de Vale de Ventos

Der aus wenigen Häusern bestehende Ort Casal de Vale de Ventos, nach dem die Teilprofile benannt sind, befindet sich auf der Scheitelregion, im zentralen Bereich der Serra dos Candeeiros etwa 3,5 km westlich von Vale Verde (Abb. 6). Er wird entweder von Osten über die Landstraße 362 und der Ortschaft Arrimal oder von der Nationalstraße 1 im Westen über den Weiler Covão do Milho erreicht. Die einzelnen Teilprofile dieses Arbeitsgebietes (s. Abb. 30, 31, 32, 33) können zu einem Gesamtprofil des Oxfordiums zusammengesetzt werden, welches vom Scheitel der Serra über deren Westflanke in die benachbarte Ebene bis an den westlichen Gemeinderand von Carvalhal bei Turquel verläuft.

#### Profil Casal de Vale de Ventos I

Dieses erste Teilprofil setzt ~ 150 m südlich von Casal de Vale de Ventos diskontinuierlich über mittelmurassischen Karbonaten ein. Es besitzt deutliche Affinitäten mit den Profilentwicklungen von Vale Verde und ist den mitteloxfordischen Vale Verde-Schichten zuzuordnen (Abb. 30a - c). Die Aufschlußverhältnisse sind aufgrund des

spärlichen Bewuchses gut bis abschnittsweise sehr gut. Die Schichten streichen einheitlich mit 9° NNE, wohingegen die Fallwerte in den unterschiedlichen Profilabschnitten eine gewisse Streuung aufweisen:

0-47 m:	10,5°-12° WNW
47-109 m:	16,5°-20° WNW
109-124,9m:	12,5°-15,5° WNW

Das Profil beginnt von Meter 0 - 12,2 mit einer Wechselfolge aus rötlichen, distal alluvialen Feinklastika (MF-Typ 1c), marmorierten Kalken von MF-Typ 2a und Calichehorizonten (MF-Typ 2c). Den größten Anteil besitzen hierbei die relativ stark verwitterten Mergelfolgen. Sie stehen im Bereich flacher Geländedepressionen an und führen zu einer deutlichen Rotfärbung des Bodens. Aus diesen Mergeln wittern faustgroße Toneisenkonkretionen, Bohnerze (Tafel 1/Abb. 5) sowie kleine traubig-nierige Eisenaggregate heraus und tragen entscheidend zum Aufbau des Hangsschutts bei. Unterhalb eines auffälligen Bankbereichs stehen bei Profilmeter 3,75 frische Mergel an, welche vereinzelt mittelsandigen Quarz sowie kleine poröse und leicht zerfallende Dolomitklasten, Oogonien und planspirale Gastropodenfragmente führen. Der Bankbereich selbst ist mit einer lateralen Erstreckung von wenigen Metern linsenförmig in die Mergelabfolge eingeschaltet. Er beginnt ab Meter 4,0 mit lakustrin geprägten Karbonaten, welche nach oben in marmorierte und durchwuzelte Kalke von MF-Typ 2a übergehen. Diesen ist von 5,3 m bis 6,0 m ein aus faustgroßen Einzelknollen bestehender Calichehorizont mit gelblicher Verwitterungsfarbe eingeschaltet (Tafel 1/Abb. 1, 2). Eine weitere, ebenfalls gelbliche Calichebank bildet den Abschluß des Bankkomplexes und reicht von Profilmeter 6,8 bis 7,6. Sie hält gegenüber den Karbonaten im Liegenden, lateral etwas weiter durch und wird wiederum von eisenreichen Mergeln (MF-Typ 1c) überlagert. Mit einer Mächtigkeit von 2,6 m schließen eisenschüssige Karbonate von Sedimenttyp 2a den ersten, palustrin und terrigen geprägten Profilabschnitt ab. Sie sind Süßwasserschnecken- und Charophyten-führend und zeigen sowohl vereinzelt kleine, an den Rändern durch goethitisches Eisen rötlich pigmentierte Wurzelspuren sowie Trockenrisse.

Nach einer Schichtlücke setzt sich das Profil von Meter 12,2 - 22,1 im wesentlichen mit dezimetermächtigen Wackestones in offen-lakustriner Faziesentwicklung (MF-Typ 3b) fort. Die Ostrakoden-Charophyten-WS weisen eine inhomogen strukturierte Matrix auf, in der Gyrogonite, Charophytenreste sowie zahlreiche und glattschalige Ostrakodengehäuse eingebettet sind. Sie zeichnen sich durch einen geringen Eisengehalt aus und besitzen gegenüber den Kalken an der Profilbasis eine mittelgraue Bruchfläche.

Die Lakustrinkalke werden von Meter 22,1 - 48,4 von einer mächtigen Abfolge aus homogenen und ostrakodendominierten Wackestones (MF-Typ 5c) überlagert, in die sich in unterschiedlichen Abständen relativ dünne Tempestitlagen, im wesentlichen von Sedimenttyp 4f (*Heteroporella*-Charophyten-Ostrakoden-WS/RS), in den höheren Abschnitten dieses Profilbereichs mitunter auch von MF-Typ 4c (Ostrakoden-Gastropoden-FS) einschalten. Diese Lagen weisen ein Wacke- bis Floatstonegefüge auf und können untergeordnet als Rudstones entwickelt sein. Sedimenttyp 4f zeigt in den basalen Einschaltungen parallel- bis flach schrägschichteten Gastropodenschutt und zeichnet sich durch große Dasycladaceenbruchstücke (*Heteroporella lusitanica*) aus. Weitere Horizonte mit entsprechender fazieller Prägung, allerdings ohne erkennbare Sedimentstrukturen oder mit nur sehr undeutlichen Schrägschichtungseinheiten, treten bei 26,0 m, 31,3 m, 36,5 m und 43,5 m mit Schichtmächtigkeiten von 0,3 m bis 0,9 m auf. Diese Wechselfolge wird durch einen mittelbankigen, 1,9 m mächtigen Bereich aus „Black Pebble“-Lithoklast-PS/GS (MF-Typ 2d) beendet. Die Einzelbänke zeigen teilweise eine schwache Gradierung der gröberen Partikel bei gleichzeitiger Abnahme der Komponentendichte zum

Hangenden. Im basalen Bereich ist dieser Einheit eine durch *Koskinobullina socialis* bestimmte Mudstone-Bank von Faziestyp 4e zwischengeschaltet.

Von Profilmeter 48,4 - 79,9 wird die Profilentwicklung erneut durch peritidale Ablagerungen bestimmt, welche durch Sedimentite aus eingeschränkt randmarinen Fazieszonen untergliedert werden. Unter den Peritidaliten überwiegen erneut mikrobeklasten- und peloidführende Ostrakoden-MS/WS sowie WS/PS (MF-Typ 5c). Innerhalb dieser Faziesseinheiten treten bei 54,9 m und bei 65,3 m jeweils 0,5 m mächtige, stromatolithische Horizonte auf. Die an der Bankbasis durch Mikrobenlagen gebildeten Laminite gehen nach oben in Fensterkalke über oder wechsellagern mit diesen.

Randmarine Einschaltungen aus Fazieszone 4 erreichen in diesem Profilabschnitt Mächtigkeiten von 0,3 bis 3,8 m. Ihre Zusammensetzung variiert vom Liegenden zum Hangenden. So treten an der Basis dieses Profilabschnitts letztmalig *Heteroporella*-Charophyten-Ostrakoden-WS (MF-Typ 4f) sowie Ostrakoden-Gastropoden-WS (MF-Typ 4c) auf, wohingegen Ostrakoden-Pelecypoden-WS/PS (MF-Typ 4d) mit ?*Anisocardia* die höheren Bereiche dominieren. Den Abschluß bilden schließlich ab Profilmeter 75 Lituoliden-Ostrakoden-MS (MF-Typ 4b), in denen erstmalig textulariide Foraminiferen innerhalb der Profilentwicklung erscheinen.

Darüber folgen von Meter 79,9 - 89,0 offen lakustrine Ostrakoden-Charophyten-WS/PS (MF-Typ 3b). Die gut gebankten Karbonate gehen zum Hangenden in Kalkmergel über und besitzen Schichtmächtigkeiten zwischen 0,25 und 0,5 m. Gyrogonite sowie Oogonien können jeweils in dünnen Lagen angereichert sein. Charophyten-Stiele hingegen sind dispers im Gestein verteilt und wegen ihres schlechten Erhaltungszustands nur schwer zu identifizieren.

Die von Meter 89,0 - 124,9 wiederholt anstehende Wechsellagerung mit Karbonaten aus Fazieszone 4 und 5 bildet den Abschluß von Profil Casal de Vale de Ventos I. Sie zeigt eine auffällige Übereinstimmung mit der Abfolge zwischen Meter 48,4 und 79,9 und besteht auch hier überwiegend aus Mikrobeklasten-Ostrakoden-Peloid-WS/PS (MF-Typ 5c) mit zum Teil massenhaft auftretenden Ostrakoden. Dazwischen schalten sich im Abstand von mehreren Metern geringmächtige Horizonte von Ostrakoden-Gastropoden-FS (4c), Ostrakoden-Pelecypoden-WS (4d) mit spärlichen *Koskinobullinen* sowie Lituoliden-Ostrakoden-Peloid-WS/PS (RS) (4b) ein. Vor allem Einschaltungen von MFT 4d bilden mit dem zunächst nur zögerlichen, bei Profilmeter 121,5 jedoch verstärkten Einsetzen von *Arcomytilus morrisoni* auffällige Horizonte. Der Lituolidengehalt in den Karbonaten von MF-Typ 4b nimmt zum Top kontinuierlich zu und dominiert schließlich mit *Alveosepta jaccardi* und *Ammobaculites* sp. das Faunenspektrum der obersten Bank. Untergeordnet lassen sich zusätzlich grobporige „Cayeuxiide“ und Nerineenreste nachweisen. Den wesentlichen Unterschied dieses Profilbereichs gegenüber der vorangegangenen randmarinen/peritidalen Wechsellagerung im Liegenden, bildet der nach oben zunehmende Anteil an stromatolithischen Cyanophyceen-BS (MF-Typ 5a) mit denen häufig Fensterkalke (MF-Typ 5b) vergesellschaftet sind. Für gewöhnlich zeigen die Einzelbänke eine durch peloidale Stromatolithe geprägte Basis, die von geringmächtigen Fensterkalklagen überlagert werden. Abgesehen davon können loferitische Horizonte mit einem LF-B Gefüge bei Profilmeter 96,5 sowie peloidale Stromatolithe bei 122,5 m unabhängig voneinander auftreten. Innerhalb der abschließenden 15 Profilmeter können in beiden Faziestypen Trockenrisse überliefert sein. Auf den Schichtflächen erzeugen diese bei Profilmeter 112,5, 122,6 sowie bei 124,0 ein miteinander vernetztes, polygonales Muster mit Durchmesser zwischen 15 und 25 cm (Tafel 4/Abb. 1). Die laminierten Lagen werden aufgrund ihrer gut spaltenden Eigenschaften im Handbetrieb als Fassadenplatten abgebaut, weswegen die Geländeoberfläche durch flache, nur wenige Meter durchmessende Gruben übersät ist. Das Ende des Teilprofils Casal de Vale de Ventos I ist bei Meter 124,9 erreicht.

### Profil Casal de Vale de Ventos II

Die Basis des zweiten Teilprofils liegt 650 m nordnordöstlich des Tops von Casal de Vale de Ventos I innerhalb eines in die Westflanke der Serra dos Candeeiros eingeschnittenen und Ost-West verlaufenden Tals, welches in den Sommermonaten trockenfällt (Abb. 6). Die Aufnahme des lückenlos aufgeschlossenen und 58,0 m mächtigen Profils (Abb. 31a, b) erfolgte entlang des nördlichen Talhangs in westliche Richtung. Die Streich- und Fallwerte betragen an der Basis des Teilprofils  $18^{\circ}/8^{\circ}$  WNW und drehen am Top auf  $40^{\circ}/10,5^{\circ}$  NW. Ein auffälliges Merkmal dieser Profilabfolge ist die sehr helle Verwitterungsfarbe der Karbonate ab 10,1 m sowie die nach oben zunehmend heterogene Ausbildung ihrer Bankung. So sind die basalen 30,1 Profilmeter mit Schichtmächtigkeiten im Dezimeterbereich dünn- bis mittelbankig entwickelt, wohingegen zwischen Meter 30,5 und 40,5 die Schichtmächtigkeiten der sich teilweise aufspaltenden Einzelbänke von 1,3 auf 4,7 m zunehmen. Der Profilabschnitt zwischen 45,3 m und 55,0 m tritt in Form knollig verwitternder Karbonate in Erscheinung und bildet ebenfalls mächtige, im Gelände über größere Strecken korrelierbare Horizonte, welche als stotzenartig hervorwitternde Strukturen weithin sichtbar sind (Tafel 5/Abb. 3).

#### Meter 0 - 10,1:

Das Profil schließt sich mit einer Überlappung von ungefähr 9,0 m stratigraphisch an die Abfolge von Casal de Vale de Ventos I an und weist daher innerhalb der basalen 10,1 Profilmeter eine identische Faziesentwicklung auf. So herrscht auch hier eine Wechselschichtung von Peritidaliten und Karbonaten aus Fazieszone 4 vor. Während die Basis (5 m) einheitlich aus Mikrobenklasten-Ostrakoden-Peloid-WS mit zum Teil grobporigen Cayeuxiiden besteht, wird der obere Abschnitt bis 10,1 m durch maximal 1,4 m mächtige loferitische Horizonte (MF-Typ 5b) und vereinzelt dünne Stromatolith-Lagen (MF-Typ 5a) geprägt. Die Fensterkalke besitzen alternierende Lagen mit LF-A- sowie LF-B-Gefüge und werden von senkrecht nach unten orientierten Trockenrissen, die in regelmäßigen Abständen auftreten gegliedert. Eine geringmächtige Bank mit randmariner Ausbildung von MF-Typ 4d (Ostrakoden-Pelecypoden-WS) ist bei 5,3 m vorzufinden. Sie zeichnet sich durch einen deutlichen Gehalt an *Arcomytilus morrissi* aus und entspricht in ihrer Faunenzusammensetzung der bei Profilmeter 121,5 nachgewiesenen Bank des ersten Teilprofils (s.o.). Sie stellt den lithologischen Leithorizont dar, anhand dessen beide Teilprofile miteinander korreliert wurden. Die abschließenden 1,3 m dieses Bankbereichs bilden Lituoliden-Ostrakoden-Peloid-PS mit *Alveosepta jaccardi*, die die restrikt marine/peritidale Profilentwicklung sowie die Vale Verde-Schichten beenden.

Mit dem darauffolgenden, bereits zu den *Pholadomya protei*-Schichten gehörendem Profilbereich von Meter 10,1 - 31,5 zeigen sich die Karbonate eines offen-marinen und niederenergetischen Ablagerungsraums in der faziellen Ausbildung von Lituoliden-Pelecypoden-Bioklast-MS/WS (MF-Typ 6a). Diese durch Karbonatschlamm gekennzeichnete und strukturlose Fazieseinheit wird ab 15,7 m durch 1,75 m mächtige und helle Sparitfleckenonkoid-WS (MF-Typ 6g) mit nur bei genauerer Betrachtung sichtbaren Onkoidcortices unterbrochen. Nerineenreiche Floatstones (MF-Typ 6c) bilden eine weitere Einschaltung und zeigen sich mit etwas größerer Mächtigkeit von Profilmeter 18,8 bis 22,8. Sie fallen durch große, auf der Gesteinsoberfläche hervorwitternde Nerineen mit einem Gehäusedurchmesser von 1,7 cm auf. Sie enthalten zum Teil durch goethitisches Eisen imprägnierte Exemplare von *Solenopora cayeuxiformis* und einzelne *Marinella*-Bruchstücke mit weißer Färbung und schwach knollig strukturierter Thallioberfläche. Im allgemeinen treten innerhalb der *Pholadomya protei*-Schichten dieses Teilprofils nerineen- und gastropodenreiche Bankabschnitte sowie dünnere Einzelbänke in relativ großer Häufigkeit auf.

So ist auch der Profilabschnitt von Meter 31,5 bis 40,5 in dieser Fazies ausgebildet. Hiervon bilden die oberen 4,7 m eine mächtige Einzelbank (s.o.), welche ebenfalls durch herauswitternde Gehäuse von *Nerinea* und *Ampullina* charakterisiert ist. Die überwiegend bioklastisch vorliegenden Begleitkomponenten stammen von Pelecypoden, angebohrten Korallen, Echinodermen sowie weiteren unbestimmbaren Gastropoden. *Ceratomya excentrica* ist zwar ein sehr seltenes, aufgrund seiner Länge (15 cm) jedoch auffälliges Faunenelement, welches bei Profilmeter 34,5 im Hangschutt vorzufinden ist. Die Mikrofauna dieses Profilbereichs wird nicht von Lituoliden (selten *Nautiloculina oolithica*), sondern vielmehr von zahlreichen milioliden Foraminiferen (*Quinqueloculina*) geprägt.

Darüber folgen von Meter 40,5 - 45 helle und über der massigen Einzelbank im Liegenden deutlich zurückwitternde Sparitfleckenonkoid-WS (MF-Typ 6g), in deren Grundmasse ellipsoide bis subsphärische, teilweise irreguläre Einzelonkoide mit einem maximalen Durchmesser von 11 mm eingebettet sind. Innerhalb der Onkoidrinden sind sparitisch zementierte Hohlräume als irreguläre Fensterstrukturen erkennbar (Tafel 5/Abb. 5). Sowohl als Einschaltung bei Profilmeter 42,1 als auch im Anschluß an die Sparitfleckenonkolithe bei 45,2 m, treten ausgesprochen geringmächtige Biomikrite (Lituoliden-Gastropoden-Bioklast-FS) auf, deren Schichtfläche punktuell regellos orientierte *Nerineengehäuse*, angebohrte microsolenide Korallen und bis zu 10 cm große Muscheln der Gattung *Trichites* zeigen.

Im Hangenden darüber folgen von Meter 45,2 - 55 auf der linken (westlichen) Talseite besonders deutlich ausgebildete, mittelgraue Knollenkalkbänke, welche stotzenartig hervorwittern (Tafel 5/Abb. 3). Während der gesamte Bankbereich bereits von weitem als eine sichtbare Geländekante erkennbar ist, lassen sich seine Einzelbänke nur über geringe laterale Entfernungen verfolgen. Die Knollenkalke treten faziell als Lituoliden/Loftusiiden-Pelecypoden-Bioklast-WS (MF-Typ 6b) in Erscheinung und enthalten erstmalig sowohl in dünnen Mergelfugen des Anstehenden, als auch im Verwitterungsschutt eine relativ beträchtliche Anzahl an *Pholadomya cf. protei*, von der sich der oberoxfordische Formationsname im Bereich der Serra dos Candeeiros ableitet. Daneben finden sich zweiklappig erhaltene, 6 - 15 cm große Exemplare von *Trichites*, welche kleinstückig in prismatische Einzelscherben zerfallen. Die begleitende Makrofauna ist statistisch im Gestein verteilt und in Grabgängen konzentriert. Nur vereinzelt witterten Echinodermenreste aus dem Gesteinsverband heraus und finden sich im Hangschutt wieder.

Den Profilabschluß bilden von Meter 55,0 - 58,0 erneut nerineendominierte Faziesseinheiten von Faziestyp 6c, die über den Knollenkalken flach zurückwittern und eine regelmäßige Bankung aufweisen. Die Rudstones stehen im Bereich einer Geländeverflachung in der Nähe der Straße, welche Casal de Vale de Ventos mit der Nationalstraße 1 verbindet, an. Auffällig ist der hohe Gehalt an mikritisierten Bioklasten mit einem dünnen cortoidischem Saum sowie das deutliche Auftreten von monaxonen Schwammspicula, *Solenopora cayeuxiformis* und durch rötlich gefärbten Intraklasten. Oberhalb dieses Profilstücks werden die nachfolgenden Schichten durch ausgedehnte Wiesenflächen bis zum trigonometrischen Punkt auf der Anhöhe des „Maus“ (vgl. Abb. 6) maskiert.

### Profil Casal de Vale de Ventos III

Das dritte Teilprofil von Casal de Vale de Ventos (Abb. 32) beginnt im Bereich einer Überlandleitung an einer kleinen, auf der topographischen Karte (1:50.000) eingezeichneten Kapelle am Fuß der westlichen Flanke der Serra dos Candeeiros oberhalb von Covão do Milho (Abb. 6). Der Bergrücken beschreibt in diesem Bereich einen nach Westen ragenden Vorsprung (Serra de Nazaré), der den trigonometrischen Punkt (333m üNN, „Maus“) trägt (s.o.).

Die Schichten des 38,3 m mächtigen Profils fallen mit dem Hang, jedoch flacher als dieser ein. Die Profilaufnahme erfolgte hangaufwärts, nun in östliche Richtung, und wurde in der Nähe des trigonometrischen Puntos beendet.



Dieses Profil bildet die stratigraphische Fortsetzung von Casal de Vale de Ventos II. Beide Abfolgen werden durch eine nicht näher quantifizierbare Aufschlußlücke voneinander getrennt. Unter der Annahme eines Schichtfallens von 10,5° konnte aus der topographischen Karte und mit Hilfe geometrischer Berechnungen ein Betrag von vorbehaltlich 20 m ermittelt werden.

Profilmeter 0 - 7,4 ist als dünnbankiger Lituoliden/Loftusiiden-Pelecypoden-Bioklast-WS/PS von MF-Typ 6a ausgebildet. Dieser führt zum Teil massenhaft lituolide Foraminiferen, wobei *Ammobaculites* besonders häufig ist. Mit dieser Faziesseinheit verzahnen bei 3,3 m in-situ überlieferte und intensiv zerbohrte Korallenstöcke (*Actinaraea granulata*) mit hemisphäroider Wuchsform und einem Durchmesser von ungefähr 15 cm (Tafel 11/Abb. 3). Auf einer mehreren Quadratmeter großen und künstlich freigelegten Schichtfläche hinter der Kapelle, wittern sie im Abstand von einigen Metern halbkugelig hervor.

Die von Meter 7,4 - 11,6 folgenden Lituoliden-Gastropoden-Bioklast-WS (MF-Typ 6c) rufen im unteren Bereich noch eine deutliche Bankung hervor, werden jedoch im oberen Teil durch knollig verwitternde Schichten verdrängt. Neben der gewohnten Häufigkeit an Lituoliden und Gastropoden, treten zahlreiche monaxone Schwammnadeln sowie verstärkt Terebrateln, Microsolenidenreste, Serpeln und *Cayeuxia* auf. Seltene Vorkommen von *Pholadomya* bleiben hingegen auf den oberen, knollig verwitternden Bankbereich beschränkt.

Den gastropodendominierten Einheiten von MF-Typ 6c liegen von Meter 11,6 - 15,6 koralligene Floatstones von MF-Typ 9a auf, in denen durch lithophage Muscheln angebohrte Korallen mit plocoider Kelchanordnung und Kolonien von *Actinaraea cf. granulata* vorzufinden sind. Geopetalgefüge innerhalb der Bohrspuren zeigen hierbei unterschiedliche Orientierung. In den obersten Partien dieser Bankfolge treten zusätzlich zahlreiche Stromatoporenfragmente hinzu. Die zum Großteil sehr stark rekristallisierten Korallen weisen im Bereich ihrer äußeren Begrenzung eine dünne Dolomitrinde auf.

Profilmeter 16,2 - 26,5 ist durch sich abwechselnde Partien aus gebankten und knolligen Karbonaten geprägt. Wie in Teilprofil Casal de Vale de Ventos II, so erzeugen Knollenkalke auch hier zum Teil stotzenartig hervorwitternde Strukturen von Mächtigkeiten bis zu 2,5 m. Der gesamte Bankbereich ist jedoch einheitlich als Lituoliden/Loftusiiden-Pelecypoden-Bioklast-WS (6a) entwickelt. Der höhere Bioklastanteil kann in den zentralen Abschnitten bereichsweise zu einem komponentengestützten Gefüge führen. Alveosepten, *Trichites*- und angebohrte Austernreste sowie Echinodermenbruchstücke (Seeigelstacheln und -platten) sind hierbei die wesentlichen Faunenelemente.

Ebenfalls mit knolliger Verwitterungsform, sind die von Meter 26,5 - 27,8 nachfolgenden Korallen-Austern-FS (MF-Typ 9b) ausgebildet. Die ästigen Korallenreste von *Pseudocoenia* treten nur undeutlich auf der Gesteinsoberfläche hervor, während Austern (u.a. *Lopha*) in großer Anzahl herauswittern. Ein Horizont in gleicher fazieller Ausbildung steht stratigraphisch höher, von Profilmeter 34,8 - 36,3 an und enthält neben zahlreichen Austernklappen und unbestimmbaren ästigen Korallenfragmenten zusätzlich weiße Kalkschwämme, monaxone Schwammnadeln sowie einen deutlichen Gehalt an Terebrateln. Den beiden Korallen-Austern-FS von Sedimenttyp 9b sind von Meter 27,8 - 34,8 pelecypodenreiche Wacke- (Basis) und Floatstones (Top) mit zahlreichen Austern und oftmals zweiklappig überlieferten *Trichites*-Individuen zwischengeschaltet (MF-Typ 6h).

Das Profilende von Meter 36,3 - 38,3 wird wiederum hauptsächlich von Lituoliden/Loftusiiden-Pelecypoden-Bioklast-WS (MF-Typ 6a) eingenommen, welche einen relativ hohen Anteil an *Ammobaculites* aufweisen. Während im basalen Bereich monaxone Schwammnadeln angereichert sind, vermitteln am Top zusätzlich Mikritonkoide und *Cylindroporella* zu onkoiddominierten Faziesseinheiten aus Subfazies 3 (MF-Typ 6f). Ein auffälliges Geländemerkmale der abschließenden 10 Profilmeter stellen aufgrund ihrer exponierten Lage, intensiv verkarstete

Karbonatbänke dar. Die Verkarstungserscheinungen äußern sich in Form unterschiedlicher Lösungsstrukturen auf Schichtoberseiten sowie als 5,5 m lange und mit > 3m enorm tiefe Karstschlotten.

Profil Casal de Vale de Ventos IV (Abb. 33a - h)

Die Profilabschnitte von Casal de Vale de Ventos IV liegen in der sich westlich an die langgestreckte Anhöhe der Serra dos Candeeiros anschließende, stark zersiedelte und ackerbaulich intensiv genutzte Ebene. Die Aufschlußverhältnisse sind bereichsweise entsprechend schlecht, so daß sich dieses Teilprofil lediglich aus einzelnen Aufschlußpunkten sowie aus kleineren Profiltelstücken in stratigraphischer Reihenfolge zusammensetzt. Trotz der allgemein westwärtigen Fortschreitung der Profilaufzeichnung wurde die Profillinie je nach der Beschaffenheit und Qualität der Aufschlüsse lateral in nördliche beziehungsweise südliche Richtung verlagert. Die Lage der von 1 bis 10 durchnummerierten Geländepunkte/Profilabfolgen ist aus Abb. 6 (S.13) ersichtlich.

Die mehrheitlich als Schichtköpfe hervortretenden Bänke weisen weiterhin ein im wesentlichen Nord-Süd gerichtetes Streichen und ein Fallen in westliche Richtung auf. Während die Fallwerte einheitlich um 10° pendeln, nehmen die Streichwerte generell nach Westen zu. Einen Überblick hierzu gibt die nachfolgende Tabelle (Durchschnittswerte).

Aufschlußpunkt 4	Aufschlußpunkt 7	Aufschlußpunkte 8, 9, 10
Basis: 176°/10,5° WSW Zentrum: 14°/11,5° WNW Top: 1,5°/9° W	23°/10,5° WNW	21°/9,5° WNW°

Aufschlußpunkt 1: (Abb. 33a)

Es handelt sich hierbei um einen kleinen, künstlichen Straßenaufschluß an der N1, direkt am östlichen Ortseingang von Redondas. Die 7,8 m mächtige Abfolge aus lückenlos aufgeschlossenen, mittelgrauen und nach oben hin heller werdenden Karbonatbänken weist Schichtmächtigkeiten bis 0,7 m auf. Sie zeigt im wesentlichen eine niederenergetische Lagunenfazies von Faziestyp 6a (Lituoliden/Loftusiiden-Pelecypoden-Bioklast-MS/WS). Der Komponentengehalt nimmt von der Basis (Wackestones) zum Top (Mudstones) ab. So dominieren im unteren Bankabschnitt neben lituoliden Foraminiferen Austernklappen mit deutlichen Vesicularstrukturen. Daneben sind monaxone Schwammnadeln sowie *Rhaxella*-Skleren, Echinodermenreste (Seeigelstacheln), *Trichites*- und neomorph erhaltene Pelecypodenfragmente deutlich vertreten, allerdings nur im frischen Bruch nachweisbar. In den oberen 4,8 m dieses Sedimenttyps treten Schwammnadeln, Austern- und *Trichites*reste sowie Echinodermenreste vor allem zugunsten von Serpeln, aber auch von Kalkschwämmen und Dasycladaceen zurück. Die Monotonie der Schichtfolge wird von 2,1 bis 3,1 m durch einen *Trichites*- und austernreichen Floatstonehorizont von Faziestyp 6h (Pelecypoden-Bioklast-FS) unterbrochen. Austernklappen weisen einen zum Teil beachtlichen Serpelbewuchs auf. Miteinander vergesellschaftete monaxone und tetraxone Schwammnadeln deuten auf Demospongien hin. Die Mikrofauna ist hingegen verarmt und nur durch wenige Foraminiferen vom *Alveosepta*- und *Epistomina*-Typus dokumentiert.

Aufschlußpunkt 2: (Abb. 33a)

Ungefähr 200 m westlich der N1, zwischen der Gemeinde Redondas und einem bewaldeten Hügel mit einer Windmühlenuine, befindet sich dieses Kurzprofil auf einem Privatgrundstück, die Gesamtmächtigkeit beträgt 3,4 m. Die Schichtlücke, die ihn von der vorherigen Bankfolge trennt (Aufschlußpunkt 1), ist nicht bestimmbar. Der

untere, 1,9 m messende Abschnitt wird aus flachen Schichtköpfen gebildet, wohingegen die oberen 1,5 m als eine stotzenartige Struktur innerhalb der Ebene hervorwittern. Die Basis stellt Wacke- bis Floatstones von Faziestyp 9b dar, welche sich durch hervorwitternde Austernklappen und vollständig rekristallisierte Korallenreste auszeichnen. Die Mikrofauna wird auch hier durch Lituolide dominiert und führt nicht selten Reste von *Cayeuxia*. Am stotzenartigen Top dieser Bankfolge nimmt, bei einer generellen Abnahme von Austern sowie *Trichites*, der Gehalt an Korallenschutt (*Stylosmilia/Goniocora*) zu, der schließlich das Organismenspektrum (MF-Typ 9a) dominiert und für die Ausbildung eines Floatstone-Gefüges verantwortlich ist. Die Korallenäste sind bisweilen durch lithophage Muscheln angebohrt und zum Teil stark rekristallisiert. Weitere Organismen sind ausschließlich als Bioklasten überliefert (Echinodermen, Gastropoden, Serpulide). Mikrofossilien treten so gut wie nicht in Erscheinung.

#### *Aufschlußpunkt 3: (Abb. 33a)*

Dieser Aufschluß befindet sich etwa 200 m westlich von Geländepunkt 2 am südlichen Rand von Redondas. Entlang dieser Strecke stehen in großen Abständen (10<sup>er</sup> Meter) dünnbankige Schichten auf einer teils grasbewachsenen teils bebauten Fläche als knollige Schichtköpfe an. Sie sind ausschließlich als Lituoliden/Loftusiiden-Pelecypoden-Bioklast-MS/WS (MF-Typ 6a) ausgebildet. Die als Doppelbank mit 1,3 m Mächtigkeit deutlich hervorwitternde Einheit dieses Aufschlusses ist erneut als korallenreicher Floatstone (MF-Typ 9b) entwickelt und zeigt neben angebohrten ästigen und massigen Korallen (*Stylosmilia/Goniocora*), zahlreiche Austern, *Trichites*, Echinodermen und Gastropoden. Auf der Gesteinsoberfläche hervorwitternde Korallen und Bioklasten geben dem hellgrauen Gestein eine unregelmäßige Oberflächenstruktur.

#### *Aufschlußpunkt 4: (Abb. 33b, c)*

Weitere 100 m westlich von Aufschlußpunkt 3 beginnt entlang eines schmalen Pfads, auf der Rückseite eines Gehöfts und unterhalb einer Überlandleitung Geländepunkt 4. Die Aufschlußlücke zwischen diesem und dem vorherigen Geländepunkt ist, wie zwischen den Aufschlüssen zuvor, nicht bestimmbar. Die zum Teil lückenhafte Profilabfolge besitzt eine Gesamtmächtigkeit von 74,5 m.

Der basale Abschnitt dieses Profils von Meter 0 - 11,8 m wird von Onkoid-Bioklast-WS (MF-Typ 6f) gebildet und steht in Form dünner, nur undeutlich aus der Geländeoberfläche hervorwitternder Karbonathorizonte an. Die in der Grundmasse lose verteilten Mikritonkoide umkrusten bioklastisches Material und sind ihrerseits oftmals von einer dünnen Lage aus nubeculariiden Foraminiferen vom Typ *Vinelloidea* komplett umwachsen. Zusätzlich können sie von knäuelartig miteinander verbackenen Serpelnröhren besiedelt sein. Die Onkoide erreichen eine Größe von maximal 11 mm und heben sich in der mittelgrauen Matrix durch einen rötlich gefärbten Cortex ab. Abgesehen von inkrustierenden milioliden Formen, treten partienweise zahlreiche Foraminiferen mit agglutinierendem Gehäuse sowie vereinzelt mit hyalin-calcitischer Schale auf. Trotz der auffälligen Onkoide sowie einzelner *Trichites*-Fragmente, Austernklappen, Gastropoden- und Brachiopodenreste, ist das Gestein relativ organismenarm. Am Top bereichern jedoch einzelne Begleitkomponenten in Form von fraglichen Einfachooïden, seltenen Aggregatkörnern sowie Peloiden und eisenimprägnierten Intraklasten das Komponentenspektrum. Den Onkolithen ist von Profilmeter 2,0 - 6,0 eine Folge von enorm komponentenarmen Lituoliden-Pelecypoden-Bioklast-MS (MF-Typ 6a) zwischengeschaltet.

Dieser Sedimenttyp (6a) dominiert auch den sich von Meter 11,8 - 74,5 anschließenden Abschnitt dieses Teilprofils. Während das basale Teilstück bis ungefähr Profilmeter 30 ausgesprochen fossil- und komponentenarme Mudstones mit einem nur spärlichen Foraminiferen und Bioklastanteil zeigt, ist der darauffolgende Abschnitt bis 61,3 m durch

Wackestones, das Profilende wiederum durch Mud- bis Wackestones geprägt. Die Wackestones enthalten einen für diese Faziesseinheit typischen Fossilinhalt mit lituoliden Foraminiferen (u.a. *Ammobaculites*) und mit zum Teil durch nubeculariide Foraminiferen inkrustierte Bioklasten. Makrofossilien (Austern, weitere Molluskenklasten, plocioide Korallenreste, Serpeln) wittern in vernachlässigbarer Menge aus den Kalken heraus.

Wesentlich auffälligere Horizonte bilden dagegen 0,5 m mächtige Floatstone-Lagen von MF-Typ 9b (Korallen-Austern-Bioklast-FS) sowie 6h (Pelecypoden-Bioklast-FS), welche der homogenen Schichtfolge in größeren Abständen bei 42,3 m, 48,7 m, 69,5 m und 72,5 m zwischengeschaltet sind. Verzahnungen von Korallen-Bioklast-FS (MF-Typ 9a) mit Karbonaten von Faziestyp 6a sind bei 30,3 m im Gelände direkt zu beobachten. Die koralligene Einheit, welche als eine 0,8 m mächtige Bank eine markante Geländekante bildet, zeichnet sich durch einen hohen Anteil an verschiedenen, bisweilen durch Serpeln bewachsene Korallenklasten (?*Actinaraea*, massig-stylinide Korallen, Einzelkorallen vom Typ *Axosmilia*) sowie durch weiß hervorwitternde Stromatoporen mit ästiger Wuchsform (*Milleporidium* sp.) aus. Im frischen Bruch erzeugen zahlreiche Echinodermenreste auffällige Reflexionen zwischen dem im wesentlichen durch Mollusken gebildeten Organismenschutt. Eine bescheidene spätdiagenetische Dolomitisierung/Dedolomitisierung führt entlang von Schwächezonen zu einer orangeroten Tönung der vorwiegend mittelgrauen Matrix.

Auf den Einschaltungen von Pelecypoden-Bioklast-FS (MF-Typ 6h) bei Meter 48,7 und 72,5 wittern in großer Menge und mit einer Größe von 4,5 cm Austernklappen, *Trichites* sowie *Arcomytilus* hervor. Korallenbruchstücke sind kaum nachzuweisen. Diese konzentrieren sich allerdings in Form vollständig rekristallisierter Korallenäste auf koralligene Lagen bei 42,3 m und 69,5 m. Mikriterfüllte Bohrspuren zeichnen sich innerhalb der sparitisierten Partien durch eine mittel- bis hellgraue Färbung aus. Zusätzlich werden abgestorbene Korallenteile durch Austern und Serpeln inkrustiert. Die Abfolge von Aufschlußpunkt 4 endet auf der Westseite einer freistehenden Scheune zwischen Redondas und Lagoa das Talas, ungefähr 500 m westlich von Redondas.

#### *Aufschlußpunkt 5:* (Abb. 33c)

Dieses geringmächtige Teilprofil beginnt ~ 80 m WNW des Profilabschlusses von Aufschlußpunkt 4. Es ist 7,1 m mächtig und wird von Sedimenttypen aus Subfazies 1 der Fazieszone 6 bestimmt. Die basalen 3,5 m werden vorwiegend durch Karbonate von MF-Typ 6a mit zahlreichen lituoliden/loftusiiden Foraminiferen (*Alveosepta*) gebildet. Die oberen 1,9 Meter hiervon vermitteln zwischen Lituoliden/Loftusiiden-Pelecypoden-Bioklast-WS (6a) und Korallen-Austern-Bioklast-FS (9b). Sie enthalten Austern und feinästigen, teilweise randlich dolomitisierten Korallenschutt, welcher mehrphasig durch unterschiedlich gefärbten Mikrit verfüllt ist.

Von Meter 3,1 - 7,1 treten in bioturbirten Lituoliden/Loftusiiden-Pelecypoden-Bioklast-WS/PS (MF-Typ 6b) die ohnehin zahlreichen textulariiden Foraminiferen in nahezu gesteinsbildender Häufigkeit auf. Die Foraminiferen sind inhomogen im Gestein verteilt und wirbelartig in der Nähe von zahlreichen, rundlichen Bioturbationsstrukturen zu einem Packstone-Gefüge angereichert. Ähnlich strukturierte Foraminiferenansammlungen wurden bereits aus den höheren Profilabschnitten von Murteira beschrieben. Weitere, zumeist bioklastisch vorliegende Faunenelemente (Seeigelstacheln, Austern- und Pelecypodenklappen) sind hier nur untergeordnet dokumentiert.

#### *Aufschlußpunkt 6:* (Abb. 33d)

Eine ähnliche Fazieszonierung wie in Geländepunkt 5 läßt sich in diesem 6,6 m mächtigen Profilstück beobachten. Es wurde hauptsächlich in einer Baugrube am östlichen Ortsrand von Lagoa das Talas aufgenommen, die sich ungefähr 50 - 70m WNW von Aufschlußpunkt 5 befindet.

Die Profilbasis von Meter 0 - 2,4 wird durch reine Kalke von Sedimenttyp 6a gebildet, die entweder ein Mud- bis Wacke- oder ein Packstonegefüge aufweisen. Abgesehen der erneut zahlreichen lituoliden und loftusiiden Foraminiferen, liegt der gesamte Fossilinhalt bioklastisch vor und zeichnet sich durch einen hohen Gehalt an Gastropoden und Pelecypoden, aber auch von Echinodermenresten und Serpeln aus. In intrapartikulären Hohlräumen sind oftmals fossile Wasserwaagen zu beobachten.

Der obere Abschnitt dieses Teilprofils von Meter 2,4 - 6,6 wird vorwiegend durch bioturbirte Lituoliden/Loftusiiden-Pelecypoden-Bioklast-WS/PS (MF-Typ 6b) vertreten. Auch hier kommen sandschalige Foraminiferen (*Alveosepta jaccardi*, *Nautiloculina oolithica*, *Ammobaculites* sp.) in gesteinsbildender Häufigkeit vor (Tafel 5/Abb. 6). Sie sind, wie schon im Teilprofil zuvor, ebenfalls wirbelartig orientiert. Zwischen diesen Foraminiferenanreicherungen sind nur vereinzelt graue Mikritbereiche erhalten, welche bei oberflächlicher Betrachtung an Intraklasten erinnern. Seltener, jedoch noch relativ deutlich nachzuweisen, sind Miliolide vom *Quinqueloculina*-Typus, wohingegen rotaliide Foraminiferen Ausnahmeerscheinungen darstellen. Weitere auffällige Mikroorganismen sind durch *Marinella*-Bruchstücke und Reste von *Cayeuxia* repräsentiert. Das makrofaunale Spektrum tritt stark in den Hintergrund und wird vor allem von Molluskenfragmenten bestimmt. Bei Profilmeter 4,2 komplettieren Cortoide das Komponentenspektrum. Sie zeigen zum Teil bereits ein fortgeschrittenes Stadium des Mikritisierungsprozesses an und lassen lediglich in ihrem Zentrum neomorph erhaltene Bioklasten erkennen.

Im zentralen Aufschlußbereich von Meter 3,2 - 3,9 leiten Stromatoporenreste sowie plocoider Korallenschutt, gemeinsam mit Austern, zu Sedimenttyp 9b (Korallen-Austern-Bioklast-RS) über. Grobe Organismenfragmente, darunter auch großwüchsige Gastropoden mit Gehäusedurchmesser von maximal 6 cm und Seeigelstacheln wittern auf der Gesteinsoberfläche hervor und finden sich im Aushub wieder.

#### *Aufschlußpunkt 7: (Abb. 33d)*

Nach einem unbestimmbaren Hiatus setzt sich mit einem 24,5 m mächtigen Teilprofil bei Geländepunkt 7 die oxfordische Schichtfolge und das Gesamtprofil von Casal de Vale de Ventos fort. Es beginnt an der Straße zwischen Carvalhal und Lagoa das Talas links neben einem freistehenden Gehöft und verläuft in westnordwestliche Richtung (vgl. Abb. 6). Die dünn- bis mittelbankige Abfolge besteht aus homogenen Karbonaten mit einer im frischen Bruch grauen Färbung. Der basale Abschnitt (ca. 13 m) zeigt relativ gute Aufschlußverhältnisse, die zum Profilende zunehmend lückenhafter werden.

In die von Meter 0 - 21,4 durch Mud- und vor allem Wackestones von MF-Typ 6b (bioturbirte Lituoliden/Loftusiiden-Pelecypoden-Bioklast-MS/WS) dominierte Schichtfolge mit zahlreichen Foraminiferen und einer fleckig gefärbten Bruchfläche, sind in unregelmäßigen Abständen geringmächtige Zwischenlagen (0,3 - 1,1 m) von MF-Typ 9b (Korallen-Austern-FS) und 6h (Pelecypoden-Bioklast-FS) eingeschaltet. Die Floatstone-Horizonte treten entweder an Bankoberseiten auf oder sind als Einzelbank entwickelt. Sie enthalten im Gegensatz zur Hauptfazies (MF-Typ 6b) einen relativ geringen Gehalt an agglutinierenden Foraminiferen und besitzen darüberhinaus geringe Anzeichen auf Bioturbationsereignisse. Korallen-Austern-Bioklast-FS (MF-Typ 9b) stehen im Abstand von wenigen Metern (bei 2,0, 3,1 und 7,7) an. Sie enthalten angebohrte *Calamophylliopsis*-Äste, unbestimmbaren Korallenschutt und Austern, wobei Letztere zusammen mit einzelnen Serpuliden die Korallenfragmente besiedeln können. Die Corallite sind partiell durch Pelloide verfüllt, welche fossile Wasserwaagen erzeugen. Mit einem Querschnitt von 3,5 cm findet sich, dünnklappig und relativ fein berippt, *Arcomytilus* in neomorpher Schalenerhaltung. In muschelreichen Lagen von Faziestyp 6h, die von Profilmeter 6,1 -

6,6 sowie von 11,9 - 12,9 vorkommen, ist dieser Pelecypode etwas häufiger vertreten und mit Austernklappen, *Trichites*-resten sowie vereinzelt *Nicaniella* und Terebratuliden assoziiert.

Der Profilabschluß von Meter 21,4 - 24,5 wird ausschließlich durch Wackestones von MF-Typ 6a mit relativ grob strukturierten und labyrinthartig aufgebauten pharetroniden Kalkschwamm-Fragmenten bestimmt.

Aufschlußpunkt 8: (Abb. 33e, f)

Dieser Geländepunkt repräsentiert ein zusammenhängendes Teilprofil von 57,5 m Mächtigkeit, welches in seiner oberen Hälfte ausgedehnte Schichtlücken (5,5 m) aufweist. Es beginnt etwa 350 m nordwestlich des Tops von Aufschlußpunkt 7 und liegt im Zentrum eines von den Ortschaften Lagoa das Talas, Carvalhal und Lombo do Ferreiro beschriebenen Dreiecks.

Meter 0 - 0,6:

An der Basis dieses Profils treten Korallen-Austern-Bioklast-FS (MF-Typ 9b) mit einer Mächtigkeit von 0,6 m auf. Sie sind durch makrofossilen Organismenschutt geprägt (plocoide Korallen, Austern, Echinodermen, Gastropoden). Mikrofossilien werden ausnahmslos durch Rhaxen dokumentiert.

Darüber schließen sich von Profilmeter 0,6 - 19,1 *Marinella*- und onkoidreiche Karbonate auf (MF-Typ 8a), welche infolge ihres manchmal sehr hohen Anteils an Lituoliden (*Nautiloculina oolithica*, *Ammobaculites* sp.) und des matrixgestützten Gefüges (v.a. Wackestones) zu Fazieseinheit 6a überleiten. Der Gehalt der zum Teil goethitisch imprägnierten Mikritonkoide kann schwanken. Auf der relativ glatten Oberfläche dieser Komponenten sind bisweilen Serpeln aufgewachsen und tragen untergeordnet zur Cortextbildung bei. Im allgemeinen besitzen die Onkoide einen bioklastischen Kern (*Nerinea*, Austern, Serpeln), der für die Größe der 5 bis 22 mm durchmessenden Komponenten verantwortlich ist. *Marinella* ist entweder bruchstückhaft in der Matrix verteilt, teilweise ebenfalls onkoidisch umkrustet oder findet sich innerhalb der Onkoidcortices. Der überwiegende Teil der bioklastischen Makrofauna besteht aus Mollusken und Echinodermen (Trochiten, Seeigelstacheln). Hiervon inkrustieren Austern andere Organismen und sind ihrerseits von Serpeln bewachsen. Waren erste Überreste von Kalkschwämmen in den finalen Profilabschnitten von Geländepunkt 7 noch seltene Ausnahmeerscheinungen, so treten sie in den von MF-Typ 6a/8a geprägten Karbonaten dieser Abfolge konstant in Erscheinung.

In die lituolidenreiche *Marinella*-Onkoid-Fazies (MF-Typ 6a/8a) schalten sich im zentralen Teil von Meter 6,1 - 12,6 bioturbirte Lituoliden-Pelecypoden-Bioklast-MS/WS (MF-Typ 6b) mit *Trichites* und vereinzelt *Nicaniella* ein. Die aus calcitischen Einzelprismen aufgebauten *Trichites*-Klappen erreichen eine Länge von 9 cm und eine maximale Dicke von 5 mm. Sie sind infolge von Kompaktionsvorgänge zerbrochen ohne anschließend transportiert worden zu sein. Mit benthischen Foraminiferen sind zum Teil *Cayeuxia* sowie von leiterförmigen Bryozoen („*Berenicea*“) besiedelte Marinellenfragmente vergesellschaftet. Überlagert werden die relativ organismenarmen Kalke von einer 1,5 m mächtigen Einheit, die einen faziellen Übergang aus pelecypodendominierten Karbonaten von MF-Typ 6h und echinodermenreichen Floatstones von MF-Typ 6d darstellt. Ein auffälliges Merkmal in diesen Schichten sind faustgroß hervorwitternde und violett-schwarz zonierte Crinoideen-Wurzeln. Zusätzlich wittern weiterhin bis zu 2 cm starke *Trichites*-Klappen mit einer Länge von 8 cm, zusammen mit vereinzelt auftretenden Korallenfragmenten und zahlreichen Austernklappen auf Schichtflächen hervor. Hierbei zeigen vor allem Pelecypodenklappen Anbohrungen, Korallen einen bescheidenen Serpelbewuchs. Erstmals tritt hier *Neuropora* im Gesamtprofil von Casal de Vale de Ventos auf.

Die Schichtfolge setzt sich von Profilmeter 19,1 bis 32,5 mit Marinellen-Onkolithe von MF-Typ 8a fort. Die Gesteine besitzen an der Basis ein komponentengestütztes Packstone-Gefüge. Zum Hangenden gehen sie in Wacke-

und Floatstones über, welche erneut graduelle Faziesübergänge zu Faziesseinheit 6a anzeigen können. Zahlreiche, oftmals vollständig überlieferte *Marinella*-Thalli mit einer Größe bis zu 5 mm kommen überwiegend frei im Gestein vor. Zum Teil sind sie onkoidisch umkrustet, besiedeln Bioklasten oder treten innerhalb von Onkoidrinden auf. Die ellipsoiden Onkoide besitzen mehrheitlich einen dichten mikritischen Cortex und Durchmesser von 6 bis 18 mm. Nur vereinzelt sind *Lithocodium aggregatum* und *Vinelloidea* am Aufbau der Rinde beteiligt und führen mitunter zu einseitigen Verdickungen der Komponenten. Ein Großteil der Bioklasten (z.B. *Nerinea* (11,5 cm), microsolenide & plocoid-stylinide Korallen, Solitärkorallen) ist durch eine mehr oder weniger gut ausgebildete Onkoidrinde umgeben. Ausgenommen hiervon sind primär calcitische Fossilanteile (*Neuropora lusitanica*, pharetronide Kalkschwämme, *Trichites*, Austern) sowie seltene lithistide Schwammfragmente. Inkrustierende Organismen zeigen mit *Cayeuxia* sp., Kalkschwämmen, „*Berenicea*“, *Neuropora lusitanica* und von Lithophagiden angebohrte Serpeln eine relativ hohe Diversität und siedeln auf sekundären Hartgründen (Onkoide, Bioklasten).

Im Hangenden folgen von Meter 32,5 - 35,0 bioklastische Onkoid-PS (MF-Typ 6f), in denen die Marinellenführung aussetzt und dafür Lituolide, Miliolide und vor allem Dasycladaceen (*Acicularia*, *Cylindroporella arabica*) an Bedeutung gewinnen. Die glatten Mikritonkoide enthalten wiederholt bioklastisches Material mit einer Zusammensetzung, die der aus den *Marinella*-Onkolithen im Liegenden entspricht.

An die Onkoid-Bioklast-PS (MF-Typ 6f) schließt sich der eingangs erwähnte lückenhafte und ackerbaulich genutzte Profilabschnitt von Profilmeter 35,0 - 49,7 an. In seinem zentralen Bereich wittert eine mittelbankige Folge als deutliche Geländerippe hervor. Die Karbonate zeigen ein Rudstone-Gefüge und werden erneut von *Marinella* und Mikritonkoiden geprägt (MF-Typ 8a). Bioklastische und biomorphe Marinellen-Thalli treten nahezu gesteinsbildend auf und wittern halbkugelig, mit einem Durchmesser zwischen 3,5 und 10 mm hervor. Bis zu 15 mm große, teilweise jedoch nur mit einem dünnen Cortex ausgebildete Onkoide sind von seltenen Cortoiden nur schwer zu unterscheiden. *Cayeuxia* sp. ist an der Basis dieser faziellen Einheit ein prominentes Fossil, das nach oben allmählich seltener wird.

Die sich von Meter 49,7 - 56,1 fortsetzende Schichtfolge beginnt mit Onkoid-Bioklast-WS/FS (MF-Typ 6f), wobei die Basis ein Packstone-Gefüge aufweist. Die Onkolithe stehen mit insgesamt 6,5 m Mächtigkeit an und bestehen hauptsächlich aus 2 - 4 mm durchmessenden, gut sortierten Mikritonkoiden. Selten deuten konvex-konkave Kornkontakte auf spätdiagenetische Kompaktionsereignisse hin. An der Basis dieser Schichtfolge sind *Cayeuxia* sp. und Echinodermenreste auffällige Fossilien, am Top hingegen *Cylindroporella* sp.. Etwa im zentralen Bereich (Meter 53,4 - 54,3) schalten sich Ooid-Bioklast-RS (MF-Typ 7a) in die onkolithische Bankfolge ein. Die superfiziellen Ooide besitzen ein großes Kern-/Rinden-Verhältnis und sind aufgrund ihrer geringen Größe im Handstück leicht mit Peloiden zu verwechseln. Sie bilden die komponentengestützte Matrix, in welche zahlreiche Pelecypodenklappen, von Austern bewachsene Nerineenreste, ästige Korallenbruchstücke sowie klastische Serpelkolonien eingebettet sind.

Lituoliden-Echinodermen-Bioklast-RS (MF-Typ 6d) bilden von Meter 56,1 - 57,5 den Profilabschluß von Geländepunkt 8. Die bioklastreiche Faziesseinheit wird von Echinodermenresten (Trochiten, Seeigelstacheln) dominiert, die wie *Neuropora* sp. auf der Gesteinsoberfläche weiß hervorwittern. Microsolenide sowie Korallen mit plocoider Kelchanordnung zeigen zusammen mit Bioklasten partienweise eine randliche Mikritisierung. Mikroorganismen bleiben aufgrund des hohen Anteils an grobem Organismenschutt auf die Zwickelbereiche beschränkt und sind entsprechend unauffällig. Sie werden durch Foraminiferen und seltene, jedoch gut erhaltene Dasycladaceen (*Cylindroporella arabica*) (Tafel 5/Abb. 7) repräsentiert. Noch treten vereinzelt mikritonkoidische Komponenten auf, welche jedoch ausgesprochen dünne Cortices besitzen.

Aufschlußpunkt 9: (Abb. 33g)

Ungefähr 50 m nordnordöstlich von Aufschlußpunkt 8 setzt sich die Gesamtabfolge mit einer Profilüberlappung von 4,5 m als Geländepunkt 9 fort. Zu Korrelationszwecken bot sich die lateral durchhaltende und durch Echinodermen bestimmte, oberste Rudstonebank von Aufschlußpunkt 8 an. Das nahezu lückenlos aufgeschlossene Teilprofil besitzt eine Mächtigkeit von 18,5 m und markiert das Ende der oxfordischen Gesamtabfolge.

Meter 53,2 - 58,6:

Die basalen 5,5 m dieser Schichtfolge zeichnen sich durch eine Wechselschichtung von Korallen-Bioklast-FS/BS (MF-Typ 9a), lituolidenführenden Onkoid-Bioklast-WS/PS (MF-Typ 6f) und echinodermendominierten RS (MF-Typ 6d) aus. Korallenreiche Schuttkalke weisen Bankmächtigkeiten von 1,5 m an der Basis dieses Teilprofils und 0,8 m bei Meter 58,2 auf. Sie enthalten neben Korallenbruchstücken (*Calamophylliopsis stockesi*, *Pseudocoenopsis jurassica*, *Actinaraea granulata*, *Actinastrea* sp. und *Thamasteria moreauana*) zerbrochene Äste von *Milleporidium* sp. sowie pharetronide Kalkschwämme. Austernklappen können in mehreren Generationen übereinander aufgewachsen sein. Zusätzliche Organismenfragmente weisen bisweilen einen Serpelnbewuchs auf oder werden selten von *Vinelloidea* inkrustiert.

Ein gebankter, 0,7 m mächtiger Boundstone (Bafflestone)-Horizont (MF-Typ 9a) enthält ab Profilmeter 55,5 bis zu 10 cm hohe Kolonien von *Microsolena* sp. mit einer pseudoramosen Wuchsform und deutlich sichtbarer Wachstumsbänderung (Tafel 11/Abb. 6). Zwischen den, durch lithophage Muscheln angebohrten, teilweise durch Serpeln bewachsenen und parallel aufstrebenden Korallenästen ist mittelgrauer Kalkschlamm abgelagert und zeigt, wie auch in mikriterfüllten Bohrspuren, korrekt orientierte Geopetalgefüge. Die auf der Gesteinsoberfläche hervorwitternden Korallenquerschnitte sind besonders deutlich auf Schichtunterseiten zu beobachten.

Onkoidische Wacke- bis Packstones (MF-Typ 6f) sind den koralligen Ablagerungen zwischen Meter 54,3 und 55,5 eingeschaltet und führen, abgesehen von spongiostromaten Onkoiden, zahlreiche Echinodermenreste (Seeigelstacheln, seltener Crinoiden-Stielglieder). Die Onkoide besitzen einen bioklastischen Kern und zum Teil ausgesprochen dünne Mikritrinden, die mitunter nur einseitig auf den Organismenhartteilen aufgewachsen sind.

1,7 m mächtige Lituoliden/Loftusiiden-Echinodermen-Bioklast-RS (MF-Typ 6d), welche von Profilmeter 55,1 bis 56,8 ebenfalls korallenreiche Sedimenttypen voneinander trennen, stellen den bereits erwähnten Korrelationshorizont zur Topbank des Profils von Aufschlußpunkt 8 dar. Der Bioklastkalk besitzt eine bräunliche Bruchfläche und zeichnet sich neben Echinodermenschutt durch eine Vielzahl an unterschiedlichen, teilweise angebohrten Organismenresten aus, darunter zahlreiche Kalkschwämme, *Neuropora* sp., Austern- und Pelecypodenklappen sowie kleinstückige Reste von microsoleniden Korallen und *Cayeuxia* sp..

Profilmeter 61,2 - 68,5 wird durch Marinellenkalke von MF-Typ 8a und 8b bestimmt, welche an der Basis bankweise fazielle Mischtypen mit Lituoliden/Loftusiiden-Pelecypoden-Bioklast-PS (MF-Typ 6a) bilden. Im unteren Teil dieses Profilssegments überwiegen *Marinella*-Onkoid-Bioklast-PS/RS, wohingegen der obere Abschnitt durch *Marinella*-Ooid-Bioklast-RS geprägt ist. Zahlreiche und vollständig überlieferte Rotalgenthalli erreichen in rein onkolithischen Faziesseinheiten Durchmesser zwischen 6,5 und 14 mm. Sie sind oftmals von *Cayeuxia* sp. sowie *Solenopora cayeuxiformis* besiedelt und von einer mikritischen Onkoidkruste umgeben. *Cayeuxia* kann am Aufbau der onkoidischen Rinden beteiligt und für die Ausbildung porostomater Cortexanteile verantwortlich sein. Innerhalb der Marinellen-Onkolithe treten zwischen Meter 59,5 und 60,7 thrombolithische Mikrobenklasten auf, welche von *Tubiphytes morronensis* besiedelt sind und ihrerseits lithistide Schwammreste überwachsen. Mit diesen Organismenresten sind zum Teil agglutinierende Röhren von *Terebella* vergesellschaftet.



In der oberen Hälfte dieses Profilabschnitts (*Marinella*-Ooid-Bioklast-RS) verschwinden die onkoidischen Komponenten zugunsten von 0,25 bis 0,5 mm großen, radialstrahligen und superfiziellen Ooiden sowie Peloiden. *Marinella* tritt auch hier nahezu in gesteinsbildender Häufigkeit, jedoch zumeist als aufgearbeitete Klaster auf.

In den abschließenden 3,1 Profilmeter (Meter 68,5 - 71,6) nimmt der Anteil an *Marinella* und *Cayeuxia* rasch ab, wohingegen spongiostromate Onkoide und lituolide Foraminiferen (z.B. *Ammobaculites*) erneut an Bedeutung gewinnen und zur Ausbildung von Onkoid-Bioklast-FS (MF-Typ 6f) führen. Der Gehalt an unterschiedlichen makrofossilen Fragmenten bleibt mit zahlreichen, zum Teil randlich erodierten Serpeln, stark rekristallisierten Korallen, Echinodermen sowie Austern, Gastropoden und Terebrateln weiterhin hoch. Oberhalb der letzten Bank setzt die mergelige Sedimentation des Kimmeridgiums ein (Alcobaça-Schichten), welche durch Baumwiesen und Felder markiert ist.

#### *Aufschlußpunkt 10: (Abb. 33h)*

Um die laterale Entwicklung des faziesvariablen Topbereichs der Gesamtabfolge des Oxfordiums im Gebiet von Casal de Vale de Ventos zu erfassen, wurde in einem weiteren Teilprofil der oberste Profilabschnitt an anderer Stelle erneut bearbeitet. Dieses Teilprofil liegt ungefähr 850 m südsüdwestlich von Geländepunkt 9 am Westrand der Ortschaft Carvalhal und erstreckt sich auf einem unbebauten Privatgelände nach WNW (Abb. 6).

Die Aufschlußverhältnisse an der Profilbasis und am Top sind gut, im mittleren Profiltail mit einigen Schichtlücken nur als ausreichend zu bewerten. Die Gesamtmächtigkeit der aus dezimetermächtigen Bänken bestehenden Abfolge beträgt 25,6 m. Sie beginnt mit einem 0,5 m mächtigen, onkolithischen Horizont von MF-Typ 6f (Onkoid-Bioklast-FS). Das unauffällige bioklastische Material ist mikritonkoidisch umkrustet, wobei die Onkoidcortices bisweilen peloidal strukturiert erscheinen.

Daran schließen sich von Profilmeter 0,5 - 8,3 marinellenreiche Faziesseinheiten an, die zunächst als *Marinella*-Ooid-Bioklast-PS/RS (MF-Typ 8b) entwickelt sind. In diesen sind *Marinella* und radialstrahlige, 0,3 bis 1,0 mm große Ooide mit einigen Aggregatkörnern und zahlreichen Cortoiden vergesellschaftet. Letztere lassen sich aufgrund des fortgeschrittenen Mikritisierungsgrads von Bioklasten nur undeutlich gegen Intraklasten abgrenzen. Konvex/konkave Kornkontakte zwischen benachbarten Ooiden deuten auf Kompaktionsereignisse nach der Lithifizierung hin.

Im Hangenden darüber folgen mit einer Mächtigkeit von 4,5 m bis Profilmeter 8,3 *Marinella*-Onkoid-Bioklast-RS (MF-Typ 8a). Sie fallen durch die Größe ihrer Komponenten sowie durch die Diversität zum Teil inkrustierender Mikrofossilien auf. So sind vor allem *Lithocodium aggregatum* und *Cayeuxia piae*, untergeordnet auch *Thaumatoporella parvovesiculifera* am Aufbau von Onkoidrinden um Bioklasten beteiligt (Tafel 8/Abb. 6; Tafel 10/Abb. 1). Diese Onkoide besitzen eine Größe von 1,6 bis 2,6 cm und eine stärker zerlappte Oberfläche, als die ebenfalls weitverbreiteten Mikritonkoide. *Marinella lugeoni* tritt als zum Teil angebohrte, bioklastische und biomorphe Komponente mit Thalli-Durchmesser von bis zu 14 mm auf. Sie ist entweder onkoidisch umkrustet oder in den Lagenbau der Cortices integriert und bildet zusammen mit *Cayeuxia*, *Lithocodium aggregatum* (oft mit *Troglotella incrustans*) sowie vereinzelt nubeculariiden Foraminiferen auffällige Inkrustationen. Die bioklastische Makrofauna ist in den Zwickeln zwischen Marinellen und Onkoiden erhalten.

Nach einem durch Lituoliden/Loftusiiden-Gastropoden-Bioklast-WS (MF-Typ 6c) geprägten Bankbereich, welcher sich von Meter 8,3 - 10,3 erstreckt und durch eine Schichtlücke beendet wird, stehen erneut Karbonate mit einem Rudstonegefüge an (Profilmeter 11,5 - 14,6). Sie werden im wesentlichen durch einen hohen Echinodermen (Seeigelstachel)-Gehalt und durch zahlreiche Kalkschwämme sowie *Neuropora* sp. bestimmt. Die völlig

rekristallisierten Korallenreste sind zumeist kleinstückig zerschlagen und kaum zu erkennen. Lediglich durch Karbonatschlamm markierte Bohrspuren geben einen schwachen Hinweis auf den ursprünglich angebohrten Organismus.

Darüber folgen von Meter 14,6 - 15,8 Lituoliden-Onkoid-Bioklast-WS/PS (MF-Typ 6f), die von bioklastischen Komponenten dominiert werden. Die spongiostromaten Onkoide weisen einen nur sehr dünnen, zum Teil superfiziellen Cortex auf, welcher manchmal eine einseitige Verdickung zeigt.

Das Ende des Profils von Meter 17,0 - 25,5 wird wiederholt durch Marinellenkalke, hauptsächlich Pack- bis Rudstones von Faziestyp 8a bestimmt. Während sich *Marinella*-Onkoid-Bioklast-Kalke der Profilbasis durch *Lithocodium-Cayeuxia*-Onkoide auszeichnen, dominieren in den obersten Abschnitten ausschließlich Mikritonkoide, denen *Marinella lugeoni* aufgewachsen sein kann und die *Cayeuxia* sowie *Marinella* als Kern enthalten. An der Basis (ungefähr Profilmeter 17,5) und im mittleren Abschnitt (~ 21,5 m) dieses Profilabschnitts vermittelt zahlreicher Korallenschutt (v.a. *Microsolena* sp., cf. *Synastrea dubia*, cf. *Calamophylliopsis*, dendroide Stylinide) und Stromatoporenreste zu Faziestyp 9a (Korallen-Bioklast-FS). Die partiell angebohrten Organismen sind onkoidisch umkrustet und zum Teil von Kalkschwämmen besiedelt. In Marinellenkalken mit einem hohen Anteil an Korallenfragmenten scheinen dabei *Cayeuxia* und *Solenopora cayeuxiformis* in größerer Menge vertreten zu sein. Auf der Gesteinsoberfläche hervorwitternde Nerineen-Gehäuse bleiben auf den zentralen Bereich des Profilabschnitts beschränkt.

Die das Profil abschließende Bank mißt 0,7 m und wird durch *Marinella*-Ooid-Bioklast-PS/GS gebildet. Die sphärischen bis leicht ellipsoiden Ooide sind mit einem Durchmesser von 0,3 bis 0,45 mm vorzufinden und entweder als Normaloide entwickelt oder mit einer nur superfiziellen Rinde versehen. *Marinella lugeoni* ist lediglich als abgerollter Aufarbeitungsklast erhalten, wobei einzelne ihrer Fragmente von *Solenopora cayeuxiformis* besiedelt werden.

Das Profilende liegt am Rand eines kleinen Nadelwäldchens, welches die Grenze zu den mergeligen Alcoaça-Schichten des Kimmeridgiums maskiert.

### 3.2.5 Profile Montelo

Die Profile Montelo liegen nördlich des Bergrückens der Serra de Aire auf dem Plateau von Fátima. Sie werden aus südlicher Richtung von Minde über die Landstraße 360 angefahren. Die Basis der Gesamtabfolge liegt 2,5 km südöstlich von Fátima an einer asphaltierten Straße zwischen Currais und Montelo (Abb. 7). Die Grenze zwischen den Karbonaten des Mitteljura und den oberjurassischen Serien quert die Straße ungefähr 400 m hinter Currais.

Die einzelnen Teilprofile (Montelo I, II, III) lassen sich auch hier zu einem längeren Gesamtprofil zusammensetzen (vgl. Profile Casal de Vale de Ventos), welches mit den Vale Verde-Schichten beginnt. Die basalen *Pholadomya protei*-Schichten zeigen sich erst in den höheren Abschnitten der Teilprofile II und III. Die Schichten streichen in sämtlichen Teilprofilen mit 138° NW/SE und Fallen konstant mit 10 - 10,5° nach Nordosten ein.

#### Profil Montelo I

Die oberjurassische Schichtfolge setzt erneut über der beckenweiten Schichtlücke ein, ungefähr 10 - 15 m rechts der Straße, in der Nähe eines Hochspannungsmastes. Etwa ab der Überlandleitung verläuft dieses Teilprofil in nordöstliche Richtung bis zum Ortskern von Montelo. Die Aufschlußverhältnisse sind an der Basis und am Top lückenhaft, wohingegen der zum Teil auf privaten Grundstücken anstehende zentrale Profilabschnitt etwas besser aufgeschlossen ist (vgl. Abb. 34a, b).

### Meter 0 - 8,9:

Der Mittel-/Oberjura-Grenzbereich ist aufgrund eines drastischen Fazieswechsels und dem damit verbundenen Farbumschlag des Bodens von hellgrau nach rötlich-braun leicht auffindbar. So werden helle oolithische Bioklast-Kalke des oberen Calloviums (vgl. RUGET-PERROT 1961) durch 8,9 m mächtige, eisenreiche und tonig-mergelige Fazieseinheiten von MF-Typ 1c überlagert. Diese erzeugen ebene Geländemorphologien und bleiben unter einer landwirtschaftlich genutzten Fläche verborgen. Auf den Ackerflächen sind zahlreiche Bohnerze und traubig-nierige, nicht-karbonatische Eisenkonkretionen angereichert. Innerhalb dieser distal-alluvialen Folge bilden bei Meter 5 und von Meter 5,7 - 6,7 dezimetermächtige Karbonateinschaltungen eine deutliche Geländerippe. Die Basislage ist hierbei mit Ostrakoden, Charophyten-Stielen und hohem goethitischem Anteil in der Prägung von Faziestyp 2a (eisenreiche Wackestones) entwickelt. Der obere Bankbereich zeigt an der durch „Black Pebbles“ und Lithoklasten gefleckten Basis kalkmergelige Floatstones (MF-Typ 2d) mit planspiralen Gastropodengehäusen, kleinen Schrumpfporen und circumgranularen Rissen. Der obere Teil stellt tempestitische Packstones von MF-Typ 4a (Lituoliden-Charophyten-Bioklast-PS) dar, in welchen sich marine (lituoliden Foraminiferen, Nerineenbruchstücke) mit limnischen Einflüssen (desintegriertes Carophytenmaterial) vermischen. Die einzelnen Bioklasten sind zum Teil von einer dünnen pyritischen Hülle umgeben, welche oftmals aufoxidiert ist.

Profilmeter 8,9 - 21,1 ist durch eine lückenhafte Wechselschichtung von Ostrakoden-Charophyten-PS (MF-Typ 3b) und „Black Pebble“-Lithoklast-WS/FS (MF-Typ 2d) gekennzeichnet. Eine untere Aufschlußlücke dieses Profilstücks mißt 3,7 m und läßt aufgrund von kleineren Äckern erneut auf inkompetente Schichten schließen. Die obere Lücke wird durch die Querstraße zwischen Montelo und Casa Velha verursacht (vgl. Abb. 7). In den schwach kalkmergeligen Einheiten von Faziestyp 2d, welche vor allem den oberen Bereich dieses Abschnitts dominieren, sind „Black Pebbles“ und Lithoklasten oftmals in vertikal orientierten, sich nach unten verjüngenden Wurzelspuren angereichert („Pseudomikrokarst“) (Tafel 1/Abb. 3). Sind diese Komponenten in der grauen mikritischen Matrix verteilt, so werden sie von feinen circumgranularen Risse umgeben. Die Gesteine von MF-Typ 3b (Ostrakoden-Characeen-PS) äußern sich mit Ostrakoden, Oogonien und Charophyten als offen-lakustrine Einheit, die mit dendrolithischen und einzelnen halbonkoidischen Mikrobenklasten bereits auf lakustrine Cyanophyceen-FS/RS (MF-Typ 3a) im Hangenden hindeuten.

So bestimmen randlich-lakustrine Cyanophyceen-FS/BS von Sedimenttyp 3a das folgende, von Meter 21,1 - 34,2 reichende Profilstück. Der Tonanteil der bis zu 0,5 m mächtigen Schichten kann abschnittsweise variieren und ist für ihre jeweilige Verwitterungsform verantwortlich. Kalkmergelige Bereiche wittern hierbei knollig-flach zurück, wohingegen reine Karbonate eine gute Bankung aufweisen und als Schichtrippen hervortreten. Die Cyanobakterien dieses Sedimenttyps bilden entweder bäumchenartige dendrolithische Strukturen aus oder bauen einen irregulären und peloidal strukturierten (thrombolithischen) Onkoidcortex auf. Mehrheitlich liegen die unterschiedlich orientierten Dendrolithe als Bioklasten vor. Aus ihnen dürften die bräunlichen Peloiden hervorgegangen sein, welche sich bisweilen in der Gesteinsmatrix anreichern. Sind die Mikrobenlagen erhalten (z.B. bei 27 m), so können im Bereich der organogen gebildeten Krusten oftmals irreguläre Fensterstrukturen nachgewiesen werden, in denen ein klarer Sparit auskristallisiert ist. Abgesehen von den bisweilen gesteinsbildenden Cyanophyceen sind kaum Begleitorganismen vorzufinden.

Der sich daran anschließende Profilstück von Meter 34,2 - 44,1 ist sowohl durch Rudstones von MF-Typ 3a mit Süßwasseronkoiden als auch durch Pisolithe (MF-Typ 2c) gekennzeichnet. An der Basis und am Top ist eine Kombination aus beiden Fazieseinheiten verwirklicht, indem auf und zum Teil auch innerhalb der thrombolithisch-peloidalen Onkoidrinden ein dünner pisoidischer Zementsaum verläuft. Im oberen Teil der Abfolge sind die

pisoidisch umkrusteten Onkoide bevorzugt in planaren Schrägschichtungseinheiten angeordnet. Sie erzeugen mit durchschnittlichen Komponentendurchmessern von 14,2 mm, bei Maximalwerten um 29 mm im allgemeinen ein Rudstone-Gefüge (Tafel 1/Abb. 6). In den Onkoidcortices sind parallel zur Oberfläche ausgerichtete Fenster zu erkennen. Der Onkoidkern erscheint wie die Cortices zumeist peloidal-thrombolithisch strukturiert.

Reine Pisolithe finden sich mit 2,3 m Mächtigkeit von Meter 39,7 bis 42,0. Die ebenfalls leicht planar schräggeschichteten Komponenten mit 0,3 bis knapp 2 mm Größe bilden ein Grainstonegefüge (Tafel 1/Abb. 7) und zeigen konvex-konkave Kornkontakte mit Mikrostylolithen („pitting marks“).

Nach einer Aufschlußlücke von 2,0 m setzt sich das Teilprofil von Montelo I von Meter 44,1 - 66,8 (Profilende) erneut mit Wackestones von Faziestyp 3b fort. In den meist flach zurückwitternden Ostrakoden-Charophyten-WS ist noch zahlreiches, aufgearbeitetes Mikrobenmaterial vorzufinden.

Am Aufbau der das Teilprofil abschließenden, 0,6 m mächtigen Kalkmergelbank mit glattschaligen Ostrakoden, turbiniformen Gastropoden vom Typ *Viviparus* und planspirale Pulmonaten (Typ *Gyraulus*) tragen zusätzlich kleine „Black Pebbles“, helle Lithoklasten sowie 8 mm lange Lignitstückchen bei, die lokal ein Packstone-Gefüge erzeugen und zu Palustrinkalken von Faziesseinheit 2d vermitteln. Eine von Profilmeter 51,5 bis 63,9 reichende Aufschlußlücke zergliedert den oberen Profilmeter und ist auf die starke Zersiedlung in diesem Bereich zurückzuführen.

#### Profil Montelo II

Das zweite Teilprofil in der Nähe von Montelo stellt die stratigraphische Fortsetzung zur Abfolge von Montelo I dar (Abb. 35a - d), bleibt jedoch von dieser durch eine unbestimmbare Aufschlußlücke getrennt. Es beginnt ca. 50 m nordöstlich der Kirche an der Querstraße zwischen Amoreira und Montelo (Abb. 7). Die Aufschlußverhältnisse der basalen 70 m sind trotz einiger Lücken, relativ gut, verschlechtern sich jedoch zunehmend bis zum Ende des Teilprofils.

An der Basis dieser Profilaufolge zeigen sich von Meter 0 - 2,5 letztmalig offen-lakustrine Karbonate von Faziestyp 3b mit massenhaft vertretenen Charophyten-Bruchstücken und deutlichen Bioturbationsspuren.

Daran schließen sich im Hangenden von Profilmeter 2,5 - 22,2 Ostrakoden-Gastropoden-WS/PS (MF-Typ 4c) an, in die sich in größeren Abständen 0,8 bis 1,0 m mächtige Horizonte von Faziestyp 5c (Mikrobenklasten-Ostrakoden-Peloid-WS/PS), von 21,7 bis 22,2 m auch fossilarme, peloidale Stromatolith-Lagen von MF-Typ 5a einschalten. Die gastropodendominierte Faziesseinheit zeigt, neben teilweise massenhaft auftretenden glattschaligen Ostrakoden, turbiniforme Schneckengehäuse vom *Cerithium*-Typus und zusätzlich Characeen- sowie Mikrobenklasten. Etwa bei Profilmeter 15 unterbrechen 1,4 m mächtige „Black Pebble“-Lithoklast-FS (MF-Typ 2d) diese Schichtfolge. In ihnen überwiegen kantengerundete Intraklasten, welche eine wesentlich hellere Färbung als die mittelgraue Gesteinsmatrix aufweisen. Schwarze und helle Gerölle besitzen einen Durchmesser von 1,0 bis 5,0 mm. Erstmalig läßt sich in diesem Arbeitsgebiet *Heteroporella lusitanica* bei 16,8 m innerhalb einer dünnen Lage mit restrikt mariner Prägung nachweisen.

Unmittelbar im Hangenden eines weiteren stromatolithischen Horizonts folgen von Meter 22,2 - 25,5 Wackestones von MF-Typ 4e, in welchen *Koskinobullina socialis* in dünnen Lagen zwischen den von ostrakodendominierten Gesteinspartien angereichert ist. Nach oben hin gehen die Kalke in Kalkmergel mit rauher Bruchfläche über, in denen sich Grabgänge finden, welche Schrumpfrisse in Form gangparalleler und zum Teil eisenimprägnierter Spalten aufzeigen.

Die Schichtfolge setzt sich von Profilmeter 26,4 - 41,9 nach einer kleinen Aufschlußlücke hauptsächlich mit peritidalen Karbonaten von Faziestyp 5c fort. In den Packstones sind zahlreich auftretende Ostrakoden, Mikrobenklasten und deren peloidalen Zerfallsprodukte sowie einzelne, stark skulpturierte und bisweilen kompaktierte Oogonien in getrennten Lagen angereichert. Durch den lagig-alternierenden Organismenwechsel erhält das Gestein, vor allem in den unteren 10 m dieser Profileinheit, ein parallellaminiertes, mitunter goethitisch markiertes Gefüge. Je nach Anteil der eingeschlossenen organischen Substanz macht sich beim Anschlagen der an der Basis noch mergeligen Karbonate ein intensiver bituminöser Geruch bemerkbar. In den hellen Kalken sorgen bis zu 3 mm große Kohleschmitzen für eine schwache Pigmentierung der Gesteinsoberfläche.

*Heteroporella*-führende Wackestones von Sedimenttyp 4f schalten sich von Meter 30,0 bis 31,4 in die durch Peritidalite geprägte Abfolge. Sie werden von ausgesprochen dünnen Stromatolith-Lagen (MF-Typ 5a) sowohl unter als auch überlagert. In einer weiteren Einschaltung bei Profilmeter 36,3 (Ostrakoden-Pelecypoden-WS) machen sich erste Einflüsse eines vorgelagerten, vollmarinen Lebensraum durch einzelne Echinodermenfragmente, Pelecypoden-Bruchstücke vom Typ *Arcomytilus* und einzelnen lituoliden Foraminiferen bemerkbar.

Invers gradierte „Black Pebble“-Lithoklast-PS/FS entwickeln sich mit fließendem Übergang von Meter 41,9 - 43,7 aus Mikrobenklasten-Ostrakoden-Peloid-PS (MF-Typ 5c). So zeigen die Packstones an der Basis mit zahlreichen Ostrakoden und klastischem Mikrobenmaterial anfänglich deutliche Affinitäten zu Faziesseinheiten im Liegenden. Pisoidische Komponenten, welche durch einen Meniskenzement verbunden sind, deuten zusammen mit schwarzen Geröllen außerdem auf die Heraushebung des Ablagerungsraums in den subaerischen Bereich hin. In den Floatstones darüber nimmt der Gehalt an und die Korngröße (< 2 cm) von „Black Pebbles“ sowie Lithoklasten deutlich zu, wohingegen der Fossilanteil abnimmt (Ostrakoden, Mikrobenklasten).

Der sich daran anschließende Profilabschnitt von Meter 43,7 - 91,3 wird wiederholt von Karbonaten aus Fazieszone 5 (Peritidalite) aufgebaut, wobei die Schichtfolge von Meter 69,2 bis 79,8 aufgrund von bewirtschafteten Flächen (Weinbau) nicht aufgeschlossen ist. Den größten Faziesanteil besitzen erneut Mikrobenklasten-Ostrakoden-Peloid-Wackestones, etwas seltener Packstones (MF-Typ 5c) mit zum Teil inkrustierenden Cyanophyceen-Büschel. Die Schichtfolge wird vor allem im unteren Abschnitt von Profilmeter 50,4 bis 69,2 durch zahlreiche, 0,2 bis 0,6 m mächtige peloidale Stromatolithe im Übergang zu lagigen Thromboliten von MF-Typ 5a sowie durch einzelne Fensterkalk-Horizonte (MF-Typ 5b) untergliedert. In den partiell durch Bioturbation zerstörten Lagenbau der Stromatolithe sind oftmals sehr große Mengen an Ostrakodengehäusen eingelagert. Unzerstörte Laminite können mit Bioklasthorizonten alternieren, in denen aufgearbeitete Scherben von verhärteten Mikrobenmatten in unterschiedlicher Orientierung auftreten. Die in diesem Profilabschnitt zu erwartenden Fensterkalke von MF-Typ 5b (vgl. Profile Vale Verde I, II; Casal de Vale de Ventos I) sind nur von Profilmeter 50,4 bis 52,2 und von 88,2 bis 88,8 deutlich ausgebildet. Die sparitisch zementierten Fensterstrukturen besitzen einen unregelmäßigen Umriß und erzeugen ein LF-B-Gefüge. Innerhalb der Hohlraumstrukturen ist ein feinkörniges Internsediment für die Ausbildung von fossilen Wasserwaagen verantwortlich. Die einzelnen Fensterlagen können im Handstückbereich oftmals mit zum Teil peloidal aufgelösten Mikrobenmatten wechsellagern.

Nur sehr untergeordnet schalten sich in diesen durch Gezeitensedimente geprägten Profilabschnitt Ablagerungen aus Fazieszone 4 ein, möglicherweise in Form von dünnen Sturmlagen. So handelt es sich hierbei von 65,7 bis 66,5 m um Lituoliden-Ostrakoden-Peloid-FS (MF-Typ 4b), in denen lituolide Foraminiferen, Ostrakoden, Echinodermenresten Austernklappen und cf. *Modiolus imbricatus* sowie einzelne Fragmente von *Heteroporella lusitanica* und bis zu 1,1 mm durchmessende Exemplare von *Favreina prusensis* das Fossil- und Komponentenspektrum aufweiten. Zwei weitere, rasch aufeinanderfolgende Horizonte gleicher fazieller Prägung

zeigen sich ungefähr bei Profilmeter 85,0. Die untere Schicht besitzt aufgrund von 1,5 cm großen Aufarbeitungsklasten ein Float- bis Rudstonegefüge, während in der oberen Lage mit der Abnahme an großen Lithoklasten eine Korngrößenabnahme einhergeht (Pack- bis Grainstones). In beiden Einschaltungen treten benthische Foraminiferen, erstmalig auch *Alveosepta jaccardi*, in großer Menge auf. Wie in der Profilabfolge von Casal de Vale de Ventos, finden sich auch hier auffällig grobporige Exemplare von „Cayeuxiiden“ (Tafel 3/Abb. 4), welche in einer von Peloiden und einzelnen superfiziellen Ooide bestimmten Gesteinsmatrix auftreten.

Den Abschluß der Vale Verde-Schichten beziehungsweise der palustrinen, lakustrinen, eingeschränkt randmarinen und peritidalen Faziesentwicklung bilden zwischen Meter 91,3 und 93,1 noch einmal bioturbirte Lituoliden-Ostrakoden-Peloid-PS (MF-Typ 4b). Das durch *Alveosepta jaccardi*, auffallend viele biserialer Textulariide und Ostrakoden dominierte Faunenspektrum wird durch vereinzelt Nerineen sowie zahlreiche Gastropoden erweitert und leitet von randmarin/peritidalen Einheiten im Liegenden zur vollmarinen Abfolge im Hangenden über.

Mit dem Profilabschnitt von Meter 93,1 - 96,6 setzt eine offen-marine lagunäre Sedimentation mit an der Basis kalkmergeligen Wackestones von Faziestyp 6a (alveoseptenreicher Lituoliden/Loftusiiden-Pelecypoden-Bioklast-WS) ein. Durch einen dichten Bewuchs von Strauchwerk sowie aufgeschichteten Steinmauern, sind diese nur ungenügend aufgeschlossen und schwer zugänglich.

Im Hangenden darüber bestimmen extrem hell verwitternde Lituoliden-Gastropoden-Bioklast-WS/PS von Profilmeter 96,6 - 111,5 die mikrofazielle Entwicklung. *Nerinea* bildet das auffälligste Fossil in diesem Profilstück und tritt in neomorpher Schalenerhaltung auf Schichtflächen hervor. Eine bevorzugte Einregelungsrichtung der Gehäuse kann nicht festgestellt werden. Während weitere Makrofossilien mengenmäßig in den Hintergrund treten (z.B. angebohrte Austernklappen), zeigt sich zwischen den bis zu 9 cm langen und 4 cm durchmessenden Nerineenschalen eine relativ reiche Mikrofauna und -flora mit Lituoliden (z.B. *Ammobaculites*), Bryozoen, Dasycladaceen (z.B. *Acicularia* sp. 2), *Cayeuxia* und Schwammnadeln (Rhaxen, tetraxone Skleren).

Nachdem in den abschließenden 2,75 m dieses Abschnitts der Gehalt an Austernklappen stark zunimmt, dominieren diese zusammen mit ästig-dendroiden (*Stylosmilia michelini*) sowie massigen (*Actinaraea* sp.) Korallenbruchstücken den folgenden, von Meter 111,5 - 115,0 reichenden Bankbereich. Gleichzeitig werden Nerineengehäuse kleiner und seltener, treten jedoch weiterhin deutlich in Erscheinung. Im Gegensatz zum vorherigen, allein durch Gastropoden bestimmten Profilbereich, sind in diesen nerineenführenden Korallen-Austern-Bioklast-FS (MF-Typ 9b) makrofaunale Elemente auf Kosten der Mikroorganismen stark angereichert. Es tritt zu einem Großteil neben den bereits erwähnten Austern- und Korallenfragmenten sowie Nerineengehäusen, Pelecypoden vom *Plagiostoma*-Typus, 10 - 12 cm große Trichitesklappen und Seeigelstacheln auf den Schichtflächen hervor. Die Korallenäste von *Stylosmilia michelini* sind selten durch lithophage Muscheln angebohrt und können einen Bewuchs von Austern und Serpuliden aufweisen. Offene Grabgänge sind, sofern erkennbar, durch Pelloide (Koprolithen?), Lituolide sowie rekristallisierte Bioklasten verfüllt.

Nach einer anfänglichen Aufschlußlücke folgen im Hangenden der Korallenschuttbänke von Meter 116,2 - 123,3 zunächst nerineenreiche Floatstones, welche nach dem abrupten Aussetzen der Nerineenführung in Lituoliden/Loftusiiden-Pelecypoden-Bioklast-MS/WS von MF-Typ 6a übergehen. Hierdurch treten von Austern bewachsene *Trichites*-Klappen stärker in den Vordergrund. Von Serpeln inkrustierte Korallenfragmente sind großflächig durch goethitisches Eisen imprägniert und erscheinen als lokale Eisenkrusten auf der Gesteinsoberfläche.

Das sich daran anschließende Teilprofilende von Meter 123,3 - 157,2 wird zum überwiegenden Großteil von zumeist dünnbankigen und stark bioturbirten Lituoliden/Loftusiiden-Pelecypoden-Bioklast-Kalken von MF-Typ 6b

dominiert. Das an der Basis offene Gesteinsgefüge (Mud- und Wackestones) geht bis zum Zentrum dieses Profilabschnitts in komponentengestützte Packstones über, um zum Top erneut in matrixgestützt Biomikrite umzuschlagen. Die makrofossile Vielfalt ist mit *Trichites* (Länge: 18 cm), Austern und vereinzelt heterodonten Pelecypoden gering. Wesentlich auffälliger sind die durch Bioturbation hervorgerufene Fleckung des im allgemeinen sehr hellen Gesteins, die inhomogene Komponentenverteilung und der hohe Anteil an verschiedenen Koprolithen (cf. *Palaxius palataensis*, *Favreina* cf. *prusensis*, *Petalina hexalunulata*), welche sich zusammen mit lituoliden und loftusiiden Foraminiferen im Bereich von Grabgängen konzentrieren. An organisches Material und an Grabspuren gebundene Eisenverbindungen sorgen bereichsweise für eine rote Punktierung der Gesteinsoberfläche. Die direkt daran angrenzende Matrix erscheint dabei stärker ausgebleicht.

In die untere Hälfte der homogenen Schichtfolge schalten sich geringmächtige Korallenkalke aus Fazieszone 9, Fensterkalke von Sedimenttyp 5b sowie vereinzelt gastropodenreiche Lagen (MF-Typ 6c) mit *Soelonopora cayeuxiformis* und *Koskinobullina socialis* und Dasycladaceen ein.

Korallenreiche Faziesseinheiten stehen in Form zweier rasch aufeinanderfolgender Horizonte an. Der untere, als Floatstone von MF-Typ 9b entwickelte, wird von *Calamophylliopsis flabellum*, zweiklappig überlieferten *Trichites*-Exemplaren sowie Austernartigen bestimmt. Von Schwächezonen des zerrütteten Gesteins ausgehend, ist die Matrix partienweise rötlich-braun gefärbt. Der obere Korallenhorizont steht mit scheinbar verstürzten Bafflestone-Blöcken von MF-Typ 9a (Korallen-(Bioklast)-BS) innerhalb eines lückenhaft aufgeschlossenen Bereichs an, läßt sich jedoch trotzdem in seiner lateralen Erstreckung über größere Entfernung verfolgen. Auf der Gesteinsoberfläche wintern relativ engstehende Korallenkolonien von *Stylosmilia michelini* und von *Pseudocoenia* sp. heraus (Tafel 11/Abb. 5). Selten sind die Coralla durch lithophage Muscheln angebohrt, häufig jedoch von inkrustierenden Organismen besiedelt (Austern, Serpeln). Vor allem Austern besitzen zum Teil einen unregelmäßigen Umriß, da sie während ihres Wachstums lediglich den Platz einnehmen konnten, den die Korallenäste freiließen. Kaum zerbrochene Septen sowie nicht verkippte Geopetalgefüge innerhalb von rekristallisierten Korallenästen (*Stylosmilia*) belegen den autochthonen oder zumindest parautochthonen Charakter der Ablagerungen. Das eingefangene Sediment zwischen den Korallen ist bemerkenswert reich an Koprolithen (cf. *Favreina*).

Laminoide Fensterkalke des höheren Inter- beziehungsweise Supratidals stellen von Profilmeter 133,3 - 134,5 die faziell auffälligste Einschaltung innerhalb der von bioturbirten Biomikriten (MF-Typ 6b) bestimmten Abfolge dar. Die Hohlraumstrukturen sind in eng aufeinanderfolgenden und schichtparallel orientierten Lagen angeordnet und bilden ein LF-A-Gefüge mit Einzelfenstern von 0,8 bis 5,9 mm Länge sowie einer Breite von etwa 0,3 mm. Grabgänge, welche mitunter die Lamination zerstören, enthalten zahlreiche Koprolithen. Auch winzige Trockenrisse zergliedern den Lagenbau und erzeugen zum Teil Tepee-ähnliche Strukturen, indem Sedimentpartien randlich aufgebogen sind. Den Profilabschluß von Montelo II bilden Pelecypoden-Bioklast-FS von MF-Typ 6h. Sie werden im wesentlichen durch deformierte und schlecht erhaltene Exemplare von *Pholadomya* cf. *protei* sowie *Arcomytilus*, *Trichites* und Austernartigen bestimmt.

### Profil Montelo III

Ungefähr 120 m nordöstlich schließt sich mit einer Profilüberschneidung von 10,4 m Profil Montelo III an die vorherige Abfolge (Profil Montelo II) an (Abb. 36). Aufgrund der direkt korrelier- und nachvollziehbaren Überlappung der Schichtfolge, wird die fortlaufende Meterangabe des vorangegangenen Teilprofils weitergeführt (vgl. 35d, 36). Die Abfolge von Montelo III verläuft am nordwestlichen Hang entlang eines kleinen Tals, welches sich nordwestlich von Ortiga bis zu einem größeren, umzäunten und in der amtlichen topographischen Karte

(1:50.000) des Geographischen Katasteramts von Portugal (1972) nicht eingezeichneten Gebäude erstreckt (Abb. 7). Die im allgemeinen guten bis befriedigenden Aufschlußbedingungen werden durch eine künstliche Hangterrassierung beeinträchtigt.

Die Schichtfolge der mit Bankmächtigkeiten zwischen 0,2 und 0,4 relativ dünn entwickelten Karbonate beginnt von Meter 146,8 - 157,2 mit gastropodendominierten Sedimenttypen (MF-Typ 6c), welche nach Südosten mit bioturbirten Lituoliden/Loftusiiden-Pelecypoden-Bioklast-MS/WS (MF-Typ 6b) verzahnen (vgl. Profil Montelo II). Neben zahlreichen kleinwüchsigen Schnecken kann *Nerinea*, vor allem im unteren Teil dieses Abschnitts, auf Schichtflächen hervorwittern. Tritt dieser Gastropode in Erscheinung, so zeigen die Gesteine ein Floatstone-Gefüge in einer von Wackestones dominierten Abfolge. Von den generell bioklastisch vorliegenden Begleitorganismen überwiegen Pelecypoden (Austern, *Arcomytilus*, *Trichites*) und Echinodermenreste (Seeigelstacheln). Im oberen Teil der Schichtfolge schaltet sich eine geringmächtige und pelecypodenreiche Lage von MF-Typ 6h (Pelecypoden-Bioklast-FS) ein, die als Bezugshorizont bei der Korrelation mit der abschließenden Bank von Profil Montelo II dient.

Den Gastropodenkalken folgen von Profilmeter 157,3 - 178,8 Lituoliden/Loftusiiden-Pelecypoden-Bioklast-Kalke (MF-Typ 6a), die zumeist als Wackestones, selten als Packstones und in den höheren Abschnitten vereinzelt als komponentenarme Mudstones entwickelt sind. Die Mächtigkeit der im allgemeinen stark verkarsteten Bänke liegt überwiegend im Dezimeterbereich. Lediglich die abschließenden 2,4 m dieses Profiltails wittern als massige Bank mauerartig hervor. Oftmals verhalten sich lituolide Foraminiferen und Pelecypoden in ihrer Häufigkeit reziprok. Makroskopisch sind nur wenige Fossilien zu erkennen, so daß größere Schalenbruchstücke von Austern und *Trichites* überrepräsentiert erscheinen. Längliche Bioklasten, welche fast ausschließlich von Pelecypoden stammen, können parallel zur Bankung eingeregelt sein. In der Matrix dazwischen verursacht der konstante Anteil an monaxonen Schwammnadeln zahlreiche und dunkle Sparitpunkte. In den obersten Abschnitten sind in geringer Anzahl Pelloide sowie radialstrahlige Ooide vorzufinden. Letztere deuten bereits auf nachfolgende Faziesseinheiten in diesem Teilprofil hin (s.u.).

Die monotone Schichtfolge aus zumeist komponentenarmen Biomikriten wird von verschiedenen Einschaltungen unterbrochen. So stehen von Meter 166,8 bis 169,4 erneut Lituoliden/Loftusiiden-Gastropoden-Bioklast-WS (MF-Typ 6c) an, in deren Verwitterungsschutt vereinzelt cf. *Modiolus* sp. vorzufinden ist. Darüber treten bei Profilmeter 172,3 und 174,0 geringmächtige Floatstone-Lagen von Faziestyp 6h in Erscheinung. Fazieell wesentlich auffälligere Horizonte treten zwischen Profilmeter 161,0 und 162,0 sowie von 175,3 bis 176,8 auf und führen Charophytenstiele in auffällig gutem Erhaltungszustand.

#### Meter 180,5 - 184,3:

Nach einer infolge künstlicher Hangterrassierung bedingten Aufschlußlücke, wird die biomikritische Abfolge von Ooid-Bioklast-PS (MF-Typ 7a) überlagert. Diese weisen eine nur mäßige Verfestigung auf und sanden relativ leicht ab. Bruchstücke dieses Sedimentes sind bereits im Hangschutt der Profilschnitte im Liegenden vorzufinden. Ooide treten zumeist als Normalooide mit deutlich ausgebildetem Cortex auf, selten als Polyooide. Korrodierte Ooide sind, wie Cortooide, ausgesprochen selten. Die hell verwitternden Kalke besitzen einen relativ hohen Anteil an Austernklasten, die eine Größe von bis zu 4 cm erreichen und bisweilen durch *Solenopora cayeuxiformis* und von *Koskinobullina socialis* besiedelt werden. Weitere Makrofossilien sind deutlich kleiner und in eine von Ooiden gebildete Gesteinsmatrix eingebettet. Mit Abnahme des Auswaschungsgrads gehen die Packstones zum Hangenden in Floatstones über. Die radial strukturierten Ooide nehmen zugunsten mikritischer Matrixanteile und größerem Molluskenschutt ab und sind für die texturale Inversion des Gesteinsgefüges verantwortlich (Tafel 5/Abb. 8).



Nachdem im Anschluß daran erneut Wackestones von MF-Typ 6a die fazielle Entwicklung bestimmen, dominieren von Profilmeter 185,8 - 198,1 Pelecypoden-Bioklast-WS/FS (MF-Typ 6h) den Profilabschluß von Montelo III. Das Floatstone-Gefüge ergibt sich aus einem hohen Gehalt an unterschiedlichen Pelecypoden, welche zum Teil in originaler, zum Teil in neomorpher Schalenhaltung auf der Gesteinsoberfläche hervorwittern. Die auffälligsten Formen stammen von *Regulifer beirensis*, *Modiolus imbricatus*, *Arcomytilus morrissi* sowie zum Teil von *Nicaniella (Trautscholdia) supracorallina* und *?Isognomon*. Muscheln, die aus dem Hangschutt geborgen wurden, sind stark angewittert. Von ihnen weist vor allem *Modiolus* oftmals eine Besiedlung von *Nanogyra* sp. a auf. Begleitende Austernklappen und Brachiopodengehäuse hingegen sind mehrheitlich von Serpuliden bewachsen. Im frischen Bruch deuten eine inhomogene Komponentenverteilung, eine fleckige Gesteinsfärbung sowie in Grabgängen angereicherte Koprolithen auf eine intensive Bioturbation hin.

In diese Bankfolge schalten sich bei Meter 190 und 192,7 ebenfalls stark bioturbirte Horizonte von Sedimenttyp 6b (bioturbirte Lituoliden/Loftusiiden-Pelecypoden-Bioklast-WS/FS) mit deutlich höherem Foraminiferenanteil ein. Innerhalb einer größeren Aufschlußlücke findet sich bei Meter 195 eine weitere, 0,5 m mächtige und durch Korallen- sowie Austernschutt charakterisierte Einschaltung von MF-Typ 9b.

Im allgemeinen gestalten sich die abschließenden 7,0 Meter dieses Teilprofils bis zur Straße zwischen Ortiga und Fátima sehr lückenhaft. Der sich zunehmend verflachende Hang ist übersät mit kleinstückigem Verwitterungsschutt mittelgrauer Karbonate, während dazwischen anstehende Schichten lediglich dünnbankig und ohne laterale Konstanz hervorwittern.

### 3.2.6 Profil Fátima

Diese Profilabfolge wurde im Tal des Ribeiro da Alvega zwischen dem Wallfahrtsort bei Fátima und der Gemeinde Atouguia, entlang einer neuen Straße aufgenommen, welche sowohl in der amtlichen topographischen Karte (1:50000) von 1972 als auch in der offiziellen Geologischen Karte Vila Nova de Ourém (27-A) (ZBYSZEWSKI et al. 1974) nicht eingezeichnet ist. Diese gut ausgebaute Fahrstraße zweigt am nordöstlichen Ende der kleinen Gemeinde S. Sebastião von der Landstraße 356 nach Westen ab und folgt zunächst in westliche, anschließend in südsüdwestliche Richtung dem Verlauf des Ribeiro da Alvega. Sie beschreibt unterhalb einer auffälligen Hochspannungsleitung eine Kehre und führt kurvenreich hangaufwärts, um von Nordosten auf die Pilgerstätte (Santuário de Fátima) zu stoßen. Der von mir ermittelte Straßenverlauf ist aus der Darstellung in Abb. 7 auf S. 14 zu entnehmen.

Die Aufschlußverhältnisse der 276,5 m mächtigen Abfolge sind auf die basalen 140 Profilmeter, abgesehen einiger Lücken, hervorragend (Abb. 37a - c), da infolge der Straßenbaumaßnahmen Hangpartien großräumig angeschnitten wurden und die Karbonate noch mit frischen Bruchflächen anzutreffen waren. Flach einfallende Gesteinsschichten (durchschnittliche Streich- und Fallwerte: 126°/9°NE) erleichterten hierbei die Profilaufnahme. Der obere Profilabschnitt (140 - 276,5 m, Abb. 37c - f) verläuft in einiger Entfernung zur Straße entlang des nördlichen Talhangs, an dem aufgrund von Strauch- und Baumbewuchs eine geringere Aufschlußqualität vorherrscht.

Das Profil Fátima (Abb. 37a - f) stellt die stratigraphische Fortsetzung der Entwicklung von Montelo (Abb. 34, 35, 36) dar. Ob sich beide Profile mit einem unbestimmbaren Betrag überlappen oder durch eine Lücke getrennt werden, ist nicht sicher festzustellen. Auffallend ist jedoch die fazielle Übereinstimmung zwischen den obersten Partien von Montelo III und der basalen Schichtfolge von Fátima (vgl. Abb. 36, 37a).

Der stratigraphisch tiefste Punkt (Profilbasis) dieser ausschließlich zu den *Pholadomya protei*-Schichten gehörenden Abfolge liegt an der oben erwähnten Straßenkehre, unterhalb der Überlandleitung. Die Profilaufnahme erfolgt zunächst in nördliche Richtung, straßenaufwärts bis Profilmeter 42,8.

Die Schichtfolge beginnt von Profilmeter 0 - 42,8 mit einer Wechselschichtung aus bioturbirten Lituoliden/Loftusiiden-Pelecypoden-Bioklast-MS/WS (MF-Typ 6b) und Pelecypoden-Bioklast-FS, selten WS (MF-Typ 6h). Die Karbonate sind ausgesprochen gut gebankt und 0,3 bis 0,7 m mächtig, wobei untergeordnet knollige Verwitterungsformen bei 16,3 m sowie von 22,0 bis 24,0 m auftreten. Die Karbonate besitzen im Bereich der Gesteinsoberfläche eine hellgraue, im Bankzentrum hingegen blaugraue Färbung. Die im unteren Teilstück nur wenige Millimeter messenden, durch Kompaktionsvorgänge irregulär deformierten Mergelfugen werden nach oben bis zu 0,5 m mächtig (z.B. Meter 24,0 - 24,5). Diese Fugen lassen sich lateral gut verfolgen und enthalten speckige, tonreiche und rötlich/grünlich gefärbte Mergel. Während die basalen 22,0 Profilmeter von MF-Typ 6b (Lituoliden/Loftusiiden-Pelecypoden-Bioklast-WS) bestimmt werden, nehmen in der Schichtfolge darüber durch Faziestyp 6h geprägte Sedimentite an Mächtigkeit zu.

Die Komponenten in den bioturbirten Lituoliden/Loftusiiden-Pelecypoden-Bioklast-Kalken (MF-Typ 6b) liegen zumeist bruchstückhaft vor. Nur vereinzelt läßt sich *Trichites* in zweiklappiger Erhaltung und mit einer Größe von 5 cm nachweisen. Dieser Pelecypode weist bisweilen einen Bewuchs von calcitschaligen Muscheln auf. Die Organismenreste können im Bereich von Grabspuren zu Packstones angereichert sein, wobei längliche Bioklasten wirbelartig um diese Strukturen orientiert und bereichsweise deutlich pyritisiert sind. Der Lituolidengehalt nimmt innerhalb dieses Faziestyps von der Basis bis Profilmeter 42,8 kontinuierlich ab, wohingegen *Rhaxella* ein relativ konstantes Faunenelement darstellt, welches zum Teil massenhaft innerhalb der Gesteinsgrundmasse vorliegt. Relativ unauffällige Austernklappen sowie einzelne Bioklasten besitzen einen spärlichen Serpelpbewuchs und können in Ausnahmefällen durch *Cayeuxia* besiedelt sein.

Pelecypodendominierte Horizonte von MF-Typ 6h, welche zunächst in unregelmäßigen Abständen dieser Abfolge von MF-Typ 6b eingeschaltet sind, zeigen eine relativ diverse Muschelfauna, deren Zusammensetzung keine vertikal gerichtete Zonierung oder Tendenz erkennen läßt. Mit einem Querschnitt von bis zu 6 cm und einer Länge bis zu 9,5 cm bilden *Pholadomya protei* und selten durch Nanogyren besiedelte Exemplare von *Ceratomya excentrica* die auffälligsten Faunenelemente, welche in relativ großer Anzahl aus dem Anstehenden herauswittern und im Abtragungsschutt angereichert sind. Mit ähnlicher Häufigkeit zeigen sich die zweiklappig überlieferte und oftmals leicht deformierte *Anisocardia* (Tafel 11/Abb. 7e) sowie *Isognomon* (Tafel 11/Abb. 7d). *Modiolus* tritt vor allem an der Basis und am Top dieser Abfolge auf und besitzt zum Teil Bohrspuren von lithophagen Muscheln. *Arcomytilus morrisoni* kann in einem Horizont bei Profilmeter 10,8 clusterbildend auftreten und erinnert dadurch an eine ähnliche karbonatische Lage in der Profilabfolge von Vale Verde II (Profilmeter 135). Austernartige besitzen oftmals Vesicularstrukturen und inkrustieren teilweise andere Pelecypodenklappen. Einzelne Vertreter dieser Fossilgruppe können als *Lopha* sp. und *Arcostreon gregarea* bestimmt werden. Die Floatstones weisen insgesamt einen verschwindend geringen Gehalt an lituoliden Foraminiferen und anderen Mikrofossilien auf, enthalten jedoch zahlreiche Grabspuren mit inhomogener Bioklastverteilung.

Ein nur 0,9 m mächtiger Bankbereich bei Profilmeter 15, in der mikrofaziellen Ausbildung von Sedimenttyp 6c (Lituoliden/Loftusiiden-Gastropoden-Bioklast-WS) führt vor allem Nerineengehäuse neben zahlreichen kleinen Gastropoden und Echinodermenbruchstücken. Zwischen den Komponenten dieses Bioklastkalkes sind zahlreiche Rhaxen vorzufinden.

Aufschlußbedingt wurde die Profilaufnahme an der Straße nach S. Sebastião, ca. 650 m südöstlich des Lomba (topographischen Punkt) in nordnordöstliche Richtung fortgesetzt (vgl. Abb. 7). Der Straßenaufschluß setzt die Schichtfolge nach einer geschätzten Lücke von maximal 20 m im Hangenden des vorangegangenen Profilabschnitts fort. Sie beginnt von Meter 62,8 - 86,0 mit bioturbirten Lituoliden/Loftusiiden-Pelecypoden-Bioklast-MS (MF-Typ 6b), die im Bereich der basalen 15 m als Knollenkalke entwickelt sind, darüber jedoch deutlich gebankte Schichten aufweisen. Es handelt sich um eine monotone, ab Meter 80,3 lückenhafte Abfolge in deren unteren Hälfte *Anisocardia*, untergeordnet *Ceratomya excentrica* sowie *Ampullina* im Verwitterungsschutt vorzufinden sind. In den komponentenarmen Sedimentgesteinen sind auf Bioturbation zurückzuführende Texturen aus Bioklast- und Foraminiferenanreicherungen die auffälligsten Merkmale. Lituolide Foraminiferen werden im Topbereich sehr häufig, nachdem sie an der Basis nur einen bescheidenen Anteil am Gesteinsaufbau besitzen. Muschelreiche Abschnitte mit *Arcomytilus* und Austernklappen sind darüberhinaus für die Ausbildung geringmächtiger Floatstone-Horizonte verantwortlich.

Bei Profilmeter 77,0 schalten sich onkoidführende MS von MF-Typ 6f in den Bankbereich ein. In den hellbeigen Gesteinen fallen wenige, nur bis zu 4 mm durchmessende Mikritonkoide durch ihren goethitisch imprägnierten Cortex auf. Dieser zeigt zusammen mit einzelnen Intraklasten einen seltenen Bewuchs durch nubeculariide Foraminiferen.

Profilmeter 86 - 102,1 wird an der Basis im wesentlichen durch Mudstones, nach oben verstärkt durch Wackestones mit Floatstone-Zwischenlagen von Faziestyp 6a (Lituoliden/Loftusiiden-Pelecypoden-Bioklast-MS/FS) geprägt. Die Karbonate mit Schichtmächtigkeiten zwischen 0,5 und 0,8 m werden von dünnen, irregulär verlaufenden Mergellagen getrennt. Sie zeigen im unteren Teil dieses Profilabschnitts einen etwas höheren Tongehalt an und weisen postdiagenetische Spalten auf, an deren äußeren Begrenzungen Lithoklasten ohne sichtbare Anzeichen auf Umlagerungsprozesse auftreten. Abgesehen von textulariiden Foraminiferen und Austern bilden zum Teil *Trichites* die wesentlichen Faunenelemente. Letzterer kann zweiklappig überliefert sein, wobei die Einzelklappen durch Kompaktionsvorgänge zerbrochen sind. Inkrustationen von Austern auf der unteren Klappe belegen den postmortalen Transport von *Trichites*. Beide Muschelformen können zusammen mit *Arcomytilus* und ?*Modiolus* angereichert sein und geringmächtige Floatstone-Horizonte bilden. *Ampullina* in neomorpher Schalenerhaltung wittert von Profilmeter 100 bis 102,3 mit Gehäusedurchmessern von 3,7 cm deutlich aus der Gesteinsoberfläche heraus.

An der Basis dieses Profilabschnitts sind den Biomikriten von MF-Typ 6a 1,5 m mächtige bioturbirte Lituoliden/Loftusiiden-Pelecypoden-Bioklast-FS (MF-Typ 6b) mit zahlreichen längsgestreiften Kopolithen sowie 1,7 m mächtige Lituoliden/Loftusiiden-Gastropoden-Bioklast-FS (MF-Typ 6c) zwischengeschaltet. Bei Meter 96,5 vermitteln mikritonkoidisch dünn umkrustete Pelecypodenreste und Austernklappen zu onkolithischen Bioklastkalken von Faziestyp 6f.

Der sich von Meter 102,1 - 124,3 anschließende Profilabschnitt wird durch bioturbirte Pelecypoden-Bioklast-MS/WS, vereinzelt durch FS (MF-Typ 6h) charakterisiert und ist, abgesehen von einer wiederholt durch MF-Typ 6b gebildeten Zwischenlage bei Profilmeter 117, frei von lituoliden Foraminiferen. Die basalen 14,3 m sind durch mittelbankige Kalke bestimmt, welche knollige Verwitterungsformen annehmen. Auch der Organismengehalt nimmt zum Hangenden deutlich ab und wird im wesentlichen durch Bioklasten und Mollusken (z.B. Austern, *Liostraea*, *Trichites*, Gastropoden, *Nerinea*) dominiert. *Pholadomya* cf. *protei* tritt vor allem im Hangschutt der oberen Bankbereiche auf, wohingegen *Arcomytilus morrissi*, selten heterodonte Bivalven und *Modiolus* innerhalb

einer pelecypodenreichen Floatstone-Bank an der Basis dieses Profilabschnitts angereichert sind (Meter 107). Unter konvexen Pelecypodenklappen sind bereichsweise dunkle, sparitisch zementierte Schirmporen überliefert.

Das folgende, weiterhin durchgängig von Knollenkalken bestimmte Profilsegment (Meter 124,3 - 140,6) wird von bioturbierten und foraminiferenreichen (u.a. *Alveosepta*, *Ammobaculites*) Wackestones eingenommen, in die sich von Meter 135,3 - 136,7 Lituoliden/Loftusiiden-Gastropoden-Bioklast-WS/FS mit erneut hohem Ampullinen-Anteil einschalten. Der Verwitterungsschutt dieses Aufschlußabschnitts ist reich an *Ceratomya excentrica* (Tafel 11/Abb. 7c), mit einer maximalen Länge von 12 cm und Durchmesser von 8 cm. Andere Muscheln, wie beispielsweise *Grammatodon* sp., *Lopha* und Limide vom Typ *Plagiostoma* sind nur vereinzelt vorzufinden. In der Gesteinsmatrix zeigen sich Koprolithen vom Typ *Favreina*, welche in Grabgängen nestartig angereichert sind und sich zusätzlich innerhalb vereinzelter Nerineengehäuse zeigen. Monaxone und tetraxone Schwammnadeln täuschen auf frischen Bruchflächen bisweilen einen moderaten Siltgehalt vor. Schwach kantengerundete Intraklasten besitzen eine der mikritischen Matrix entsprechende Farbe und sind makroskopisch nur sehr undeutlich vom umgebenden Gestein zu unterscheiden.

War die makrofaunale Zusammensetzung der basalen 140 m des Profils von Fátima überwiegend durch Pelecypoden geprägt, so nimmt ihr Anteil in der Bankfolge darüber deutlich ab.

Im Anschluß an eine 7,5 m messende Aufschlußlücke setzt sich das Profil am nördlichen Talhang an einem Feldweg unterhalb von Murtal von Profilmeter 148 - 157 mit knollig verwitternden, dünnbankigen und im frischen Bruch zum Teil stark fleckigen Lituoliden/Loftusiiden-Gastropoden-Bioklast-WS (MF-Typ 6c) fort. Bereits hier treten Pelecypoden nur untergeordnet in Erscheinung und werden im allgemeinen von dünnklappigem Schill, einzelnen bräunlich-roten Fragmenten von Austernartigen sowie von *Nicaniella (Trautscholdia) supracorallina* mit einer maximalen Größe von 1 cm vertreten.

#### Meter 157 - 158,8:

Über den flach zurückwitternden Gastropodenkalken treten zwei dickbankig entwickelte, koralligene Einheiten von Sedimenttyp 9b mit jeweils 0,9 m Mächtigkeit hervor und bilden eine deutliche Hangstufe. Sie enthalten zahlreiche, vollständig rekristallisierte Korallenstöcke mit einer vorwiegend ästigen Wuchsform. Im Corallum ist ein grober Blockzement auskristallisiert, der die Internstrukturen der Korallenharteile vollständig zerstörte. Beide Bänke halten lateral durch und treten etwa 1 km südlich an der Landstraße 356 zwischen Fátima und Vila Nova de Ourém bei Kilometer 35 erneut zutage. Sie tragen dort die hektometrische Entfernungsmarkierung Nr. 9 und wurden bereits von RUGET-PERROT (1961) beschrieben. In korallenärmeren Partien zeigt sich ein matrixgestütztes Gefüge mit inhomogen verteilten Bioklasten und Koprolithen sowie großwüchsigen Schneckengehäusen (5 cm). Auf der Gesteinsoberfläche erscheinen kleine *Isognomon*-Individuen (2,5 cm) mit originaler Schalenerhaltung. In partiell durch Karbonatschlamm verfüllten intrapartikulären Hohlräumen zeigen sich mitunter um 90° verkippte Geopetalgefüge.

Nach einer 2,5 m mächtigen und stark bioturbierten Folge aus dünn- bis mittelbankigen Biomikriten (MF-Typ 6b) stehen über den Korallenkalken von Profilmeter 161,4 - 165,5 *Koskinobullina*- und zum Teil Austern-reiche Pack- bis Rudstones (MF-Typ 7c) an, welche an der Basis noch zu MF-Typ 6b, am Top bereits zu MF-Typ 6a vermitteln. In den bisweilen stark bioturbierten Bioklastkalken sind zwischen zahlreichen, uneingeregeltten Austernfragmenten oftmals kleine skulpturierte Gastropodengehäuse angereichert. *Koskinobullina socialis* ist zumeist klastisch überliefert und nur untergeordnet als makroskopisch weiße Inkrustation auf Bioklasten nachzuweisen. Lagige Charophyten-Einschwemmungen sind vor allem in der unteren Hälfte dieses Profilabschnitts vorzufinden, während

im oberen Teil lediglich deren verkalkte Reproduktionsorgane vorkommen. Korallenbruchstücke sind, wie in den Korallenkalken zuvor, vollständig rekristallisiert und nicht bestimmbar.

Im Hangenden (Meter 165,5 - 173,9) schließen sich hellbeige und gastropodendominierte Karbonate (MF-Typ 6c) an, welche durch sandschalige Foraminiferen (z.T. *Alveosepta jaccardi*) eine bräunliche Sprenkelung erhalten. Die Gastropoden sind in der Hauptsache kleinstückig fragmentiert und statistisch im Gestein verteilt.

Mit einem abrupten Fazieswechsel setzt von Profilmeter 173,9 - 212,5 eine Wechselfolge aus Lituoliden-Charophyten-Bioklast-WS/PS (MF-Typ 4a) und *Koskinobullina*-Austern-Bioklast-PS/RS (MF-Typ 7c) ein. Beide Sedimenttypen können mitunter fazielle Mischformen (Meter 194, 206) erzeugen. In diesem Profilabschnitt nimmt die Mächtigkeit der oftmals hell verwitternden Einzelbänke beträchtlich zu, so daß neben dezimetermächtigen Schichten, bis zu 1,25 m messende Einheiten vorzufinden sind, die sich lateral in mehrere Einzelbänke gliedern können. Die brackisch geprägten Kalke von MF-Typ 4a mit einer Hell-/Dunkelfleckung zeigen einen auffällig hohen Gehalt an *Alveosepta jaccardi* und oftmals vollständig erhaltenen Charophyten (Tafel 8/Abb. 3). Die Grünalgen können in Lagen angereichert sein und auch verzerrte oder irregulär zerfetzte Thalli aufweisen. Kleine bräunliche Peloidstrukturen in der Grundmasse dürften auf die Desintegration dieser Pflanzen zurückzuführen sein. Oogonien, Ostrakoden und *Cayeuxia* sind zumeist nur untergeordnet in diesen Lagen vorzufinden. Marine Gastropoden und solche, welche mit ihrer turbiniformen beziehungsweise planspiralen Wuchsform an Süßwasserschnecken vom *Viviparus*- beziehungsweise *Gyraulus*-Typus erinnern, treten gemeinsam auf. Pelecypoden werden lediglich durch einzelne, auf Bioklasten aufgewachsene Austern und dünnklappige Pelecypodenreste in neomorpher Schalenerhaltung repräsentiert. Den Brackwasserkarbonaten sind zwei Niveaus (Meter 187,1 - 188,5; 200,8 - 201,8) bituminös riechender und lignitführender Kalkmergel (MF-Typ 2b) eingeschaltet. Aufgrund ihres hohen Tongehaltes wird auf die Gesteinsoberfläche aufgetragenes Wasser sofort absorbiert. Sie zeigen zahlreiche Lignitstückchen zwischen 3,3 und 5,0 mm Länge sowie schwarze Gerölle (< 7 mm), in denen siltige bis feinsandige Quarzkomponenten auftreten. Helle Lithoklasten mit einer den „Black Pebbles“ entsprechenden Größe repräsentieren zum Teil Ostrakoden-WS. In der Gesteinsmatrix dazwischen lassen sich zahlreiche Charophyten nachweisen, wohingegen der Foraminiferen- und Ostrakodengehalt verschwindend gering ist.

Die mit MF-Typ 4a wechsellagernden Sedimentite von Faziestyp 7c treten zumeist als relativ grobe Schuttkalke in Erscheinung. *Koskinobullina socialis* ist sowohl als Inkrustation auf Bioklasten, als auch fragmentarisch im Gestein vorliegend. Lituolide sowie bläulich gefärbte und zum Teil inkrustierende Austern können massenhaft vertreten sein. Die Austernklappen zeigen bereichsweise einen dünnen mikritischen Cortoidsaum, welcher bei neomorph rekristallisierten Aragonitschalern ebenfalls vorzufinden ist. Längliche Pelecypodenreste sind im allgemeinen parallel zur Schichtung eingeregelt, wobei unter einzelnen Klappen sparitische Schirmporen überliefert sind. Ein hoher Foraminiferengehalt im Bereich der unteren Abschnitte dieses Faziestyps markieren bereichsweise fazielle Übergänge zu bioturbirten Lituoliden/Loftusiiden-Pelecypoden-Bioklast-WS (MF-Typ 6b). Der obere Abschnitt dieser durch MF-Typ 4a und 7c dominierten Wechselfolge kann lateral über ein flaches, N-S streichendes Tal, östlich von Murtal korreliert werden, wobei offensichtlich Sedimenttyp 4a auf der westlichen und Faziestyp 7c auf der östlichen Talseite eine größere Mächtigkeit zeigt.

Von Profilmeter 212,5 - 260,2 setzt sich die Schichtfolge zum überwiegenden Großteil wiederholt mit bioturbirten Lituoliden/Loftusiiden-Pelecypoden-Bioklast-WS/(FS) von MF-Typ 6b fort. Diese zumeist mittelbankige Abfolge (< 0,8 m) wird von 230,1 bis 241,9 m durch an der Basis knollig-flach zurückwitternde Lituoliden/Loftusiiden-Pelecypoden-Bioklast-WS/(FS) (MF-Typ 6a) unterbrochen. In den basalen Profilabschnitten und am Top der

bioturbierten Faziesseinheit, lassen sich sowohl im Verwitterungsschutt, als auch im Anstehenden seltene tiefgrabende Pelecypoden vom Typ *Pholadomya* bergen. Flachgrabende Exemplare in Form von *Nicaniella* sind auf der Bruchfläche der mittelgrauen Karbonate in geringer Anzahl erkennbar. Im allgemeinen wird das Gestein jedoch durch Mikroorganismen (z.T. massenhaft auftretende textulariide Foraminiferen, Rotaliide vom *Lenticulina*-Typus, *Cylindroporella cf. arabica*) geprägt. Der zumeist von Mollusken gebildete Bioklastanteil kann, sofern er nicht in Grabspuren angereichert ist, auf einzelne Floatstone-Lagen konzentriert sein (~ 243 m, 259 m). Austernklappen sowie glatte und fein berippte, zum Teil auch dünnklappige Muschelbruchstücke sind bisweilen mit intraklastischem Material verbacken, welches eine zur Gesteinsmatrix unterschiedliche Färbung aufweist. Terebratulide Brachiopoden wittern in originaler Schalenerhaltung mit samtartigen Reflexionen auf der Gesteinsoberfläche hervor. Bioturbationsprozesse machen sich durch eine inhomogene Komponentenverteilung oder durch gut gegen die Gesteinsmatrix abgegrenzte Grabgänge mit einem hohen Anteil an Koprolithen (u.a. *Favreina*) bemerkbar. In diesen Grabstrukturen ist zum Teil, wie auch in Foraminiferengehäusen, goethitisches Eisen vermutlich an ehemalige organische Substanz gebunden und als rote Pigmentierung zu erkennen.

Abgesehen der fehlenden bioturbaten Strukturen und den damit assoziierten Koprolithen entspricht der durch MF-Typ 6a bestimmte zentrale Teil dieses Profilabschnitts dem Faunen- und Komponentenspektrum von MF-Typ 6b. An der Basis dieser Faziesseinheit treten auffällige Floatstone-Lagen dicht übereinander auf, auf deren Schichtflächen eine epibenthische bis semiinfaunale Makrofauna (*Trichites*, Austernklappen, *Arcomytilus*, Pectinide, kleinstückiger Korallenschutt) dunkel hervorwittert.

In einem auffälligen, nur 0,5 m mächtigen Bioklasthorizont bei Profilmeter 255, der der Schichtfolge von MF-Typ 6b zwischengeschaltet ist, sind Nerineengehäuse und weitere Gastropoden zusammen mit Seeigelstacheln und zerfallenen Seeigelgehäusen angereichert.

Der Profilbereich von Meter 260,2 - 268,6 wird wiederum von brackisch-randmarinen Ablagerungen aus Fazieszone 4 eingenommen, denen sumpffartige Kalkmergel von MF-Typ 2b zwischengeschaltet sind. Die basalen 4 m und die oberen 2 m dieses Abschnitts sind durch Faziestyp 4a und folglich durch Mikrofossilien bestimmt. Wie schon in den brackischen Ablagerungen dieses Sedimenttyps zuvor, prägen vor allem *Alveosepta jaccardi* in Kombination mit Charophyten den Gesteinsaufbau (vgl. Profilmeter 173,9 - 212,5). Die Grünalgen liegen hier in einem wesentlich schlechteren Erhaltungszustand vor und sind zumeist als bräunliche, zerfetzte Strukturen überliefert. Miliolide Foraminiferen vom *Quinqueloculina*-Typus werden in auffälliger Weise in das Alveoseptengehäuse eingebaut. Bioklasten (kollabierte Gastropodengehäuse, Austernartige) können durch büschelig strukturierte Cyanophyceen onkoidisch umkrustet sein. Die Dendrolithe treten außerdem klastisch in der Gesteinsmatrix auf und erinnern an randlich-lakustrine Ablagerungen von Faziestyp 3a, wie sie an der Basis der Profilabfolgen in der Serra dos Candeeiros und auf dem Plateau von Fátima verbreitet sind (vgl. Profile Vale Verde, Casal de Vale de Ventos, Montelo).

Der zentrale Bereich dieses Profilabschnitts wird zum einen durch bituminös riechende, lignitführende Kalkmergel von MF-Typ 2b zum anderen durch nerineen- und charophytenführenden Wacke- bis Floatstones von MF-Typ 4c (Ostrakoden-Gastropoden-WS/PS) zergliedert. Am Aufbau der lignitischen Kalkmergel beteiligen sich zahlreiche, bis zu 7,5 mm lange und parallel zur Schichtung eingeregelt, zum Teil herausgewitterte Kohleschmitzen, „Black Pebbles“ und helle Lithoklasten. Hierbei unterstreichen einzelne, bläulich-graue Extraklasten mit geringer Quarzföhrung den terrigenen Charakter des Sediments. Das fossile Spektrum setzt sich vor allem aus schlecht erhaltenen Charophyten, Oogonien, Ostrakoden sowie extrem dünnklappigen Pelecypodenresten zusammen.

Die sich unmittelbar über den Kalkmergeln anschließenden Karbonate von MF-Typ 4c sind durch wenige Zentimeter messende Nerineenbruchstücke charakterisiert, welche zumeist vollständig von *Cayeuxia* umwachsen werden (Tafel 8/Abb. 4). Weiterhin sind die zwischen den vollmarinen Nerineengehäusen auftretenden Charophyten und Ostrakoden für den brackischen Charakter des Gesteins in diesem Profilabschnitt verantwortlich.

Im Hangenden der randmarin-brackischen Schichtfolge zeigen sich von Profilmeter 268,6 - 273,3 wiederholt offen-lagunäre Biomikrite von Faziestyp 6b. In den dezimetermächtigen, am Top bis zu 1,1 m messenden Schichten tritt *Alveosepta jaccardi*, oftmals wirbelartig im Bereich von Grabgängen orientiert, in großer Anzahl auf (Tafel 8/Abb. 2). Sie dominiert über weite Bereiche das Organismenspektrum und wird durch seltene rotaliide Foraminiferen (*Lenticulina*, cf. *Epistomina*) sowie lokal angereicherte Dasycladaceenfragmente (z.B. *Cylindroporella*) begleitet. Innerhalb der Grabgänge, in denen sie bevorzugt vorkommt, lassen sich im Querschnitt konzentrische Kontraktionsrisse nachweisen. Die nach oben häufiger werdenden Austern, besiedeln bereichsweise *Modiolus* sp. und sind ihrerseits unvollständig von *Cayeuxia* inkrustiert.

Meter 273,3 - 274,8:

Darüber folgen mit einer Mächtigkeit von 1,5 m fossilreiche Mergel und Kalkmergel (MF-Typ 1a), die nach oben graduell in bioturbirte Lituoliden/Loftusiiden-Pelecypoden-Bioklast-WS (MF-Typ 6b) übergehen. Die an der Basis gelblich-braun bis grau gefärbten Mergel, wittern in einer 0,9 m mächtigen Fuge zurück. Vor allem die Kalkmergel darüber führen *Trichites*-Klappen und sind reich an nicht eingeregeltten Austern, welche ein komponentengestütztes Rudstone-Gefüge erzeugen.

Den Profilabschluß von Meter 275,1 - 276,5 dominieren nach einer weiteren, nur 0,3 m mächtigen und stark zurückwitternden Mergelfuge, onkolithische *Marinella*-Kalke von MF-Typ 8a. Diese Einheiten stehen an der Hangkante südlich von Mourã in einem kleinen, bereits stärker zugewachsenen Handsteinbruch als dickbankige Mauer von 1,5 m Mächtigkeit an. Keilförmige Karstschlotten greifen von oben tief in die hell verwitternden Gesteine ein und sind durch einen braunen Verwitterungslehm verfüllt. Während an der Basis Foraminiferen, Ostrakoden und Charophyten erneut zu restrikt-marinen Fazieseinheiten (MF-Typ 4a) überleiten, setzen erst darüber reine *Marinella*-Onkoid-Bioklast-RS mit erosiv-diskontinuierlichem Schichtkontakt ein. Sie scheinen rinnenartig in das Liegende eingeschnitten zu sein und führen abradierte und vollständig erhaltene Rotalgen-Thalli, deren Durchmesser zwischen 3,2 und 8,4 mm schwanken. Die Cortices der 8,6 bis 11 mm großen, bisweilen von lithophagen Muscheln angebohrten Onkoide werden in der Hauptsache von *Cayeuxia* sp. und *Cayeuxia piae* gebildet, wobei zusätzlich *Marinella lugeoni* am Aufbau der Onkoidrinde beteiligt sein kann. Als Onkoidkern dienen verschiedene Bioklasten (z.B. *Marinella*, *Nerinea*). Bevorzugt aragonitschalige Organismenreste weisen einen deutlichen Mikritsaum auf und bilden den hohen cortoidischen Komponentenanteil. Darüber wird die oxfordische Schichtfolge diskordant von groben Rotklastika des Cenomaniums überlagert. Es handelt sich hierbei um konglomeratische Arenite, in welche faustgroße Quarzgerölle eingebettet sind.

## 4. Faziesarchitektur der Serra do Bouro

Die Beschreibung und Interpretation der Mikrofaziesentwicklung im Bereich der Serra do Bouro am Westrand des Lusitanischen Beckens dient dem Vergleich mit der faziellen Zonierung der Serra dos Candeeiros und des Plateaus von Fátima. Bereits in Kap. 3.1 beschriebene Faziestypen treten vor allem in palustrinen, lakustrinen, brackisch randmarinen sowie peritidalen Ablagerungsbereichen auf. Neue oder zumindest in ihrer Ausbildung abweichende Fazieseinheiten kommen bevorzugt in terrigenen, lagunären und hochenergetischen Sedimentationsräumen vor und werden ausführlich dargestellt. Auch eine detaillierte Milieudiskussion bei den schon aus den östlich gelegenen Arbeitsgebieten bekannten Ablagerungen ist aufgrund fazieller Variationen sinnvoll. Aus Gründen der Übersicht, behalten Faziestypen, welche bereits beschrieben und diskutiert wurden, ihre numerische Bezeichnung bei. Die Nummerierung neuer Fazieseinheiten schließt sich an den letzten des jeweiligen Ablagerungsraums in der Serra dos Candeeiros und bei Fátima auftretenden Faziestyp an. Beispielsweise beginnt die Aufzählung unbeschriebener lagunärer Ablagerungen in der Serra do Bouro mit MF-Typ 6i (Echinodermen-Austern-*Trichites*-Bioklast-PS/RS). Sie setzen die Auflistung im Anschluß an Pelecypoden-Bioklast-(WS)/FS (MF-Typ 6h) fort, welche den Abschluß lagunärer Einheiten im Bereich der Serra dos Candeeiros und Fátima bilden. Aufgrund der abweichenden Faziesentwicklung ist die Aufstellung der in der Serra do Bourro nachgewiesenen Ablagerungen lückenhaft. Die Zusammenstzung der Mikrofaziestypen ist aus Abb. 12 ersichtlich.

### 4.1 Mikrofaziestypen und Faziesräume

#### 4.1.1 Terrigene Fazieseinheiten (FZ 1)

##### Arenite & Wacken (MF-Typ 1b)

Dieser Mikrofaziestyp wurde bereits in Kap. 3.1.1 eingehend besprochen, repräsentiert hier jedoch im Zusammenhang seiner räumlichen Entwicklung einen anderen Faziesraum. Er besitzt in der Serra do Bourro einen wesentlich größeren Anteil am Profilaufbau und findet sich dort hauptsächlich in der oberen Hälfte des durch Siliziklastika geprägten Profils. Als 0,2 bis 1,8 m mächtige Einschaltung wechsellagert er bevorzugt mit peritidalen Karbonaten von MF-Typ 5c (Mikrobenklasten-Ostrakoden-WS/(PS)) und tritt nur untergeordnet innerhalb von Schlammsteinserien (MF-Typ 1d) auf.

Es liegen zu etwa gleichen Anteilen Quarzarenite, die bereichsweise eine irregulär verlaufende Erosionsbasis zeigen sowie lithische Wacken vor. Seltener sind Litharenite und Quarzwacken ausgebildet. Quarz tritt vorwiegend in der Fein- bis Mittelsandfraktion auf. Grobsandige und kiesige Quarzkomponenten sind nur untergeordnet zu beobachten und finden sich bevorzugt an der Basis von Sandsteinbänken. Neben Quarz treten an siliziklastischen Bestandteilen vereinzelte Kalifeldspäte auf. Die Sortierung des zum Teil ungerundeten siliziklastischen Materials ist mäßig bis schlecht.

Sämtliche Ablagerungen dieser Fazieseinheit sind karbonatisch gebunden und können vereinzelt abradierte Gastropodenreste führen. In Quarz- und Lithareniten erfolgte die Zementation durch sparitischen Zement, wohingegen Quarzwacken und lithische Wacken Karbonatschlamm enthalten. Mitunter lassen sich in den eisenimprägnierten, gelblich-rot gefärbten Gesteinen einzelne Dolomitrhomboeder erkennen. Neben Gesteinen ohne erkennbare Sedimentstrukturen finden sich nicht selten parallel- und schräggeschichtete Einheiten. Letztere werden zum Liegenden durch eine ebene, nicht-erosive Sedimentoberfläche begrenzt. Es handelt sich um planare Schrägschichtungstexturen mit geraden und winkelig stehenden („angular based“) oder asymptotisch zur basalen Unterlage gebogenen („tangentially based“) Vorschüttungsschichten („foresets“). An der Basis einzelner Schrägschichtungseinheiten können bis zu 8 mm große, angerundete karbonatische Lithoklasten auftreten, welche



komponentenfreie Mudstones oder Ostrakoden-Peloid-PS (MF-Typ 5c) darstellen und die Gradierung von geröllführendem Grob- zu Feinsandstein betonen. Vereinzelt werden die unidirektional schräggeschichteten Einheiten von geringmächtigen Ablagerungen mit Diagonalschichtung („Heringsgräten-Schichtung“) unterlagert (Tafel 4/Abb. 3).

#### *Diskussion und Milieuinterpretation*

Unidirektional schräggeschichtete Sandsteinkörper mit geraden Vorschüttungslagen wurden bei geringerer Strömungsenergie gebildet, als Schrägschichtungseinheiten mit sich asymptotisch an die Unterlage annähernden Foresets (vgl. COLLINSON & THOMPSON 1989; NICHOLS 1999) und stellen in Bezug zum Liefergebiet distalere Rinnenablagerungen dar. Die durch Korngrößenwechsel hervorgerufene Parallelschichtung in feinsandigen Quarzwacken deutet auf ein sehr geringes Transportvermögen innerhalb des unteren Strömungsregimes hin, in dem zum Teil mikritischer Kalkschlamm aus Suspension abgesetzt werden konnte.

Planar schräggeschichtete und nach oben feiner werdende Einheiten lagerten sich innerhalb von Fließrinnen ab und repräsentieren zu einem Großteil Sedimente der gezeitenbeeinflussten unteren Deltaebene. Nur im Einzelfall sind die Sandsteine als Kanalfüllungen der oberen, von marinen Einwirkungen unbeeinflussten Deltaebene zu interpretieren. Dies läßt sich in erster Linie aus der Vergesellschaftung dieses MF-Typs mit Sedimenten benachbarter Ablagerungsräume ableiten. So deutet das Auftreten von karbonatischen Lithoklasten aus Mikrobenklasten-Ostrakoden-WS/(PS) und die Wechsellagerung mit karbonatischen Peritidaliten von MF-Typ 5c auf den Gezeiteinfluß im Bereich der unteren Deltaebene hin. Die beobachtete Heringsgräten-Schichtung belegt darüberhinaus die symmetrische Gezeitenwirkung auf die Sedimentation. Demgegenüber besitzen Kanalfüllungen der oberen Deltaebene im Verband mit Caliche und Schlammsteinen einen deutlich terrigenen Charakter.

Der Mangel an Feldspäten ist ein auffälliges Merkmal innerhalb dieser Faziesseinheit. Der hohe Reifegrad des Gesteins läßt sich zum einen darauf zurückführen, daß bereits abgelagerte Sandsteine wiederholt aufgearbeitet wurden, was zur Zerstörung dieser relativ instabilen Silikate führte. Zum anderen wäre es denkbar, daß unter einem zumindest wechselfeuchten Klima die Feldspäte aus dem kristallinen Hinterland an Ort und Stelle zu Tonmineralen (Kaolinit) verwitterten.

#### Schlammsteine (MF-Typ 1d)

Zu den Schlammsteinen (Mudstones) zählen in Anlehnung an DOTT (1964) siliziklastische Gesteine, deren Komponenten eine Größe von  $< 30\mu$  besitzen. Nach der Udden-Wentworth-Korngrößenskala gehören hierzu die Ton- und ein Großteil der Siltsteine, welche diesen Faziestyp vertreten.

Bei den Gesteinen in der Tonfraktion handelt es sich um speckige, durch eine Vegetationsdecke oftmals maskierte Mergeltonne, die den basalen Teil der Profilabfolge dominieren und im frischen Zustand eine grünlich-gelbliche Marmorierung aufweisen (Tafel 2/Abb. 5). Sie enthalten gut gerundeten Quarzsilt bis -grobsand, wobei eine Häufung im Feinsandbereich erkennbar ist. Fossile Organismen können in diesen feinklastischen Sedimentiten nur vereinzelt in Form einiger Molluskenfragmente und -abdrücke nachgewiesen werden.

Den tonigen Ablagerungen sind in unregelmäßigen Abständen Siltsteinlagen/-bereiche zwischengeschaltet, die eine Mächtigkeit von 0,1 bis maximal 1,8 m erreichen und zum Teil auskeilen. Feinsandige Quarzanteile sind in den Siltsteinen in durchschnittlicher Häufigkeit vorhanden, wohingegen mittelsandige Komponenten nur spärlich vertreten sind. Abgesehen von Quarz, der durch Bioturbation diffus im Gestein verteilt sein kann, spielen weitere siliziklastische Minerale beim Gesteinsaufbau eine untergeordnete Rolle. Muskovit ist am deutlichsten vertreten,

wohingegen Feldspäte und Schwerminerale (Zirkon) äußerst selten sind. Einzelne Siltsteinhorizonte sind reich an fossilem Pflanzenmaterial, welches eine Länge von bis zu 32 cm besitzt und regellos auf Schichtflächen angereichert ist (Tafel 2/Abb. 4). Innerhalb der Lignitreste ist zum Teil fein verteilter Pyrit erhalten, während goethitisches Eisen als Oxidationsbelag auf der Oberfläche vorliegt. In den pflanzenreichen Lagen treten des weiteren bis zu 10 cm durchmessende Karbonatgerölle von MF-Typ 2d auf, die aus Lithoklasten und „Black Pebbles“ aufgebaut sowie von circumgranularen Rissen durchzogen werden.

Abgesehen von einer tonig gebundenen Bank sind sämtliche Siltgesteine karbonatisch zementiert. Interne Sedimentstrukturen sind in den meisten Fällen nicht erkennbar oder beschränken sich auf eine, vor allem im leicht angewitterten Zustand sichtbare Parallelschichtung.

#### *Diskussion und Milieuinterpretation*

Die Sedimente dieses Faziestyps können als Hochwassersedimente („Overbank“-Ablagerungen) gedeutet werden (vgl. MIALL 1996). Sie entstanden, als Fließrinnen während Regenzeiten über ihre Ufer traten und Sedimentfracht in den Bereich zwischen fluvialen Rinnen transportiert wurde (vgl. MF-Typ 1b). Das Wasser, das zunächst mit relativ hoher Geschwindigkeit die Kanalumgrenzung verließ, verlor mit zunehmender Entfernung zur Fließrinne an Transportkraft. Zuerst wurden feinsandige und vor allem siltige Anteile als dünne Sedimentdecke auf der Überschwemmungsebene abgelagert und anschließend von Wurzeln oder Organismen durchwühlt, wohingegen Ton weiterhin in Suspension verblieb. Erst nachdem das Wasser versickerte oder keine Strömungsenergie mehr besaß, konnte die Tonfraktion abgelagert werden. Bei einem Teil der Parallelschichtung in Siltgesteinen handelt es sich um Sedimentstrukturen des oberen Strömungsregimes, wie es nach NICHOLS (1999) typisch für initiale „Overbank“-Ablagerungen ist. Auskeilende beziehungsweise auf 1,7 m anschwellende feinsandige Siltlagen deuten auf eine Mächtigkeitzunahme in Richtung von Fließrinnen hin. Auch eine Genese als Dammuferbruch-Sedimente („crevasse splay deposits“) wäre denkbar. Allerdings dürften hierbei eine inverse Gradierung und stärker ausgeprägte Erosionsflächen an der Basis der einzelnen Lagen zu erwarten sein (vgl. ELLIOTT 1986).

Strukturarme und lignitreiche Siltstein-Einschaltungen lassen einen sumpftartigen Ablagerungsraum im Bereich von Altwasserarmen („oxbow lakes“) als wahrscheinlich annehmen und dokumentieren zumindest ein episodisch relativ humides Klima. Palustrine Karbonatgerölle von MF-Typ 2d, welche mit einer Größe von 10 cm in einem durch Feinklastika dominierten Ablagerungsraum kaum über größere Entfernungen transportiert worden sein dürften, sind wahrscheinlich durch Wurzeltätigkeit in-situ entstanden und gelangten infolge umstürzender Bäume an die Oberfläche. Sie unterstützen die Annahme eines sumpftartigen Bildungsraums unter relativ humiden Klimabedingungen.

Die deutliche Marmorierung in Mergeltonen liefert darüberhinaus einen Hinweis auf hydromorphe Bodenverhältnisse in subhumiden Klimabereichen (SCHACHTSCHABEL et al. 1989) (vgl. Kap. 3.1.1) und ist möglicherweise der Grund dafür, daß infolge von Quellung und Schrumpfung des Substrats, die zu erwartenden Wurzelspuren bis zur Unkenntlichkeit überprägt wurden. Durch Pflanzen verursachte Pedoturbation führte in Tonmergeln zu einem ungewöhnlich hohen Gehalt an schlecht sortierten und zum Teil relativ groben Quarzkomponenten als Folge der Durchmischung und Homogenisierung des Bodenmaterials.

Als Faziesraum dieser Schlammgesteine kommen sowohl fluviale Überschwemmungsebenen als auch Deltaebenenbereiche in Frage. Nach der Einteilung von WRIGHT (1985) sind beide Sedimentationsräume unmittelbar benachbart und weisen zum Teil ähnliche Ablagerungsbedingungen auf. Hierbei schließt sich die obere Deltaebene meerwärts an die Überschwemmungsebene („floodplain“) eines distal alluvialen Systems an, um mit

beginnendem marinem Einfluß in die untere Deltaebene überzugehen. Nachdem die Schlammsteine nur selten im Verband mit Sandsteinen (MF-Typ 1b) sowie Mikrobenklasten-Ostrakoden-WS/(PS) (MF-Typ 5c) der unteren Deltaebene aufgeschlossen sind und kaum Hinweise auf marine Verhältnisse in ihrer unmittelbaren Nachbarschaft liefern, werden sie von mir in der Hauptsache als Ablagerungen der oberen, nur untergeordnet der unteren Deltaebene interpretiert.

#### 4.1.2 Palustrine Faziesseinheiten/Bodenbildungen (FZ 2)

##### Caliche (MF-Typ 2c)

Caliche tritt im Profil nur einmalig als geringmächtiger, stark quarzführender Horizont auf arenitischen Sedimenten von MF-Typ 1b auf. Eine hellgraue Färbung, der leicht mehlig Verwitterungszustand und die inhomogene Verteilung des Silt- und Feinsandanteils bilden makroskopisch auffällige Merkmale. Die Quarzkomponenten zeigen eine relativ gute Sortierung und sind sowohl un- als auch kantengerundet. Die Caliche setzt sich aus 1 - 8 mm großen Karbonatknollen („Nodules“, „Glaebules“) zusammen, welche durch quarzreichere Partien voneinander getrennt werden (Tafel 2/Abb. 7). In ihrem Zentrum finden sich oftmals kleine, idiomorph ausgebildete Pyritkristalle. Darüberhinaus können sie von teilweise gebogenen sowie zufällig orientierten Kontraktionsrissen durchsetzt sein. Sparitisch zementierte, im Querschnitt rundliche und im Längsschnitt zylindrische Strukturen besitzen zumeist einen lamellaren mikrosparitischen Bänderungssaum, der im Durchlicht eine bräunlich-gelbliche Färbung zeigt. Es handelt sich dabei um verkalkte Wurzelröhren (Rhizolithe), die mit durchschnittlicher Häufigkeit und einer Größe von 0,4 - 1,5 mm vorzufinden sind (Tafel 2/Abb. 6). Daneben lassen sich vereinzelt ~ 0,5 mm durchmessende Strukturen vom Typ *Microcodium* nachweisen, welche einen durch isometrische Calcitkristalle umschlossenen zentralen Hohlraum darstellen.

##### *Diskussion und Milieuinterpretation*

Die untersuchten Sekundärkarbonate besitzen nach der Klassifikation für pedogene Caliche von MACHETTE (1985) das Reifestadium 3 und entsprechen in ihrem Entwicklungszustand den Krustenkalken, wie sie in der Serra dos Candeeiros vorgefunden wurden. (vgl. Kap. 3.1.2). Im Gegensatz dazu überwiegen mit Rhizolithen und *Microcodium*-artigen Strukturen die Merkmale einer Beta-Caliche. Die Karbonatabscheidung erfolgte unter biogener Beteiligung von Pilzen und im Boden lebender Mikroorganismen (vgl. WRIGHT 1990c; WRIGHT & TUCKER 1991). Diffus verteilte Quarzkomponenten deuten auf die Durchwurzelung des Untergrundes hin, welche mittels Pedoturbation zur Umlagerung und Verdrängung des ursprünglichen Bodenmaterials führte. Aufgrund der Sprossung und Platznahme der abgeschiedenen Karbonatknollen („Glaebules“) erfolgte ein zusätzlicher Verdrängungsvorgang und verstärkte diesen Effekt.

Rhizolithe stellen organosedimentäre Strukturen dar, welche durch die Akkumulation und/oder Zementation von Calcit um und in Wurzeln höherer Pflanzen entstanden oder indem die pflanzlichen Bestandteile durch mineralische Substanz ersetzt wurden (ESTEBAN & KLAPPA 1983). *Microcodium* wurde über einen langen Zeitraum als anorganogene oder als durch Algen- beziehungsweise Bakterientätigkeit entstandene Bildung gedeutet. KLAPPA (1991) sieht in *Microcodium* das Calcifizierungsprodukt infolge der Symbiose zwischen Pilzen und des Wurzelcortex von Pflanzen. Nach neuen Untersuchungen am Schrottenkalk des Helvetikums können Lösung und Wiederausfällung von vorhandenen Karbonaten zur Bildung von *Microcodium* führen (HÖSS 2002). Für diesen Prozeß kommen chemolithotrophe Bakterien in Betracht, die möglicherweise mit Pilzen in Symbiose lebten und sich bevorzugt von Schwächezonen des Gesteins ausgehend verbreiteten (Klüfte, tektonische Grenzflächen).

Der Einfluß von Bakterien und Pilzen bei der Bildung einer Beta-Caliche darf nicht unterschätzt werden. Zum einen sind Pilze wichtige Auslöser der Karbonatabscheidung, indem diese Mikroorganismen überschüssige  $\text{Ca}^{++}$ -Ionen abgeben (PHILLIPS et al. 1987), zum anderen werden im Boden lebende Cyanophyceen und weitere Bakterien dafür verantwortlich gemacht, durch die Aufnahme von  $\text{CO}_2$  zur extensiven Kalkfällung beizutragen (KRUMBEIN 1979; KRUMBEIN & GIELE 1979). Als Konsequenz war eine Bildung von Calichehorizonten wahrscheinlich auch in subhumiden Klimagebieten möglich, da die Kalkabscheidung nicht ausschließlich von den Verdunstungsraten abhing. Regenzeiten bedingten dabei ein erhöhtes Pflanzenwachstum und eine biogen induzierte Kalkabscheidung innerhalb der höheren Bodenschichten durch  $\text{CO}_2$ -Entzug, wohingegen während Trockenperioden das  $\text{CaCO}_3$  infolge verstärkter Evaporation anorganisch entstand.

Karbonatische Ablagerungen im Untergrund (Mitteljura) sowie während der Trockenzeiten eingblasener Kalkstaub waren für die Herkunft des Kalks verantwortlich. Eingewehter Karbonatstaub reicherte sich auf der Bodenoberfläche an und ging im Laufe darauffolgender humider Phasen in Lösung, um in den Bodenbereich einzudringen. Folglich trugen periodisch alternierende, auf- und absteigende Bodenlösungen zur Caliche-Bildung bei („per ascendum“ und „per descendum“-Modell nach GOUDIE (1983); vgl. auch Kap. 3.1.2).

Das Auftreten des Caliche-Horizontes zwischen Fließbrinnenablagerungen und Schlammsteinen der oberen Deltaebene spricht für seine Bildung im Bereich des Dammuferes. Dieses war durch Pflanzen bewachsen und bestand aus einem arenitischen Ausgangssubstrat, welches durch Wurzeltätigkeit und durch die Platznahme von Caliche-Knollen verdrängt und umgelagert wurde.

#### „Black Pebble“-Lithoklast-FS (MF-Typ 2d)

Dieser Faziestyp ist in Form zweier geringmächtiger Bänke im Liegenden und im Hangenden offen-lakustriner Fazieseinheiten vorzufinden (vgl. Kap. 4.1.3). Er wird durch angerundete, hellgraue, mitunter durch goethitische Imprägnation braunrot gefärbte Lithoklasten sowie durch etwas seltener vertretene, dunkelgraue bis -braune „Black Pebbles“ geprägt. Diese Klasten erreichen Durchmesser bis maximal 1,5 cm, kommen jedoch auch als Peloiden vor. Tatsächlich setzen sich „Black Pebbles“ zum Teil aus kleinen Peloiden zusammen. Eine mikritische Matrix, in der die Komponenten „schwimmen“, enthält nicht selten heterogen konzentrierten Quarzsilt und teilweise Quarzfeinsand sowie kleinstückige Lignitreste. Glattschalige Ostrakodengehäuse sind in „Black Pebbles“ deutlich vertreten, finden sich jedoch nur untergeordnet innerhalb der Grundmasse. Mit vereinzelt Molluskenfragmenten und Oogonien gibt es nur spärliche Hinweise auf weitere Fossilien. Verkalkte Wurzelröhren sind an einem zylindrischen und irregulär verlaufenden Zentralkanal zu erkennen, welcher von einer mehrlagigen mikritischen Hülle umgeben wird. Diese erscheint im Durchlicht dunkel und löst sich zu den Rändern hin peloidal auf. Auffällige diagenetische Strukturen dieses Faziestyps stellen circumgranulare Risse dar, die vor allem im Grenzbereich zwischen der Grundmasse und den Komponenten auftritt.

#### *Diskussion und Milieuinterpretation*

Die Vorgänge, die zur Bildung von „Black-Pebble“-Lithoklast-FS im allgemeinen und von „Black Pebbles“ im speziellen führen, wurden bereits in Kap. 3.1.2 eingehend besprochen. Das Gestein dieses Faziestyps zeigt eine Reihe von Eigenschaften, die auf einen limnischen Ablagerungsraum hindeuten. Dazu gehören Oogonien sowie glattschalige Ostrakoden bei gleichzeitiger Abwesenheit einer typisch marinen oder brackischen Fauna und Flora. „Black Pebbles“, verkalkte Wurzelröhren und die durch Rhizoturbation erzeugte inhomogene Verteilung von Quarz und Lignit belegen ein pflanzenbestandenes, durchwurzelt Substrat. Alternierende Durchnässungs- und

Austrocknungsphasen veranlaßten periodische Quellungs- und Schrumpfungsvorgänge, die bevorzugt an Schwächezonen zwischen Komponenten und Matrix zur Öffnung von circumgranularen Rissen führten. Der strömungsmechanische Widerspruch, den das gemeinsame Auftreten grober Klaster und mikritischer Grundmasse bilden und der offensichtliche Mangel an Hinweisen auf eine Umlagerung der Komponenten (Sortierung, Schichtung, Erosionsstrukturen), legen eine in-situ-Entstehung von „Black Pebbles“ und Lithoklasten (Intraklasten) nahe. Wurzeln dürften dabei mittels Rhizobreccierung zur Desintegration des Substrats beigetragen haben.

Nicht zuletzt belegt die Vergesellschaftung dieser Fazieseinheit mit offen-lakustrinen Mergel (MF-Typ 3c) und Ostrakoden-Characeen-Wackestones (MF-Typ 3b) einerseits sowie mit Schlammsteinen von MF-Typ 1d andererseits eine Sedimentation innerhalb eines limnischen Karbonatumpfes. Dieser Palustrinbereich entwickelte sich auf der Deltaebene als Uferzone eines Sees. Er stand dabei unter dem Einfluß benachbarter Ablagerungsräume mit vorwiegend terrigener Sedimentation und nahm zum Teil größere Mengen an Quarz (Silt, Feinsand) auf. Sein pflanzlicher Bewuchs war als klastischer Filter zentralen Seebereichen vorgeschaltet, der den weiteren Transport von Quarz und Tonmineralen verhinderte.

#### 4.1.3 Lakustrine Fazieseinheiten (FZ 3)

##### Ostrakoden-Characeen-WS (MF-Typ 3b)

Ostrakoden-Characeen-WS stehen zusammen mit Palustrinkalken innerhalb von Schlammsteinserien der oberen Deltaeben in den basalen Profilabschnitten an. Sie bilden darüberhinaus im Hangenden einer brackisch-randmarinen Folge den Profilabschluß im Bereich der Serra do Bouro. Mit ihrem Gefüge, Komponenten- und Fossilinhalt entsprechen sie exakt der gleichnamigen Fazieseinheit in den Profilabfolgen von Vale Verde, Casal de Vale de Ventos und Montelo.

Das Organismenspektrum dieses Mikrofaziestyps wird durch Ostrakoden, Charophyten und Gyrogoniten dominiert, welche mit unterschiedlichen Anteilen am Gesteinsaufbau mitwirken. Die oftmals bankweise angereicherten Charophyten-Thalli sind im allgemeinen schlecht erhalten und zum Teil als verzerrte biogene Strukturen überliefert. Hierbei verhalten sich Charophyten und ihre verkalkten Reproduktionsorgane hinsichtlich der Häufigkeit reziprok. Des Weiteren sind planspirale Süßwassergastropoden vom Typ *Gyraulus/Planorbis*, büschelige Mikrobenklaster mit lappigem Umriß, einzelne prismatische Pelecypodenfragmente sowie sehr selten lituolide Foraminiferen in eine heterogene, krümelig strukturierte Mikritmatrix eingebettet.

Siltige Quarzkomponenten sind selten und bilden zusammen mit winzigen Lignitschmitzen den terrigenen Anteil des Gesteins. Letztere verteilen sich mit durchschnittlicher Häufigkeit dispers im Gestein. Spuren von  $Fe^{3+}$  erzeugen zum einen rötliche Imprägnationen in seltenen Intraklasten, zum anderen sind sie vereinzelt für eine schwach erkennbare Marmorierung des Sediments verantwortlich.

##### *Diskussion und Milieuinterpretation*

MF-Typ 3b wurde in Kap. 3.1.3 eingehend diskutiert und kennzeichnet bioturbirte, offen-lakustrine Sedimentationsräume im Zentrum eines flachen Sees. Auch die untersuchten Ostrakoden-Characeen-WS in der Serra do Bouro bezeugen mit einer Dominanz an verkalkten Überresten von Armleuchteralgen (Charophyten) und bisweilen aus randlichen Seezonen eingetragenen Mikrobenkrustenklaster entsprechende Seesedimente. Grünalgen förderten die Karbonatfällung und trugen zur Kalkschlammsedimentation unter niederenergetischen Bedingungen bei, indem der Pflanzenkörper zerfiel. Die Strukturierung der mikritischen Matrix, in der die Bioklasten eingebettet sind, spiegelt die Durchwühlung des Substrats mittels Endobionten wider (vgl. FABRICUS 1966). Zusätzlich deutet

eine schwach ausgebildete Gesteinsmarmorierung auf einen bescheidenen Pflanzenwuchs vormals lakustriner Zonen und damit auf extrem flaches Wasser hin. Mit nur sehr vereinzelt lituoliden Foraminiferen in den abschließenden Profilabschnitten ist der marine Einfluß von vorgelagerten Sedimentationsräumen auf Ostrakoden-Charophyten-WS vernachlässigbar gering.

Nach den Ausführungen von GIERLOWSKI-KORDESCH et al. (1991) entspricht dieser MF-Typ Fazies B<sub>2</sub> in unterkretazischen Sedimenten der Serranía de Cuenca/Ostspanien. Die Autoren interpretieren die Karbonate als Tümpelsedimente und im Gegensatz zu siltigen Mergeln von Fazies B<sub>1</sub> (vgl. MF-Typ 3c) als Ablagerungen während nachlassender Subsidenz des Untergrundes. Der geringe Anteil an terrigenem Detritus wird als Folge der nachlassenden Transportkraft der Zuflüsse aufgrund sich verringernder Reliefunterschiede in einem sich verflachenden Sedimentationsraum gedeutet.

Die offen-lakustrinen Seesedimente kommen innerhalb zweier, voneinander unabhängiger Intervalle in der Profilabfolge der Serra do Bouro vor und vertreten unterschiedliche Ablagerungsräume. So erweisen sie sich im basalen Profilteil, innerhalb palustriner sowie terrigener Abfolgen, als Karbonate, welche im Bereich der oberen Deltaebene abgelagert wurden. In den abschließenden Profilabschnitten hingegen sind sie mit eingeschränkt-lagunären Plattformkarbonaten (Ostrakoden-Pelecypoden-WS/FS) vergesellschaftet und lassen sich als Sedimente limnischer Küstentümpel deuten, auf welche nur episodisch marine Prozesse einwirkten.

Der Sedimentationsraum war in beiden Fällen kaum von terrigenem Eintrag beeinflusst. Dies ist auf eine distale Lage und geringe Subsidenzrate (op. cit.) zurückzuführen. Süßwasserseen der oberen Deltaebene waren darüberhinaus von einem dicht bewachsenen Süßwassersumpf umgeben, welcher die ankommende Sedimentfracht wirkungsvoll abfing (vgl. „Black Pebble“-Lithoklast-FS (MF-Typ 2d)). Möglicherweise wurde die Entstehung dieser Süßwasserkarbonate auf deaktivierten Deltaloben begünstigt, in deren Bereich infolge des fortschreitenden Reliefausgleichs ohnehin nur geringe Mengen an terrigenem Detritus angeliefert wurden.

#### Siltig-sandige Oogonien-Mergel (MF-Typ 3c)

Die sowohl im frischen als auch im angewitterten Zustand mittelgrauen Mergel sind selten vertreten und werden als 1,6 m mächtige Faziesseinheit nach oben durch offen-lakustrine Karbonate (MF-Typ 3b) und im Liegenden von Sumpfkarbonaten („Black Pebbles“-Lithoklast-FS) begrenzt.

Sie enthalten eine niederdiverse aber individuenreiche Fauna und Flora. An Mikrofossilien sind vor allem Gyrogonite sowie ausschließlich glattschalige und zweiklappige Ostrakodengehäuse vorzufinden. Das Faunenspektrum wird durch oftmals in Schalenerhaltung überlieferte Süßwasserschnecken vervollständigt. Sowohl bioklastisch als auch biomorph vorliegend, erreichen diese Größen zwischen 1,4 und 3,5 mm und weisen hauptsächlich planspirale, zum Teil auch trochospirale Wuchsformen auf. Ein hoher Anteil an gut gerundetem Silt bis Grobsand zeigt eine Häufung im Feinsandbereich. Größere Pflanzenhäcksel kommen kaum vor, sind allerdings in Schlämmpfunden der Korngröße < 0,5 mm öfter nachzuweisen. Sie besitzen eine mikroskopisch sichtbare Netzstruktur, welche zum Teil einen dünnen Oxidationsbelag aus Goethit aufweist.

#### *Diskussion und Milieuinterpretation*

Die feinklastischen Ablagerungen dieser Faziesseinheit lassen sich anhand der Organismenzusammensetzung (Gyrogonite, Süßwasserschnecken) und mit Hilfe des stratigraphischen Zusammenhangs als limnische Bildungen innerhalb der oberen Deltaebene ansprechen. Die Deutung als Süßwassermergel wird dadurch erhärtet, daß sie von Palustrinkalken unter- und von Ostrakoden-Charophyten-Wackestones überlagert werden. Der fehlende Hinweis

einer pedogenen Überprägung sowie ein relativ hoher Organismengehalt schließen eine Ablagerung innerhalb eines limnischen Karbonatsumpfs aus. Sie zeigen hingegen eine weitgehende Übereinstimmung mit siltigen Mergeln (Fazies B<sub>1</sub>) der Assoziation B, wie sie GIERLOWSKI-KORDESCH et al. (1991) aus den Iberischen Ketten Ostspaniens beschreiben und als Bildungen eines flachen Sees deuten. Den hohen Gehalt an Quarzkomponenten führen die Autoren auf verstärkte Subsidenzphasen im Seezentrum zurück. Analog hierzu repräsentiert MF-Typ 3c ebenfalls, wie schon Ostrakoden-Charophyten-WS von MF-Typ 3b, einen Sedimentationsraum in zentralen Seebereichen und folglich offen-lakustrine Faziesbedingungen. Tatsächlich scheint infolge verstärkter Subsidenzraten oder akzentuierter Hinterlandhebung in der Serra do Bouro eine Konzentration terrigenen Materials in zentralen Bereichen einzelner Depressionen stattgefunden zu haben (allozyklisches Modell). Wegen der Reliefverteilung wurden Deltaloben aktiviert, wodurch in zentralen Seezonen siliziklastische Schüttungen zu einem Zusammenbruch der Karbonatproduktion führten. Wahrscheinlich verlor eine durch Pflanzen bestandene Uferrandzone ihre Filterwirkung, nachdem die Menge an Sediment einen kritischen Schwellenwert überschritt (vgl. auch MF-Typ 2d und 3b).

Alternativ hierzu ließe sich der hohe Gehalt an Quarzsilt und Quarzsand in Süßwassermergeln auf eine Ablagerung in Form eines Deltas in lakustrinen Randzonen interpretieren (autozyklisches Modell). Aufgrund des progradativen Verhaltens von Delten würde dies die allmähliche Zuschüttung des Sees bewirken, was sich jedoch aus der Profilentwicklung nicht bestätigen lässt. Das Fehlen typischer pedogener Merkmale und der Mangel an dem zu erwartenden hohen Pflanzenanteil sprechen zusätzlich gegen eine deltaische Bildung innerhalb flacher Seebereiche.

#### 4.1.4 Randmarine Faziesseinheiten einer eingeschränkten Plattform (FZ 4)

##### Ostrakoden-Pelecypoden-WS/FS (MF-Typ 4d)

Die Karbonate von Faziestyp 4d treten als geringmächtige Einschaltung innerhalb unterer Deltaebenen-Sedimente auf. Sie bilden zusätzlich den Übergang zwischen vollmarinen Echinodermen-Austern-*Trichites*-Bioklast-FS/RS (MF-Typ 6i) sowie lakustrinen Ostrakoden-Charophyten-WS (MF-Typ 3b) in den oberen Abschnitten der Profilabfolge. Ostrakoden und Ostrakodenschill kommen zum Teil massenhaft vor und sind entscheidend am Aufbau der matrixgestützten Gesteine verantwortlich. Diese weisen daher mitunter Affinitäten zu Mikrobenklasten-Ostrakoden-WS von MF-Typ 5c auf. Im Inneren der Ostrakodengehäuse kristallisierte entweder ein wasserklarer Blockzement aus oder es ist ein durch Fe<sup>3+</sup> rötlich gefärbter Dedolomit zu erkennen. Weitere mikrofossile Elemente sind selten und werden durch lituolide Foraminiferen, Charophyten, Gyrogonite sowie durch lagig-thrombolithische Klasten vertreten. Die Umgrenzung der Mikrobenklasten hebt sich dabei kaum von der umgebenden Gesteinsmatrix ab. Grobporig strukturierte „Cayeuxiide“ bleiben auf Karbonateinschaltungen innerhalb der Deltaebenen-Sedimente beschränkt. Es handelt sich um Cyanophyten, wie sie bereits in entsprechenden Faziesseinheiten aus den Profilen von Vale Verde und Casal de Vale de Ventos bekannt und dort in ungefähr gleicher stratigraphischer Position vertreten sind.

Pelecypoden bilden neben Ostrakoden die auffälligsten Faunenelemente. In der Reihenfolge ihrer Häufigkeit sind dies *Trichites* sp., unbestimmbare Muscheln mit dünnklappig-prismatischer Schale, Austern sowie schwach berippte, an *Arcomytilus* erinnernde Exemplare. Vereinzelt ist zwischen *Trichites*-Klappen eine thrombolithische Mikrobenkruste ausgebildet. Gastropoden sind in durchschnittlicher Häufigkeit vertreten und bilden sowohl turbiniforme Gehäuse vom Typ *Viviparus* als auch im Querschnitt rundliche, kalkschlammerfüllte Strukturen aus. Letztere sind extrem dünnchalig entwickelt und lediglich anhand eines sparitischen Zentralhohlraumes, welcher die Spindel nachzeichnet, erkennbar. Der mengenmäßig unbedeutende Rest an fossilen Hartteilen liegt hauptsächlich

bioklastisch vor und dürfte ebenfalls von Mollusken stammen. Als fragliche Bioturbationsspuren erweisen sich seltene, diffus im Gestein verlaufende Strukturen, in denen einzelne siltige Quarzpartikel und etwas deutlicher kleine Pflanzenhäcksel angereichert sind.

#### *Diskussion und Milieuinterpretation*

Trotz der etwas andersartigen Muschelfauna entspricht die Fossilzusammensetzung dieser Faziesseinheit der von MF-Typ 4d, wie er in der Serra dos Candeeiros auftritt und in Kap. 3.1.4 besprochen wurde. Auch hier beweist das offene Gesteinsgefüge niederenergetische Ablagerungsbedingungen unterhalb der Schönwetterwellenbasis. Die Kombination aus schwach skulpturierten Ostrakoden, einzelnen Charophyten sowie deren Reproduktionsorgane deuten auf eine limnische Beeinflussung des Sedimentationsraumes hin. Auch *Arcomytilus* kann in oberjurassischen Einheiten Portugals bis in das Brachyhalinikum vordringen (LEINFELDER 1986; WERNER 1986) (vgl. Kap. 3.1.4, 3.1.6) und unterstützt diese Auffassung. Ein bereits steifes bis halbverfestigtes Substrat verhinderte eine „echte“ endobenthische Muschelfauna sowie die Durchwühlung des Sediments durch Weichkörperorganismen. Die Konsistenz der Sedimentoberfläche ließ bestenfalls die Besiedlung durch epibenthisch-byssate Pelecypoden (*Arcomytilus*) zu. Weitere Muschelschalen, darunter *Trichites* sp., wurden aus vorgelagerten und vollmarinen Plattformarealen eingespült.

Der durch Kalkschlammsedimentation dominierte Ablagerungsbereich stellt infolgedessen, nicht zuletzt durch das Fehlen stenohaliner Faunenelemente (z.B. Echinodermen, Brachiopoden), eine vom offenen Meer abgeschirmte Bucht mit schwach hypo- oder schizohalinen Bedingungen dar, die trotz ihrer randlich-marinen Lage von terrigenem Detritus weitgehend unerreichbar blieb. Als Einschaltung in Ablagerungen der Deltaebene reflektiert dieser Mikrofaziestyp zusätzlich kurzzeitige marine Ingressionen beziehungsweise Sturmereignisse.

#### 4.1.5 Peritidale Faziesseinheiten (FZ 5)

##### Mikrobenklasten-Ostrakoden-WS/(PS) (MF-Typ 5c)

Vor allem untere bis zentrale Profilbereiche werden in Form von 0,5 bis 1,75 m mächtigen Bänken durch bereichsweise parallellaminierte Mikrobenklasten-Ostrakoden-WS/(PS) eingenommen. Diese wechsellagern mit oftmals schräggeschichteten Areniten und Wacken der gezeitenbeeinflussten Deltaebene.

Zum Teil gesteinsbildend auftretende, vollständig erhaltene sowie aufgearbeitete Ostrakodenschalen kennzeichnen zusammen mit Mikrobenklasten den Gesteinsaufbau. Die Mikrobenklasten sind entweder mikrosparitisch rekristallisiert und im Durchlicht bräunlich gefärbt oder werden von mikritisch-peloidalen Thrombolith-Strukturen bestimmt, in denen einzelne Filamente von Bakterien nachgewiesen werden können. Völlig aufgearbeitete Mikrobenkrusten liegen als dunkel gefärbte Peloiden isoliert in einer mikritischen Grundmasse vor. An weiteren Mikroffossilien sind Oogonien und sehr vereinzelt miliolide Foraminiferen vorzufinden. Der Dominanz an Mikroorganismen steht mit extrem dünnklappigem ?Pelecypodenschill, turbiniformen und vereinzelt planspiralen Gastropoden eine relativ verarmte und vor allem bioklastische Makrofauna gegenüber.

Als nicht-skelettale Karbonatkomponenten treten seltene, wenige Millimeter durchmessende Intraklasten auf, die aus Mikrit bestehen. Sie heben sich nur undeutlich von der gleichartigen Gesteinsmatrix ab, in die sie eingebettet sind.

Siltiger bis feinsandiger Quarz ist zumeist nur mäßig gerundet und im Gegensatz zu Hellglimmer ein nicht unwesentlicher siliziklastischer Bestandteil. Die partielle, auf der Anschlifffläche deutlich sichtbare Eisenimprägnierung zeichnet bevorzugt teildolomitierte Gesteinsbereiche nach. Häufig ist hierbei in der Nähe



solcher eisenreichen Partien eine auffällige Ausbleichung des umgebenden Karbonats als Folge von Stoffwanderungen festzustellen.

#### *Diskussion und Milieuinterpretation*

Offensichtlich lassen sich die Karbonate dieses Mikrofaziestyps als Schuttfazies von Cyanophyceen-Boundstones (MF-Typ 5a) verstehen, welche allerdings im Bereich der Serra do Bouro nicht aufgeschlossen sind. Bakterielle Klaster die möglicherweise als Nahrungsgrundlage von Ostrakoden dienten (vgl. Kap. 3.1.5), entstanden, als lagig-thrombolithische Mikrobenmatten in intertidalen Zonen aufgearbeitet und zusammen mit Ostrakoden meerwärts in distalere Bereiche der inneren Rampe transportiert wurden. Oogonien und miliolide Foraminiferen dürften ebenfalls aus benachbarten Habitaten eingespült worden sein. Bioklasten von benthischen Organismen und Intraklasten beweisen die Aufarbeitung eines halbverfestigten beziehungsweise plastischen Untergrunds aufgrund erhöhter Wellen- oder Strömungstätigkeit im Herkunftsgebiet. Fehlende Anzeichen einer Austrocknung des Substrats (Trockenrisse, Fensterstrukturen) lassen den Schluß zu, daß das klastische Material nach seinem Transport in flach-subtidalen Zonen zur Ablagerung kam.

Analog zu den in Kap. 3.1.5 diskutierten und interpretierten Karbonaten handelt es sich bei dieser Faziesseinheit um randmarin-peritidale Bildungen. Die intensive Wechsellagerung mit Rinnenablagerungen der unteren Deltaebene und der siliziklastische Anteil deuten auf einen terrigen beeinflussten Sedimentationsraum hin, der einem Delta vorgelagert war. Trotzdem verhinderte eine wirksame Abschirmung (z.B. küstenparallele Strömung) die übermäßige Kontamination des Ablagerungsraums durch Siliziklastika und ermöglichte die vorwiegend karbonatische Sedimentation.

#### 4.1.6 Lagunäre Faziesseinheiten einer offenen Plattform (FZ 6)

##### Lituolidenführende Gastropoden-FS (MF-Typ 6c)

Lituolidenführende Gastropoden-Floatstones treten einmalig als eine ca. 1,3 m mächtige Faziesseinheit im oberen Teil des durch Echinodermen und *Trichites* (MF-Typ 6i) dominierten Profilabschnitts auf.

Zahlreiche gleichartige Gastropoden bestimmen den Gesteinsaufbau mit trochospiralen Einzelindividuen von 1,5 bis 12 mm Durchmesser. Die nicht näher bestimmbaren Mollusken besitzen ein hauchdünnes Gehäuse, welches vollständig mit Kalkschlamm erfüllt ist. Das Internsediment zeichnet sich durch seine gegenüber dem Mikrit der Grundmasse helleren Graufärbung aus. Die daraus resultierende hell/dunkel-Fleckung ist bereits im angewitterten Zustand auf der Gesteinsoberfläche sichtbar. In der mikritischen Matrix zwischen den Gastropodenschalen finden sich lituolide Foraminiferen, selten Ostrakoden und vereinzelt Rotaliide (*Lenticulina*). Die, im Gegensatz zu den Gesteinen aus Fazieszone 3 und 4, prominent vertretenen, makrofaunalen Elemente setzen sich aus Echinodermen (z.B. Seeigelstacheln), dünnklappigen Muschelresten sowie aus *Trichites*-Klappen und weiteren Bioklasten zusammen. Diese Komponenten sind zumeist innerhalb von Grabspuren angereichert.

#### *Diskussion und Milieuinterpretation*

Diese Faziesseinheit tritt in ähnlicher Ausbildung in der Serra dos Candeeiros und im Gebiet um Fátima auf. Sie gehört dort zur lituoliden-/loftusiiden-dominierten Subfazies 1 aus Fazieszone 6 und wurde gemeinsam mit anderen Einheiten dieser Subfazies in Kap. 3.1.6 beschrieben und interpretiert.

Der hohe Gehalt an Kalkschlamm und der gute Erhaltungszustand dünnklappiger sowie instabiler Gastropodengehäusen belegen niederenergetische Verhältnisse in einem Ablagerungsraum unterhalb der normalen

Wellenbasis und deuten auf nur geringe postdepositionelle Kompaktionsereignisse hin. Das Sedimentationsgebiet zeigt einerseits mit rotaliiden Foraminiferen, Echinodermen und *Trichites* ein offen-marines und normalsalines Umfeld an. Andererseits sind durch das, wenn auch seltene, Auftreten glattschaliger Ostrakoden und der individuenreichen, monospezifischen Gastropodenfauna Anzeichen eines leicht eingeschränkten Lebensraums mit schwankenden Milieuparametern nicht völlig auszuschließen. Dieser Widerspruch ist Ausdruck des Übergangscharakter dieses Mikrofaziestyps zwischen vollmarinen (MF-Typ 6i, Echinodermen-Austern-*Trichites*-Bioklast-PS/RS; S. 147) und schizohalin-randmarinen (Ostrakoden-Pelecypoden-WS/FS) Zonen. Das Ablagerungsgebiet stand hierbei unter dem Einfluß beider Faziesräume und nahm deren Komponenten auf. Mit nur wenigen Ostrakoden und geringem siliziklastischen Anteil war es offensichtlich vorwiegend von vollmarinen sowie normalsalinen Umweltbedingungen geprägt. Es läßt sich daher als geschützter, niederenergetischer Lagunenbereich unterhalb der Schönwetterwellenbasis deuten und wird zur Fazieszone der lagunären Plattformkarbonate gestellt (SMF 8 nach WILSON (1975)).

#### Pelecypodenführende-Onkoid-Bioklast-FS/RS (MF-Typ 6f)

An der Basis des marin geprägten Profilteils bildet dieser Faziestyp dickbankige Karbonate aus, wo er massige Kalke aus Fazieszone 7 (s. Kap. 4.1.7) unter- und überlagert.

Mit einer Größe von maximal 1,2 cm sind Mikritonkoide die faziesbestimmenden Komponenten dieser Float- und Rudstones. Sie erhalten durch goethitische Imprägnationen eine rötlich-braune Färbung und besitzen dünne, homogen strukturierte Cortices von oftmals unter einem Millimeter Dicke. Die Onkoide sind frei von Protuberanzen und zeigen eine glatte Oberfläche, die vereinzelt von Bryozoen („*Berenicea*“), nubeculariiden Foraminiferen (cf. *Vinelloidea*) oder von Serpuliden besiedelt ist. In einzelnen Fällen weisen sie Bohr- und Erosionsspuren auf. Die Onkoidform hängt entscheidend von der Beschaffenheit des bioklastischen Kerns ab. Ein Großteil dieser Bioklasten besteht aus Austern- und anderen Pelecypodenklappen, infolgedessen die meisten Onkoide eine ellipsoide Gestalt annehmen. Weitere, oft onkoidisch umkrustete Organismenhardtteile stammen von zum Teil angebohrten Echinodermen (Seeigelstacheln, Trochiten), Gastropoden und von einer ästigen Koralle.

Vollständig überlieferte Makrofossilien sind nur untergeordnet auf der Gesteinsoberfläche nachzuweisen. Dazu gehören pectinide Muscheln, Austern (cf. *Ostrea*), *Arcomytilus*, *Nerinea* sowie Terebratulide. In der aus ehemaligem Kalkschlamm gebildeten Gesteinsmatrix treten im Gegensatz zu Peloiden häufiger rötliche Lithoklasten auf. Diese bestehen ebenfalls aus Mikrit oder besitzen mit einzelnen Ostrakoden und Dolomithomboedern auffällige Merkmale von ostrakodendominierten Faziesseinheiten (MF-Typ 4d, 5c). Innerhalb von Grabspuren, die die Grundmasse durchziehen, sind größere eiförmige sowie kleine achtstrahlige Koprolithen angereichert. In der Matrix dazwischen finden sich selten lituolide (*Ammobaculites*) und rotaliide (*Lenticulina*, *Epistomina*) Foraminiferen sowie Dasycladaceen (*Cylindroporella* cf. *arabica*). In das Gehäuse von *Ammobaculites* können feinsandige Quarzkörner integriert sein, welche zusätzlich in geringer Menge im Mikrit der Grundmasse vorzufinden sind. Unterhalb länglich-gebogener Komponenten (z.B. Austernklappen) zeigen sich vereinzelt Schirmporen („shelter pores“).

#### *Diskussion und Milieuinterpretation*

Auf die allgemeinen Bildungsbedingungen und auf verschiedene Klassifikationen von Onkoiden verweisen Kap. 3.1.6 und 5.1.4. Obwohl sich Komponenten- und Faunenzusammensetzung der Onkoid-Bioklast-Karbonate in der Serra do Bouro und in der Serra dos Candeeiros entsprechen, ist eine Dominanz der Makrofauna (Echinodermen,

Pelecypoden) gegenüber den mikrofossilen Anteilen und eine im Durchschnitt geringere Cortexdicke von Onkoiden im Bereich der Serra do Bouro zu beobachten.

Mit Mikritonkoiden (*Spongiostromata sensu* PERYT (1981)) liegen hier Komponenten vor, die den Onkoiden von Typus I nach DAHANAYAKE (1977) entsprechen. Das Fehlen einseitiger Verdickungen und Protrusionen widersprechen einer in-situ Bildung, wie sie LEINFELDER & HARTKOPF-FRÖDER (1990) an tertiären Onkoiden des Mainzer Beckens annehmen. Der dünne Cortex deutet eher auf ungünstige Bedingungen bei der Onkoidentstehung hin. So geht auch PERYT (1981) für mesozoische spongiostromate Onkoide von instabilen Umweltfaktoren und kurze Bildungszeiträume bei rascher Sedimentation aus. Die Onkoide können dabei oftmals den Beginn transgressiver Phasen oder kondensierte Lagen markieren. Der limitierende Faktor für das Wachstum der untersuchten Onkoidrinden war der konstant hohe Eintrag von Karbonatschlamm, welcher die schnelle Zuschüttung der Komponenten bewirkte. Darüberhinaus verhinderte eine ständige Zufuhr von Komponenten aus vorgelagerten Karbonatsandbereichen (Echinodermen) nicht nur die Besiedlung durch inkrustierende Organismen, sondern machten einen stärkeren Cortexzuwachs unmöglich, indem äußere Onkoidlagen zum Teil abradiert wurden. Auch die von DAHANAYAKE (1983) bei der Entstehung spongiostromater Onkoide geforderten hochenergetischen Verhältnisse ließen sich mit der glatten Onkoidoberfläche, der geringen Beteiligung an Inkrustierern sowie mit einzelnen Erosionsstrukturen belegen. Solche Bildungsbedingungen würden jedoch den Absatz des grundsätzlich hohen Kalkschlammanteils verhindern und für endobenthische Organismen unattraktive Lebensräume schaffen. Nicht zuletzt bilden die nachgewiesenen Dasycladaceen-Thalli fragile Strukturen, welche bei hoher Wellenergie kaum fossil überlieferbar wären.

Unter Berücksichtigung aller Argumente dürfte die Onkoidbildung in randlichen beziehungsweise rückwärtigen und vor Wellen- und Strömungstätigkeit weitgehend geschützten Bereichen von Echinodermensand-Barren unter intermediären Energiebedingungen erfolgt sein. Das Ablagerungsgebiet leitete zu einer Lagune über, aus welcher die ständige Zufuhr an Karbonatschlamm, Dasycladaceen, lituolide Foraminiferen und Pelecypodenklappen gewährleistet war.

#### Echinodermen-Austern-Trichites-Bioklast-PS/RS (MF-Typ 6i)

Diese Fazieseinheit entwickelt sich mit ungefähr 21 m Gesamtmächtigkeit im Hangenden von pelecypodenführenden Onkoid-Bioklast-FS/RS (MF-Typ 6f) und wird von Ostrakoden-Pelecypoden-WS/FS (MF-Typ 4d) überlagert. Kennzeichnend für die Pack-, Float- und Rudstones ist die großbankige Ausbildung der bis zu 5 m mächtigen Einzelschichten.

Die dominierende Makrofauna besitzt im wesentlichen eine bioklastische Prägung. Sie setzt sich hauptsächlich aus *Trichites*-, Austern-, unbestimmbaren Pelecypoden- und zahlreichen Echinodermenfragmenten (Trochiten, Seeigelstacheln, Seeigelgehäuse) zusammen. Weitere Bioklasten sind seltener und stammen von Gastropoden (u.a. *Nerinea*), dendroiden Korallen (cf. *Enallhelia*), Serpeln und pharetroniden Kalkschwämmen. Je nach Bankbereich können primär aragonitschalige Fossilreste einen dünnen, von Mikrobohrorganismen (Pilze, Bakterien) hervorgerufenen Mikritsaum aufweisen. Austernklappen sind bisweilen von lithophagen Muscheln angebohrt. *Trichites* ist in unregelmäßigen Abständen mit regellos orientierten Einzelklappen lagenweise angereichert. Darüberhinaus ist dieser Pelecypode in Lebensstellung vorzufinden. Die auf der Gesteinsoberfläche schwarz hervorwitternden Schalen erreichen dabei eine durchschnittliche Größe von 7 - 9 cm; der Maximalwert liegt bei 19 cm. In deren Nähe treten untergeordnet pectinide Muscheln sowie Terebrateln auf.

Die Mikrofauna und -flora ist mit einzelnen Vertretern benthischer Foraminiferen (*Alveosepta*, *Ammobaculites*, *Nautiloculina oolithica*), Dasycladaceen (*Acicularia*) sowie monaxoner und tetraxoner Schwammnadeln nur schwach vertreten und kann in einigen Gesteinsabschnitten fehlen. Auch Ostrakoden zeigen sich erst in den oberen Abschnitten dieses Mikrofaziestyps im Übergang zu ostrakodendominierten Wackestones (MF-Typ 4d). Lediglich „*Berenicea*“ und die ähnlich strukturierte *Hyporosopora* (vgl. BERTLING 1994) finden sich nicht selten als Inkrustationen bevorzugt auf Pelecypodenklappen (z.B. Austern).

Unterschiedlich aufgebaute Lithoklasten bilden auffällige nicht-skelettale Komponenten aus. Sie bestehen als Intraklasten entweder aus strukturlosem, manchmal eisenimprägniertem Kalkschlamm oder setzen sich aus Radialooiden zusammen, welche durch einen randständigen Tapetenzement miteinander verbacken sind (Tafel 6/Abb. 1). Des weiteren treten siltige bis feinsandige Extraklasten in Erscheinung. Quarz ist nicht nur am Aufbau von Extraklasten beteiligt, sondern erscheint auch als dispers verteilter Feinsand, selten als zum Teil idiomorpher Mittel- bis Grobsand.

#### *Diskussion und Milieuinterpretation*

Die hohen Bankmächtigkeiten der in diesem Faziestyp auftretenden Karbonate sind ein Anzeichen für stabile Bedingungen innerhalb des Ablagerungsbereichs (LEINFELDER pers. Mittlg.). Trotz des hohen Anteils an Austern, die innerhalb eines relativ weiten Salinitätsspektrums leben können (s. Kap. 6; vgl. LEINFELDER 1986), zeigt die Gesamtzusammensetzung der Fauna, mit zum Teil stenoahlinen Elementen, normalmarine Salinitätswerte an. Erst am Top dieser Einheit machen sich im Übergang zu Ostrakoden-Pelecypoden-WS/FS (MF-Typ 4d) leicht brackische Einflüsse bemerkbar.

Das überwiegend komponentengestützte Gefüge lässt sich auf Auswaschungsvorgänge („winnowing“) im Bewegtwasser oberhalb der Schönwetterwellenbasis zurückführen. Sturmereignisse arbeiteten ein halbverfestigtes Substrat unter Bildung von Intraklasten und bioklastischen *Trichites*-Horizonten auf und schwemmten zusätzlich Material (oolithische Klasten, Echinodermen) aus exponierten Barrensysteinen ein. Gelegentlich befand sich der Ablagerungsraum unterhalb der Wellenbasis und erlaubte die Kalkschlamm sedimentation (Floatstones). Lagen mit überlieferten *Trichites*-Individuen in Lebensstellung verdeutlichen diese episodischen Stillwassersituationen. Der für diesen Plattformbereich ungewöhnlich hohe Gehalt an terrigenen Komponenten ist auf den ständigen Zufluß aus dem Hinterland zurückzuführen, welches unweit des Sedimentationsraums lag.

Echinodermen-Austern-*Trichites*-Bioklast-PS/RS charakterisieren offene, gut durchlüftete und lagunäre Plattformgebiete im Schwankungsbereich der Schönwetterwellenbasis. Diese befanden sich zwischen vorgelagerten Karbonatsandbarren (Echinodermen, Ooide), einschließlich deren randlich-geschützten Bereiche (vgl. MF-Typ 6f) und eingeschränkt brackisch-lagunären Sedimentationszonen. Normaltemperierte und normalsalinare Wassereigenschaften wurden trotz der abschirmenden Sedimentbarren durch eine Verbindung zum offenen Meer garantiert.

#### Lituolidenführende Pelecypoden-Lithoklast-FS/RS (MF-Typ 6j)

Lituolidenführende Pelecypoden-Lithoklast-FS/RS markieren in der Serra do Bouro den Übergang zwischen der vorwiegend terrigen geprägten Profilbasis und der karbonatisch-flachmarinen oberen Hälfte der Schichtfolge. Sie treten in Form eines 1,3 m mächtigen Bankbereichs in Erscheinung und ähneln in ihrer Ausbildung Echinodermen-Austern-*Trichites*-Bioklast-PS/RS (MF-Typ 6i). Es handelt sich um Sedimentite, in welcher erstmalig vollmarine Faunenelemente innerhalb des Profils anzutreffen sind.

Auffällig an diesem Mikrofaziestyp ist der hohe Gehalt an Litho- und Bioklasten. Die kantengerundeten Lithoklasten besitzen eine Größe von maximal 1,5 cm und gliedern sich in Intraklasten und Extraklasten. Der größte Teil der Intraklasten besteht fast ausschließlich aus grauem, selten rötlich verfärbtem Mikrit. Bereichsweise enthalten sie Ostrakodenschalen. Daneben zeigen sich Intraklasten, die aus Peloiden oder aus Cortoiden und weiteren Lithoklasten bestehen. Extraklasten enthalten hauptsächlich Quarzsilt oder treten in Form von „Black Pebbles“ in Erscheinung.

Das bioklastische Material stammt überwiegend von Pelecypoden, vor allem Austern und etwas seltener *Trichites*. Reste von tiefgrabenden (?*Ceratomya*) und pectiniden Muscheln sind hingegen selten. Echinodermen- sowie Gastropodenschutt vervollständigt das klastische Spektrum der Makrofauna.

*Marinella*-Bruchstücke und lituolide Foraminiferen (z.B. *Nautiloculina oolithica*) sind die charakteristischen Mikroorganismen. Mit diesen sind selten *Epistomina*, thrombolithische Klasten sowie Ostrakoden vergesellschaftet. Mäßig gerundete und schlecht sortierte Quarzkomponenten können in nicht unerheblicher Menge in den Zwickeln zwischen den karbonatischen Bestandteilen auftreten. Sie besitzen eine siltige bis grobsandige Korngröße und haben ihre größte Verbreitung im Fein- und Mittelsandbereich. In den durch Quarz gekennzeichneten Gesteinspartien kommen vereinzelt oxidierte und bis zu 11,7 mm lange Lignitfragmente vor. Kleine Dolomithomboeder und Brauneisen-Pseudomorphosen nach Pyrit sind lokal angereichert und stellen im Durchlicht auffällige Komponenten dar.

#### *Diskussion und Milieuinterpretation*

Gemessen an der Faunen- und Komponentenzusammensetzung stellt dieser Faziestyp eine Varietät von Echinodermen-Austern-*Trichites*-Bioklast-PS/RS (MF-Typ 6i) dar. Er verkörpert folglich einen lagunären Ablagerungsbereich mit einer normal-marinen Fauna. Der deutliche Gehalt an Extraklasten bezeugt jedoch seine Wechselwirkung mit randmarinen Zonen und möglicherweise eine hohe Wellenenergie. Diese Komponenten bildeten sich durch die Abtragung von Schlammsteinen (siltige Extraklasten) und Sumpfkalken („Black Pebbles“) in den Gebieten der Deltaebene. Zusätzlich entstanden krustose Fragmente durch die Aufarbeitung von im Gezeitenbereich auftretenden Mikrobenmatten. Auch innerhalb des Sedimentationsraums sorgte Wellentätigkeit für die Bildung von Bio- und Intraklasten.

Die Vergesellschaftung von vollmarinen Faunenelementen lagunärer Zonen mit Litho- und Bioklasten aus unterschiedlichen Herkunftsgebieten sowie der markante Wechsel von randmarin/terrigenen zu rein karbonatisch-marinen Sedimenten innerhalb eines engen Profilintervalls sind offensichtlich das Produkt eines raschen Meeresspiegelanstiegs. Das vorrückende Meer arbeitete dabei die Küstenzone auf. Das entstandene klastische Material wurde anschließend meerwärts transportiert und kondensierte im subtidalen Lagunenbereich mit vollmarinen Komponenten.

#### 4.1.7 Höherenergetische Plattformkarbonate (FZ 7)

##### Ooid-Bioklast-PS (MF-Typ 7a)

Ooid-Bioklast-Packstones sind mit einer Gesamtmächtigkeit von 2,75 m als dickbankige Einheit zwischen Echinodermen-Lithoklast-Bioklast-PS/GS (MF-Typ 7d) eingeschaltet.

Das insgesamt schlecht sortierte Gestein wird von Radialooiden bestimmt, welche mit ~ 60% am Gesteinsaufbau beteiligt sind. Die Korngröße der sphärischen bis ovalen Komponenten schwankt zwischen 0,25 und 1,0 mm; die Durchschnittsgröße liegt bei 0,45 mm. Der Ooidkern besteht vorwiegend aus kleinen gerundeten Intraklasten,

vereinzelt aus ungerundetem Quarz sowie bioklastischem Material. Innerhalb der Ooidcortices treten auffällige, oberflächenparallel angeordnete Dolomithomboeder mit einer mittleren Kristallgröße von 0,065 mm auf (Tafel 6/Abb. 3).

Die ausschließlich bioklastisch überlieferte Fauna setzt sich zu gleichen Teilen aus Echinodermen- und Molluskenschutt zusammen. Die Mollusken werden im wesentlichen durch foliat-calcitische Austernklappen vertreten, welche von „*Berenicea*“ besiedelt sein können. Darüberhinaus kommen kleinstückige *Trichites*-Fragmente sowie Gastropodengehäuse vor. Im Porenraum zwischen den gröbereren Partikeln zeigen sich vereinzelt textulariide Foraminiferen, Kalkschwammreste und dünnschalige Ostrakoden.

Größere mikritische Intraklasten sind zumeist relativ gut gerundet und besitzen im Gegensatz zu den kleinen Exemplaren keine radialooidische Ummantelung. Nur untergeordnet sind Mikritonkoide mit extrem dünner Rinde nachzuweisen. Sie erinnern in ihrer Ausbildung an entsprechende Komponenten von MF-Typ 6f. Quarzkomponenten dienen nicht nur als Ooidkeim sondern sind darüber hinaus als eckige und feinsandige Komponente dispers im Gestein verteilt.

#### *Diskussion und Milieuinterpretation*

In der Diskussion von Kap. 3.1.7 wurden die von verschiedenen Autoren bevorzugten Modelle zur Ooidgenese gegenübergestellt. Darüberhinaus wurde auf die für die Bildung von Ooiden wichtigen Milieuparameter eingegangen.

Mit Austern, *Trichites*, Lituoliden sowie mikritischen Intraklasten und einzelnen Mikritonkoiden zeigen die Karbonate einen Faziesraum unter dem Einfluß von offen-lagunären (MF-Typ 6i) beziehungsweise onkoiddominierten Sedimentationsprozessen an (MF-Typ 6f). Der beträchtliche Anteil an Trochiten stammt zusätzlich aus rückwärtigen Bioklastsandbereichen (MF-Typ 7d).

Der Ablagerungsraum der vorliegenden Ooid-Bioklast-Packstones lag im randlich inaktiven und geschützten Bereich zwischen internen Echinodermen- und externen Ooidbarren, von denen letztere allerdings nicht aufgeschlossen sind. Auf eine solche Fazieszone weisen, abgesehen von der Vergesellschaftung bioklastischer Oolithe mit Echinodermen-Kalken (MF-Typ 7d), auch die mikritischen Matrixanteile zwischen den Komponenten hin. So wird rezente Karbonatschlamm oftmals in geschützten Barrenzonen von grabenden Crustaceen eingefangen und mit gut sortierten Karbonatsanden vermischt, was zu einer Homogenisierung des Sediments führt (SCOFFIN 1987). Diese Organismen gelten außerdem für maßgeblich an der Zerstörung der in Barrenstrukturen typischen, primären Schrägschichtungseinheiten verantwortlich.

Die Ablagerungen dieser Faziesseinheit waren weniger verbreitet als onkolithische Karbonate von MF-Typ 6f, spiegeln jedoch ähnliche Ablagerungsbedingungen wider. Trotzdem schien in diesen von Ooiden bestimmten Bereichen eine etwas höhere Wellenenergie mit einer größeren Mobilität der Partikel vorzuherrschen. Das Sedimentationsgebiet bildete eine flache Plattformdepression. Es grenzte zum offenen Meer hin an nicht überlieferte Ooidbarren und küstenwärts an hochenergetische, von Echinodermen kontrollierte Barrensysteme. Seine Lage im etwas geschützten Bereich zwischen diesen Barrenstrukturen machen es hinsichtlich der Sedimentationsbedingungen mit dem mittlereenergetischen Bildungsraum von pelecypodenführenden Onkolithen (MF-Typ 6f) vergleichbar (vgl. Kap. 4.1.6).

### Echinodermen-Lithoklast-Bioklast-PS/GS (MF-Typ 7d)

Die komponentengestützten Karbonate dieses Mikrofaziestyps stehen sowohl mit pelecypodenführenden Onkoid-Bioklast-FS/RS (MF-Typ 6f) als auch mit Ooid-Bioklast-PS (MF-Typ 7a) im Verband. Sie besitzen Schichtmächtigkeiten von bis zu 3 m und verwittern mit einer rauhen, weiß-grau gesprenkelten Oberfläche, auf der Echinodermenspaltflächen unterschiedliche Lichtreflexionen erzeugen können.

Die zumeist stark ausgewaschenen Gesteine bestehen aus kleinstückig fragmentierten Bioklasten und Intraklasten. Echinodermenreste stellen dabei mit Trochiten, seltener mit Seeigelstacheln die häufigsten Organismenreste dar (Tafel 6/Abb. 1). Innerhalb der feinmaschigen Hartteile lassen sich Reste noch erhaltener organischer Substanz anhand der dunklen Färbung nachweisen. Angerundete Intraklasten kommen in einem Korngrößenintervall zwischen 0,5 und 5,0 mm vor. Sie bestehen überwiegend aus Mikrit, seltener aus kleinen Ooiden und Bioklasten. Auffällige Überreste makrofaunaler Begleitorganismen stammen in abnehmender Häufigkeit von partiell mikritisierten Austern, rekristallisierten Pelecypodenklappen sowie *Trichites*. Serpelklasten, ästiger Korallenschutt und Gastropoden (vorwiegend Nerineen mit Geopetalgefüge) sind dagegen selten. Die Mikrofauna wird im wesentlichen von lituoliden Foraminiferen gebildet, vor allem *Ammobaculites* sp.. Einzelne leiterförmige, primär calcitische Strukturen liegen isoliert im Gestein vor und können als „*Berenicea*“ angesprochen werden.

Freie radialstrahlige Ooide sowie Pelloide treten lediglich akzessorisch auf. Letztere stellen im wesentlichen kleinstückig zertrümmerte oder zerriebene Intraklasten dar. Quarzkomponenten bilden weniger aufgrund ihrer Häufigkeit als vielmehr durch ihre Korngröße auffällige Komponenten. So tritt gerundeter, bevorzugt mittelsandiger und vereinzelt grobsandiger Quarz frei im Gestein auf und wittert auf der Gesteinsoberfläche heraus. Feinsandige Quarzkörner sind sehr selten und kommen ausschließlich in Form von Ooidkeimen vor.

Sämtliche Karbonatkomponenten werden von einem dünnen Saum aus drusigem A-Zement umgeben. Zum Porenzentrum hin folgt ein spätdiagenetischer Blockzement (B-Zement). Weder A- noch B-Zement weisen aufgrund von Verunreinigungen Trübungen auf, so daß die Grenze zwischen beiden Zementarten nur undeutlich zu erkennen ist. Bereichsweise zeigt sich um Echinodermenklasten ein syntaxialer Rindenzement, der im Kontinuum mit dem Echinodermen-Einkristall gewachsen ist.

Vor allem mikritische Intraklasten sind partiell bis vollständig dolomitisiert, wobei kleine Dolomitkristalle mit unebenen Kristallumgrenzungen zu beobachten sind (Satteldolomit). Eine ebenfalls durch Dolomitierungsprozesse hervorgerufene weitgehende Zerstörung der Primärstruktur tritt wie schon in MF-Typ 7a (Ooid-Bioklast-PS) innerhalb des Cortexes von Radialooiden auf.

### *Diskussion und Milieuinterpretation*

Bioklastsandige Sedimente bilden sich rezent an der Westseite auf Andros Island/Bahamas (z.B. TUCKER & WRIGHT 1990). Es handelt sich dabei um hochenergetische Karbonate, welche im Bereich der Brandungszone abgelagert werden. Echinodermen-Lithoklast-Bioklast-PS/GS sind Karbonatsande, welche die höchstenergetischen Ablagerungsbedingungen im Arbeitsgebiet der Serra do Bouro repräsentieren. Dies beweist zum einen der hohe Auswaschungsgrad und zum anderen der hohe Bio- sowie Lithoklastgehalt. Die überwiegend vollmarine Fauna deutet weder auf Salinitäts- und Temperaturschwankungen noch auf Nährstoffmangelsituationen hin.

Der Lebensraum wurde hauptsächlich von Crinoideen bewohnt, welche die Hauptmasse des skelettalen Schuttanteils lieferten. Turbulenzen im Meerwasser gewährleisteten wahrscheinlich eine ständige Zufuhr an Nähr- und Sauerstoff für die filtrierenden Organismen. Mikritische Intraklasten, lituolide Foraminiferen und Pelecypoden

wurden vermutlich aus ruhigeren Lagunenbereichen, Ooide und Intraklasten, die aus Ooiden und Bioklasten bestehen aus vorgelagerten Ooidsandbereichen herantransportiert (vgl. MF-Typ 7a).

Obwohl die Bildung dieser Faziesseinheit in Form von flächig abgelagerten Karbonatsanden denkbar ist, widerlegt der geringe Anteil an mikritisierten Komponenten (Cortoiden) diese Annahme (LEINFELDER mündl. Mitteilg.). Demgegenüber lassen sich die Echinodermenkalke als in Form von Karbonatsandbarren entstandene Sedimentite interpretieren, wie sie auch im französischen Oberjura von Lothringen vorzufinden sind (LATERNSER 2001). Grainstones dürften hierbei den höchstenergetischen und aktiven Barrenabschnitten, seltenere Packstones den etwas geschützteren inaktiven Bereichen entsprechen. Mit zum Teil grobsandigen Quarzen übte ein aktives Hinterland einen geringen, allerdings noch erkennbaren Einfluß auf das Sedimentationsgeschehen aus und läßt auf relativ küstennahe, plattforminterne Barrenstrukturen schließen.

#### Cortoid-Lithoklast-PS/GS (MF-Typ 7e)

Dieser Faziestyp steht in der Profilabfolge der Serra do Bouro lediglich in Form eines schlecht aufgeschlossenen, wenige Dezimeter mächtigen Bankbereichs an. Dieser markiert den Übergang von offen-lagunären Echinodermen-Austern-*Trichites*-Bioklast-PS/RS (MF-Typ 6i) zu restrikt-lagunären Ostrakoden-Pelecypoden-WS/FS (MF-Typ 4d).

Die Hauptkomponenten setzen sich aus Lithoklasten, Gastropodenschalen und randlich mikritisierten Bioklasten zusammen. Von der Mikritisierung sind vorwiegend aragonitschalige Muscheln betroffen, welche durch endolithische Mikroorganismen angebohrt wurden. Schwach skulpturierte und zum Teil relativ dickschalige Schneckengehäuse waren dagegen von Mikritisierungsprozessen kaum betroffen. Die nach dem Absterben der Organismen durch Kalkschlamm verfüllten Bohrlöcher erzeugen einen dunklen Mikritsaum, der die zumeist neomorph rekristallisierten Biogene umgibt und zum Komponenteninneren mit diffusem Übergang endet. Teilweise können innerhalb der Komponenten sich verzweigende Bohrstrukturen beobachtet werden (Tafel 9/Abb. 1). Bei vollständiger Mikritisierung geht die Internstruktur der Komponenten verloren, welche dann oftmals nicht mehr von mikritischen Intraklasten zu unterscheiden sind.

Intraklasten besitzen zumeist eine relativ gute Rundung und weisen Durchmesser von 0,6 bis 4 mm auf, wobei ein Extremwert von 9 mm gemessen wurde. Ihr Aufbau variiert je nach der internen Zusammensetzung der einzelnen Partikel. Es können vier verschiedene Intraklast-Varietäten unterschieden werden:

- rein mikritische Intraklasten
- mikritische Intraklasten mit Ostrakoden
- Intraklasten mit Peloiden
- Intraklasten mit Ooiden und Bioklasten

Randlich gelegene Ooide und Bioklasten sind dabei oftmals an der Intraklastumgrenzung angeschnitten.

Weiterhin treten mit durchschnittlicher Häufigkeit Austernklappen, *Trichites*-Klasten, Ostrakoden sowie Ostrakodenschill und Peloiden auf. Mit primär calcitischer Schalenmineralogie besitzen weder Austern noch *Trichites* einen randlichen Cortoidsaum. Die Ostrakodenharteile sind unskulpturiert und treten im Durchlicht als hellbräunliche Calcitklappen in Erscheinung. An zweiklappig überlieferten Exemplaren ist mitunter eine auffällige Schalenduplikatur zu sehen. Ostrakoden treten zusammen mit Peloiden sowohl in den interpartikulären Gesteinsporen als auch im intrapartikulären Hohlraum von Gastropodengehäusen auf.

Weitere karbonatische Komponenten kommen lediglich akzessorisch vor und werden von lituoliden Foraminiferen, Cyanophyten vom *Cayeuxia*-Typus und von Ooiden gebildet. Letztere besitzen eine Größe von maximal 0,8 mm,



eine Cortexdicke von 0,26 mm und sind vollständig zu Bahamitpeloiden mikritisiert. Wie in Mikrofaziestyp 7d, so treten auch hier seltene, mit einem Korndurchmesser von teilweise bis zu 1,5 mm jedoch grobe Quarzkomponenten auf. Diese sind schlecht gerundet und liegen vereinzelt in idiomorpher Ausbildung vor.

In den komponentengestützten Gesteinen überwiegen Grainstone-Partien, in welchen zwei aufeinanderfolgende Zement-Generationen auskristallisierten: ein randständiger Drusenzement (A-Zement) und ein spätdiagenetischer Blockzement (B-Zement). Mikritische Matrixanteile sind seltener vorzufinden. Wesentlich auffälliger ist dagegen alterierter Mikrit in Form bräunlich gefärbten Mikrosparrits.

#### *Diskussion und Milieuinterpretation*

Intensive Cortoidbildung erfolgt im warmen Flachwasser, in Gebieten mit konstanter Wellenbewegung oberhalb der Schönwetterwellenbasis und bei geringen Sedimentationsraten (FLÜGEL 1978; LEINFELDER 1986). Auch der grundsätzlich hohe Auswaschungsgrad des Gesteins, das hohe Angebot an bioklastischem Material, der gute Rundungsgrad der Intraklasten und nicht zuletzt die relativ dickschalige Ausbildung von Gastropoden deuten auf höherenergetische Ablagerungsbedingungen hin.

Abgesehen von den Schneckenhartteile und der Lituoliden besitzen die übrigen Komponenten einen allochthonen Charakter. So dürften Ostrakoden und ostrakodenführenden Intraklasten aus den benachbarten brackischen Habitaten einer restrikten Plattform stammen, wohingegen Pelecypodenschutt und mikritische Intraklasten aus offen-lagunären Zonen eingespült wurden. Freie sowie zu Lithoklasten verbackene Ooide stammen von vorgelagerten Ooidbarrenbereichen, fein- bis grobsandiger Quarz sporadisch vom Hinterland. Der Sedimentationsraum stand folglich unter dem Einfluß verschiedener Fazieszonen und lag an der Schnittstelle zwischen restrikten und vollmarinen Plattformbereichen.

Einen Hinweis auf mögliche Salinitätsschwankungen im Meerwasser während der Ablagerung gibt der bereichsweise auftretende Mikrosparrit. Er entsteht durch Umkristallisierungsprozesse aus Mikrit, indem  $Mg^{2+}$ -Ionen abgeführt werden. Dies geschieht unter anderem in einem brackischen Milieu oder indem Karbonate mit Süßwasser durchtränkt werden (z.B. Regenwasser) (vgl. FLÜGEL 1982).

Nach der Klassifikation von WILSON (1975) entspricht die hier vorgestellte Faziesseinheit weitgehend Standard-Mikrofaziestyp 11 (Grainstones mit umrindeten Bioklasten). Dieser wird als Plattformrandsande (Faziesgürtel 6) in der rückwärtigen Zone von Riffen oder von Plattformrändern interpretiert (op. cit.). Anhand der genannten Charakteristiken und aufgrund des sedimentären Verbands innerhalb der Profilabfolge läßt sich jedoch für diesen Faziestyp ein relativ proximaler Ablagerungsraum zwischen restrikt (MF-Typ 4d) und offen lagunären (MF-Typ 6i) Plattformgebieten schlußfolgern. Der hochenergetische Charakter macht auch hier eine interne, küstennahe Barre oder Untiefe wahrscheinlich (vgl. MF-Typ 7d), welche über die Wellenbasis reichte und die möglicherweise für die Gliederung in eingeschränkte und offene Lagunenbereiche verantwortlich war.



#### 4.2 Profilentwicklung in der Serra do Bouro

Das etwa 140 m mächtige Profil Zambujeiro (Abb. 38a - c) liegt am Südrand der Serra do Bouro ostnordöstlich von Foz do Arelho und verläuft über hügeliges und teilweise mit Strauchwerk bestandenes Gelände auf der Westflanke des Caldas da Rainha-Diapirs nach NNW. Es wird von Südwesten über die Landstraße 360, welche Caldas da Rainha mit Foz do Arelho verbindet, erreicht. Die Profilbasis befindet sich etwa 200 m südlich der Ortschaft Zambujeiro unterhalb der Windmühlenruine und auf der Rückseite eines Steinbruchs (Abb. 8).

Die Aufschlußbedingungen der basalen 30 Profilmeter sind ausreichend, von 30 bis 70 m lückenhaft und danach bis 117 m gut, um bis zum Profilende erneut lückenhaft zu werden. Vor allem tonig-siltige beziehungsweise mergelige Abschnitte in der Sedimentabfolge dürften für größere, zumeist durch Gräser bewachsene Aufschlußlücken verantwortlich sein.

Die Gesteinsschichten streichen NE-SW und weisen je nach Profilabschnitt voneinander leicht abweichende Streich- und Fallwerte auf. Diese betragen an der Profilbasis  $31^\circ/45,5^\circ\text{NW}$  und am Top  $20^\circ/41^\circ\text{NW}$ . Im zentralen Profilteil treten innerhalb der Siliziklastika durchschnittliche Streich- und Fallwerte von  $24,5^\circ/52^\circ\text{NW}$ , in den Karbonaten im direkten Anschluß darüber von  $23^\circ/45^\circ\text{NW}$  auf.

Die mittel-/oberjurassische Grenze ist infolge eines starken Macchia-Bewuchses nicht aufgeschlossen. Das hier bearbeitete Profil beginnt daher stratigraphisch etwas höher mit 0,5 m mächtigen, karbonatisch gebundenen und grau bis bräunlich gefärbten Siltsteinblöcken. Auf deren Schichtflächen sind mit einer Maximallänge von 32 cm inkohlte Pflanzenreste angereichert (Tafel 2/Abb. 4). Vereinzelt wittern bis zu faustgroße Karbonatgerölle aus dem Gestein hervor.

Im Anschluß daran wird die Schichtfolge von Profilmeter 0,5 - 15 von siltigen bis grobsandführenden Mergeltonen (MF-Typ 1d) bestimmt. Diese sind zumeist von Gras bewachsen oder relativ stark angewittert. Werden sie im frischen Zustand angetroffen, so zeigen sie eine graugrüne bis rötliche Marmorierung (Tafel 2/Abb. 5). In die tonig-speckigen Ablagerungen schalten sich in unregelmäßigen Abständen geringmächtige Siltsteinlagen (0,2 bis 0,7 m) oder bis zu 1,8 m mächtige und lignitreiche Siltsteinbereiche ohne erkennbare Internstruktur ein. Sie sind überwiegend karbonatisch, untergeordnet auch tonig gebunden und wittern als lateral auskeilende Sedimentlinsen zwischen den Mergeltonen hervor. Als zusätzliche Einschaltung liegen von Profilmeter 8,2 bis 9,0 mit gelblich-brauner Verwitterungsfarbe gradierte Grob- bis Feinsandsteine von Faziestyp 1b vor. Sie sind erosiv in eine dünne Siltsteinlage eingeschnitten und werden von einem 0,3 m mächtigen, gelblich-grauen und mehlig verwitternden Calichehorizont überlagert. Für dessen auffällig gefleckte Gesteinsoberfläche sind einzelne Karbonatknollen sowie eine inhomogene Verteilung des Silt- und Feinsandanteils verantwortlich.

Die Profilabfolge ist von Meter 14,7 bis 20,3 durch offen-lakustrine sowie palustrine Faziesseinheiten geprägt. Den größten Teil dieses Abschnitts nehmen graue ostrakoden- und charophytendominierte Karbonate von MF-Typ 3b sowie oogenien- und gastropodenreiche Mergel von Faziestyp 3c ein. Die 1,6 m mächtigen Mergel wittern dabei unterhalb der im Dezimeterbereich gut gebankten Seekalke (ca. 2,5 m) zurück. Die lakustrinen Einheiten werden von 0,3 bzw. 0,8 m mächtigen Sumpfkarbonaten („Black Pebble“-Lithoklast-FS) unter- und überlagert. Eine hellocker bis gelblichbraune Färbung der bis zu 1,5 cm großen Lithoklasten sowie hell- bis dunkelgraue/-braune „Black Pebbles“ erzeugen die deutliche Fleckung der Floatstones, welche sich auffällig gegenüber den strukturlosen lakustrischen Karbonaten abheben.

Das Profil setzt sich von Meter 20,3 bis 20,8 mit Mikrobenklasten-Ostrakoden-Wackestones (MF-Typ 5c) fort. In diesen nimmt der Silt- und Feinsandgehalt nach oben zu, um allmählich in Schlammsteine (MF-Typ 1d) überzugehen. Letztere stehen mit 3,25 m Mächtigkeit von Profilmeter 20,8 bis 24 als eine fossilarme Wechselfolge

von siltigen, blättrig zerfallenden Mergeltonen und geringmächtig hervorwitternden (max. 6 cm), schwach feinsandigen Siltsteinlagen an. Die gelblichen bis rötlichen Siltsteine weisen deutliche, auf differenzierte Kompaktionsvorgänge zurückzuführende Schichtverbiegungen auf. Sie enthalten darüberhinaus geringe Mengen an Ostrakoden sowie Molluskenschutt.

Erste restrikt-lagunäre Karbonate von MF-Typ 4d überlagern von Meter 24 - 24,5 die von terrigen-randmarinen Siliziklastika gebildete Folge in Form einer 50 cm mächtigen Floatstonebank. Sie führt vor allem große Mengen an Ostrakodengehäusen, welche sich im Gestein als dunkle Sparitpunkte äußern sowie dünnklappigen, zum Teil eingeregelt Pelecypodenbruchstücken, Gastropoden und grobporig strukturierten „Cayeuxiiden“. Die Komponentenführung konzentriert sich vorwiegend auf die Bankbasis und läßt zum Hangenden allmählich nach.

Der darauffolgende Profilabschnitt von Meter 24,5 bis 28,9 ist größtenteils durch Aufschlußlücken gekennzeichnet. Im zentralen Teil dieses Bereichs sind jedoch rötlich-gebankte Feinsandsteine von MF-Typ 1b aufgeschlossen, die zum Hangenden toniger werden und relativ leicht zerfallen. Innerhalb des feinsandigen Bankbereichs läßt sich eine nur 15 cm mächtige gradierte, quarzarenitische und karbonatisch gebundene Lage feststellen. Sie weist an ihrer Basis karbonatische Lithoklasten sowie grobsandigen Quarz und einzelne Feldspäte auf; nach oben bestimmen reiner Quarzfein- bis -mittelsand den Gesteinsaufbau.

Den Abschluß des basalen Profilabschnitts bilden von Meter 28,9 - 30,7 zum Teil dolomitisierte sowie goethitisch imprägnierte Peritidalite von MF-Typ 5c. Ostrakoden, Phytoklasten und einzelne Gastropodengehäuse verteilen sich homogen im bituminös riechenden Gestein, wohingegen Gyrogonite lagenweise angereichert sind.

Die sich daran anschließende Aufschlußlücke überspannt den Profilabschnitt von Meter 30,7 bis 55,6 und stellt einen landwirtschaftlich genutzten Geländebereich dar. Innerhalb der Lücke deuten Lesesteine (Siltstein, Ostrakoden- und Phytoklast-führende Wackestones) auf eine Fortsetzung der peritidalen/terrigenen Schichtfolge hin. Dies wird durch die nachfolgende, von Meter 55,6 - 71,6 lückenhaft aufgeschlossene Wechselfolge aus teils siltig-kalkigen teils dolomitischen Mikrobeklasten-Ostrakoden WS/(PS) (MF-Typ 5c) und rötlich bis ockerfarbenen Areniten beziehungsweise Wacken von MF-Typ 1b bestätigt. Nachdem von 56,2 bis 57,8 m zwischen den dezimetermächtigen Bänken dieser Faziesseinheiten Schlammsteine (MF-Typ 1d) zurückwittern, darf man davon ausgehen, daß die zahlreichen Aufschlußlücken in diesem Profilbereich ebenfalls aus tonigen Abschnitten bestehen.

Die Peritidalite von MF-Typ 5c äußern sich als homogene, zum Teil parallelgeschichtete Karbonate mit dem bekannten Fossilinventar an Phytoklasten, Ostrakoden, Gastropoden, dünnklappigen Pelecypoden sowie eingespülten Oogonien. Demgegenüber besitzen Arenite und Wacken von MF-Typ 1b zum Teil eine uneinheitliche Bankung, indem ihre Basis unterschiedlich weit in die Aufschlußlücken im Liegenden reichen. Zusätzlich zeichnen sie sich durch verschiedene Sedimentstrukturen aus. Neben glimmerführenden, plattig absondernden Parallelschichtungseinheiten sind planar schräggeschichtete Sedimente mit geraden oder mit sich asymptotisch dem Liegenden annähernden „Foresets“ zu erkennen (Tafel 4/Abb. 3). An der Basis der gradierten Vorschüttungslagen können karbonatische Aufarbeitungsklasten überliefert sein. Diagonal- bzw. Heringsgrätenschichtung tritt als eine besondere Sedimentstruktur bei Profilmeter 61,5 auf (Tafel 4/Abb. 3).

Die Lithologie ändert sich unvermittelt ab Profilmeter 71,6, indem mehrere Meter mächtige marine Karbonate auf Kosten der mittelbankigen Wechselfolge aus terrigen und randmarin geprägten Einheiten anstehen. Damit ist auch eine deutliche Verbesserung der Aufschlußverhältnisse verbunden.

Zunächst sind von Meter 71,6 - 72,9 litulidenführende Pelecypoden-Lithoklast-Float- und Rudstones (MF-Typ 6j) vorzufinden, welche unter mächtigen, weithin sichtbaren Karbonatbänken fugenartig zurückwittern. Auffällig ist der

bio- und lithoklastische Gesteinscharakter, der sich bereits makroskopisch durch die auf der Gesteinsoberfläche hervorwitternden Komponenten äußert. Faziell vermitteln die an Aufarbeitungskomponenten reichen Karbonate einerseits mit einzelnen Ostrakoden, Cyanophytenresten, zum Teil groben Quarzkomponenten sowie siltigen Extraklasten und „Black Pebbles“ zu terrigen/randmarinen Ablagerungen im Liegenden. Andererseits leiten sie mit Cortoiden, Foraminiferen (Lituolide, Rotaliide), *Marinella*, Echinodermen, ?*Ceratomya*-Resten und *Trichites* zu offen-marinen Fazieseinheiten im Hangenden über.

Im Anschluß daran folgen von Meter 72,9 - 81,0 m onkolithische Float- und Rudstones von MF-Typ 6f. Die Karbonate weisen an der Basis und am Top eine kalkmergelige Ausbildung und daher irreguläre knollige Verwitterungsformen auf. Im frischen Bruch der pelecypodenführenden Onkoid-Bioklast-FS/RS zeigen sich maximal 2,5 cm große, ellipsoide Onkoide mit dünnen Mikritrinden. Diese sind aufgrund von goethitischen Eisenimprägnationen rötlich-braun gefärbt und umschließen zumeist einen Pelecypodenkern. Muschelklappen bilden schließlich mit Austern- und *Trichites*-Resten die Hauptkomponenten des Bioklastanteils, die mit weniger häufigen Biogenen (Lituolide, Rotaliide, „*Berenicea*“, Echinodermen, Gastropoden, *Arcomytilus*) vergesellschaftet sind. Vor allem eingeregelt *Trichites*-Fragmente sind bisweilen in etwa 7 cm mächtigen Schuttlagen angereichert und wittern schwarz hervor.

Der Profilverbereich von Meter 81,0 bis 90,3 wird ausschließlich von komponentengestützten und höherenergetischen Plattformkarbonaten gebildet, die aufgrund der bis zu 3 m mächtigen Einzelbänke schwer zugängliche Gesteinsmauern ausbilden. Die Barren und barrennah abgelagerten Sedimente zeigen an der Basis (2,7 m) einen hohen Auswaschungsgrad (Grainstones), welcher nach oben abnimmt (Packstones). Der basale und der obere Teil dieses 9,3 m mächtigen Profilschnitts wird von MF-Typ 7d (Echinodermen-Lithoklast-Bioklast-PS/GS) eingenommen, deren Komponenten eine nur mäßige Sortierung aufweisen. Von den intensiv fragmentierten Bioklasten fallen vorwiegend Trochiten durch ihre reflektierenden Spaltflächen auf. Sie verursachen zusammen mit oftmals dolomitisierten Intraklasten und mittel- bis grobsandigem Quarz die rauh strukturierte Oberfläche der rundlich verwitternden Gesteine. Der übrige biogene Detritus stammt vorwiegend von Muscheln, seltener von Gastropoden (z.B. *Nerinea*), Serpeln, ästigen Korallen und Bryozoen („*Berenicea*“).

Mit ähnlichen Verwitterungsformen schalten sich von Meter 83,7 bis 86,4 Ooid-Bioklast-PS (MF-Typ 7a) in die von Echinodermen bestimmte Abfolge ein. Sie besitzen mit teilweise dolomitisierten Radialooiden von 1 mm Maximaldurchmesser eine durchschnittlich geringere Korngröße, als die sie umgebende Fazieseinheit.

Profilmeter 90,3 bis 94,6 wird erneut durch onkolithische Pack-, Float- und Rudstones von MF-Typ 6f geprägt. Sie überlagern unmittelbar Echinodermen-dominierte Karbonate und führen daher an der Basis noch größere Mengen an nicht umkrusteten Trochiten sowie Seeigelstacheln. Der Onkoidgehalt nimmt von der Basis bis in die Mitte des Bankbereichs zu, um bis zum Top erneut abzunehmen. Die durchschnittlich 1,5 cm großen, selten angebohrten Onkoide zeigen, wie bereits in den identisch entwickelten Onkolithen in stratigraphisch tieferen Profilschnitten, eine extrem dünne Mikritrinde, welche sich mit einer rötlichen Färbung gegenüber der mittelgrauen Matrix deutlich abhebt. Begleitend zum gewohnt zusammengesetzten Bioklastenspektrum (Bivalven, Serpeln, Echinodermen) wittern bereichsweise Terebrateln, pectinide Muscheln, sowie cf. *Ostrea* auf der Gesteinsoberfläche hervor.

Nach einer kleinen, ca. 2,0 m mächtigen Aufschlußlücke setzt sich das Profil von Meter 96,5 bis 117,7 mit Echinodermen-Austern-*Trichites*-Bioklast-PS/FS/RS (MF-Typ 6i) fort. Es handelt sich um eine offen-lagunäre Abfolge, deren Schichtmächtigkeiten bis zu 5 m beträgt. Am Top dieses Profilstücks geht der rein karbonatische und dickbankige Gesteinscharakter durch einen etwas höheren Tongehalt verloren. Die bioklastisch vorliegende Fauna wird von *Trichites*, zum Teil angebohrten und von *Berenicea* besiedelten Austernklappen, neomorphen

Pelecypodenklappen sowie Echinodermenschutt bestimmt und kann in ihrer Zusammensetzung geringfügig variieren. Der Echinodermengehalt nimmt innerhalb der letzten Meter dieses Profilabschnitts auf ein Minimum ab. Lituolide Foraminiferen (*Alveosepta* sp., *Ammobaculites* sp., *Nautiloculina oolithica*), Serpeln, dendroide Korallenfragmente (cf. *Enallhelia*) und Lithoklasten aus vorgelagerten Ooidbarren beziehungsweise von einem nahen Hinterland fallen nur bereichsweise auf.

In Abständen von einigen Metern gliedern *Trichites*-dominierte Lagen (z.B. bei 106,8 m) die relativ eintönige Abfolge in Form von zumeist regellos angereicherten 7 bis 19 cm langen Klappen. Teilweise sind die Pelecypoden im Bereich dieser Horizonte in Lebensstellung vorzufinden und wittern als biomorphes Element hervor. Auch aus den Karbonaten herauswitternder mittel- bis grobsandiger Quarz kann bei Meter 104,6 und 107,8 beobachtet werden.

Am Top (115,5 - 116,8 m) dieses von MF-Typ 6i gekennzeichneten Profiltails schalten sich 1,2 m mächtige Lituoliden-Gastropoden-FS (MF-Typ 6c) ein. Die hell/dunkel gefleckte Bruchfläche der dünnbankigen Biomikrite wird von einem gegenüber der Grundmasse hellen Mikrit erzeugt, welcher sich innerhalb von dünnchaligen Gastropoden anreicherte. Die im Vergleich mit Lituoliden und Gastropoden in nur bescheidener Häufigkeit auftretenden Bioklasten sind innerhalb von Grabspuren der bioturbierten Einheit konzentriert.

Das Profilende ab Meter 117,7 ist durch zahlreiche Aufschlußlücken geprägt, in denen zum Teil nur geringmächtige Einzelbänke als Schichtrippen hervortreten. Von Meter 119,1 - 121,3 äußert sich die Änderung der Sedimentationsereignisse durch den raschen faziellen Wechsel von Ostrakoden-Pelecypoden-PS (MF-Typ 4d), Cortoid-Lithoklast-PS/GS (MF-Typ 7e) und Echinodermen-Austern-*Trichites*-Bioklast-FS (MF-Typ 6i), welche mit je 0,75 m identische Mächtigkeiten aufweisen. Ostrakoden-Pelecypoden-Packstones spiegeln dabei mit einer niederdiversen, dafür individuenreichen Ostrakodenfauna restrikt-marine Verhältnisse mit eingeschränkten Lebensbedingungen wider. In Cortoid-Lithoklast-PS/GS und Echinodermen-Austern-*Trichites*-Bioklast-FS herrschen hingegen normal-marine Faunenelemente vor. Trotz der klaren Trennung der Faziestypen in diesem Profilbereich, zeigt eine gewisse Faunen- und Kompositionvermischung die gegenseitige Beeinflussung der Ablagerungsräume an. So treten Ostrakoden und ostrakodenreiche Lithoklasten auch in MF-Typ 7e sowie 6i auf, während die als restrikt-lagunär interpretierte Faziesseinheit (MF-Typ 4d) *Trichites*- und Austernreste enthält.

Der folgende und lückenhaft aufgeschlossene Profiltail wird von Meter 121,3 - 130,2 von dünnbankigen Ostrakoden-Pelecypoden-WS eingenommen. Auch hier dominieren Ostrakoden und Ostrakodenschill den Aufbau der Biomikrite. Das Innere der Ostrakodengehäuse erscheint aufgrund einer sparitischen Hohlraumfüllung dunkel oder nimmt durch Dedolomit eine hell-rötliche Färbung an. Dünnklappige Pelecypodenreste sind zumeist schwach berippt und ohne bevorzugte Einregelungsrichtung im Gestein verteilt. In der Abfolge nach oben treten vereinzelt undeutlich erkennbare Mikrobenkrustenfragmente, Oogonien und schlecht erhaltene Charophyten-Thalli hinzu. Von einer ca. 2,5 m mächtigen Aufschlußlücke getrennt schließen sich darüber von Meter 132,7 bis zum Profilende bei 140,4 m dünnbankige, weiterhin nur lückenhaft aufgeschlossene Ostrakoden-Charophyten-MS/WS (MF-Typ 3b) an. In den lakustrinen Karbonaten treten im wesentlichen, zumeist in Lagen konzentriert, Gyrogonite und bereichsweise vollständig überlieferte Charophyten auf. Die Häufigkeit dieser Komponenten schwankt beträchtlich. Für gewöhnlich nimmt mit zunehmendem Gehalt an Algen-Thalli der Anteil an verkalkten Reproduktionsorganen ab, und umgekehrt. Ostrakoden sind in gleichbleibender geringer Menge vorzufinden. Über den lakustrinen Bankkalken setzt sich die Schichtfolge mit Feinklastika des Unter-Kimmeridgiums fort.

## 5. Faziesarchitektur auf dem Plateau von Cesaredas

In diesem südlich von Serra d'El Rei gelegenen Arbeitsgebiet treten zum Teil ähnliche Faziesseinheiten wie in den Gebieten der Serra dos Candeeiros, Montelo und Fátima sowie in der Serra do Bouro auf. Es gilt daher die Anmerkung am Beginn von Kap. 4, indem die bereits beschriebenen Faziestypen ihre Bezeichnung beibehalten, wohingegen sich neue fazielle Einheiten mit fortlaufender numerischer Benennung anschließen. Eine Übersicht über die Fossil- und Komponentenzusammensetzung der einzelnen Mikrofaziestypen gibt Abb. 13.

### 5.1 Mikrofaziestypen und Faziesräume

#### 5.1.1 Terrigene Faziesseinheiten (FZ 1)

##### Arenite/Wacken (MF-Typ 1b)

Die Ablagerungen dieser Faziesseinheit treten als wenige Dezimeter messende Einschaltung oder als ein bis zu 9,5 m mächtiger Bankkomplex innerhalb von Schlammstein-dominierten Abschnitten (MF-Typ 1d) des basalen Profilteils auf. Sie besitzen dort, je nach Oxidationszustand des Eisens, eine überwiegend rote, etwas seltener eine rötlich-grün gefleckte Färbung. Zusätzlich finden sie sich, zumeist als graue hybride Sandsteine, bevorzugt mit oolithischen Karbonaten aus Fazieszone 7 assoziiert.

Die Ablagerungen sind vorwiegend als fein- bis mittelsandige Litharenite und lithische Wacken, vereinzelt als feldspatführende Wacken ausgebildet. Neben den geringeren Silt- und Grobsandanteilen tragen einzelne Quarzgerölle (max. 1,8 cm) zur schlechten Sortierung der zumeist ungerundeten Quarzkomponenten bei. Grobsandiger Quarz kann hierbei idiomorph auf der Gesteinsoberfläche hervorwittern. Dunkelrote und zum Teil grünliche Tonintraklasten, gelblich-grüne Silt- bis Feinsandintraklasten sowie karbonatische Extraklasten (graue Mikrite, hellbraune Dolomitgerölle, mürbe gelbliche Kalkmergel, sehr selten „Black Pebbles“) sind auffällige Komponenten, die mit unterschiedlicher Häufigkeit auftreten (Tafel 2/Abb. 3). Sie „schwimmen“ als un- bis angerundete Aufarbeitungskomponenten in der sandigen Gesteinsmatrix und können lagenweise etwas häufiger sein. Sie weisen eine teils gute, teils schlechte Sphärizität auf. Mit einem zwischen 2,5 und 55 mm variierenden Gerölldurchmesser, vermitteln diese Komponenten bisweilen zu polymikten Konglomeraten von MF-Typ 1e. In den Sandsteineinschaltungen zwischen den Schlammstein-Serien von MF-Typ 1d sind mit durchschnittlicher Häufigkeit schwach bräunlich gefärbte Dolomitrhomboeder in der Matrix vorzufinden. Diese fehlen dagegen in den hybriden Sandsteinen. Selten lassen sich Feldspäte als weiß verwitternde Minerale auf der zumeist rötlichen Gesteinsoberfläche nachweisen. Sie treten innerhalb des gleichen Korngrößenspektrums auf wie Quarz und zeigen aufgrund ihrer guten Spaltbarkeit eine schlechte Kornrundung. Hellglimmer, kleine Kohleschmitzen und hoch lichtbrechende Schwerminerale mit deutlichem Pleochroismus (?Zirkon) kommen nur untergeordnet vor.

In den hybriden Sandsteinen treten zusätzlich skelettale (Lituolide, Echinodermenfragmente, Austernklappen, Gastropodengehäuse) und nicht skelettale Komponenten (teilweise zerbrochene, radialstrahlige Normaloide, Polyooide, oolithische Intraklasten) auf.

In einzelnen arenitischen Schichten dringen von oben zahlreiche Wurzelspuren senkrecht nach unten. Die nach unten feiner werdenden Wurzelröhren können sich verzweigen und fallen als grünlich-graue Strukturen im überwiegend rot gefärbten Gestein auf (Tafel 2/Abb. 2).

Die Sandsteinbänke besitzen mitunter eine irregulär verlaufende Oberseite und zum Teil einen erosiven Schichtkontakt zum Liegenden. Über eine laterale Erstreckung von wenigen Metern können sie als großmaßstäblich planar schräggeschichtete Sedimentlinsen auskeilen (Tafel 2/Abb. 2).

Bei geeigneten Aufschlußverhältnissen ist eine Gradierung von Kies nach Grob- oder Mittelsand beziehungsweise von Grobsand nach Silt erkennbar. Nur selten und lediglich über ein Intervall von wenigen Dezimetern lassen sich mehrere übereinanderfolgende Zyklen von nach oben feiner werdenden Abfolgen beobachten.

Zum Teil entwickeln sich hybride Sandsteine mit diffuser Grenze allmählich aus Karbonaten im Liegenden und können ihrerseits graduell zur kalkigen Fazies im Hangenden überleiten. Eine undeutliche Parallelschichtung wird in diesen Übergangsbereichen durch einen Materialwechsel zwischen siliziklastischen und karbonatischen Komponenten hervorgerufen.

Arenite sind karbonatisch zementiert (Sparit), sofern sie ausschließlich innerhalb des terrestrischen Sedimentationsraums abgelagert wurden. Wacken hingegen zeigen eine tonige Bindung und besitzen eine nur geringe Verwitterungsresistenz. Sie wittern daher im allgemeinen zwischen den Areniten dünnbankig zurück. Hybride Sandsteine sind als Arenite ebenfalls durch einen sparitischen Zement verfestigt, in Wacken dient verhärteter Kalkschlamm als Bindemittel.

### *Diskussion und Milieuinterpretation*

Gesteine dieses Faziestyps sind bereits aus den Gebieten der Serra dos Candeeiros und der Serra do Bouro bekannt (vgl. Kap. 3.1.1, 4.1.1). Die überwiegende Rotfärbung der Sandsteine sowie das Auftreten lokaler Wurzelhorizonte deuten allerdings eindeutig auf eine terrestrische Entstehung als sogenannte „red beds“ hin. Mit eckigen, schlecht sortierten Komponenten, Gesteinsbruchstücken und mit einer zum Teil feinkörnigen Matrix weisen sie einen nur geringen textuellen Reifegrad und eine Komponentenumlagerung über vergleichsweise geringe Distanz auf.

Trotz nur selten nachgewiesener planarer Schrägschichtungseinheiten gibt es eine Reihe von Hinweisen, welche eine Ablagerung der Siliziklastika in Fließrinnen wahrscheinlich macht. So zeichnen auskeilende Sandsteinbänke mit zum Teil erosiver Basis ehemalige Rinnenbereiche nach, in denen wiederholt nachlassende Strömungsenergie zu vereinzelt sichtbaren zyklischen Verflachungsabfolgen führten. Tonig-siltige Aufarbeitungsklasten wurden als Bodenfracht an der Rinnenbasis transportiert, nachdem sie nach der Erosion von Schlammsteinen eines benachbarten, Playa- oder Sabkha-ähnlichen Sedimentationsraums (vgl. MF-Typ 1d) entstanden. Karbonatische Extraklasten innerhalb der Arenite und Wacken stammen aus unter-/mittel-jurassischen Serien und zeigen demgegenüber Ablagerungsprozesse auf oder unmittelbar vor Alluvialfächern an (vgl. MF-Typ 1e).

Im Uferdammbereich der Fließrinnen konnte ausreichend Wasser im Porenraum des Sedimentkörpers perkolieren und war infolgedessen zuweilen von Vegetation bedeckt. In unregelmäßigen Abständen ereigneten sich Dammbrüche, aufgrund derer sich feinklastische Sedimente fächerförmig auf der angrenzenden Überschwemmungsebene ausbreiten konnten. Sie sind als geringmächtige Feinsandlagen innerhalb von Schlammstein-Abfolgen überliefert. Die Bildung einer (Beta-) Caliche auf den Uferdämmen wäre denkbar und wurde für dieses Gebiet auch von KLINGEL (1991) beschrieben. Allerdings konnte im Anstehenden die Existenz eines solchen Krustenkalks, wie er etwa im Bereich der Serra do Bouro auf vergleichbaren Sandsteinen auflagert (vgl. Kap. 4.1.1), nicht bestätigt werden. Obwohl Rotsedimente vielfach auf aride bis semiaride Verhältnisse hindeuten, läßt dies zusammen mit fossilen Bodenhorizonten und der Häufigkeit an Fließrinnen auf Ablagerungen einer semihumiden Klimazone mit sich saisonal wiederholenden Trocken- und Regenzeiten schließen (vgl. MF-Typ 1d (Schlammsteine) & 1e (polymikte Konglomerate)).

Die karbonatische Zementation des nach der Ablagerung verbleibenden Hohlraums erfolgte in den Areniten durch Porenwasser, welches gelöstes Calciumhydrogenkarbonat entweder aus einem (durch Diapirauftstieg bedingten) karbonatischen Hinterland oder aus dem mitteljurassischen Untergrund bezog.



Aus den genannten Argumenten dürfte die Sedimentation der Arenite/Wacken überwiegend in Fließrinnen einer Küstenebene als gesichert gelten. Karbonatgeröllführende Sandsteine repräsentieren dabei proximale Bereiche in der Nähe von Alluvialfächern, wohingegen feinsandige Horizonte Dammuferbruch-Sedimente darstellen. Einzelne hybride Sandsteine entstanden, als die siliziklastische Fracht schließlich in Form von distalen und eventuell deltaischen Küstensanden abgelagert wurde, um sich dort mit küstennah gebildeten Barrensanden (Oolithe) zu vermischen. Hier gewährleistete wahrscheinlich eine küstenparallele Strömung die ständige Umlagerung der Siliziklastika. Je nach Dominanz von siliziklastischer oder karbonatischer Sedimentation, herrschten entweder terrigene oder marine Komponenten vor und erzeugten eine materialbedingte Parallelschichtung.

#### Schlammsteine (Pelite) (MF-Typ 1d)

Die feinklastischen Sedimente dieses Mikrofaziestyps sind mit großen Mächtigkeiten an der Profilbasis (~ 90 m) weit verbreitet und wechsellagern mit Sandsteinen aus MF-Typ 1b. In der zumeist aufschlußlosen Abfolge von Peliten überwiegen sowohl reine als auch stark siltig-sandige Tonsteine, wohingegen reine, plattig absondernde Siltsteine nur auf seltene und geringmächtige Abschnitte beschränkt bleiben.

Die dunkelroten bis rötlich-graugrün gefleckten Schlammsteine sind in den unteren 36 m der Abfolge reich an Quarzsilt bis -grobsand. Vereinzelt lassen sich sogar feinkiesige Quarz- und Feldspatgerölle nachweisen. Mitunter können die Quarzkomponenten über ein Intervall von 2 m eine inverse Gradierung von Fein- nach Grobsand zeigen. Eckige Tongallen (= Intraklasten) mit durchschnittlich 3 cm Durchmesser sind in den untersten Profilabschnitten ebenfalls zahlreich vorhanden und verursachen zusammen mit den Quarzkomponenten eine schlechte Gesteinssortierung. Aus dem Gestein herausgewitterte Tonklasten geben den Feinklastika bisweilen eine löchrig strukturierte Oberfläche. Nur ausnahmsweise treten in den sandigen Peliten bis zu 9 cm große lignitische Komponenten auf, die horizontal angereichert sind.

Im oberen Teil der durch Siliziklastika bestimmten Abfolge (ab Meter 42,5) läßt der Anteil an Quarz sowie dessen Korngröße in den Schlammsteinen abrupt nach. Es liegen daher reine oder siltige, gut sortierte Tonsteine vor, die weiterhin eine rot-grüne Fleckung aufzeigen. Tritt Quarzsilt auf, so zeigt er dabei eine gute Rundung. In Schlammproben sind poröse Karbonatschuppen (< 1 mm) erkennbar, welche mit durchschnittlicher Häufigkeit vertreten sind. Des weiteren enthält die Schlammfraktion in der Korngröße zwischen 63 µ und 500 µ dünne, intensiv rot durchscheinende Hämatitplättchen.

#### *Diskussion und Milieuinterpretation*

Schlammsteine sind aus Deltaebenen-Bereichen bekannt (Kap. 4.1.1) und zeigen, abgesehen von intensiven Bodenbildungsprozessen, Ähnlichkeiten mit eisenreichen Mergeln (MF-Typ 1c) aus distal alluvialen Sedimentationsräumen, wie sie in Montelo, Vale Verde und Casal de Vale de Ventos anstehen (vgl. Kap. 3.1.1). Sie erinnern an permische Playa-Ablagerungen im Becken von Lodève/Südfrankreich östlich der Montagne Noire (eigene Beobachtungen) sowie an distale Suspensionsablagerungen einer Überschwemmungsebene der kretazischen Rupelo-Formation in Nordspanien (PLATT 1989b).

Die Gesteine dieses Faziestyps gehören, wie schon die Sandsteine von MF-Typ 1b, zur kontinentalen „red bed“-Fazies. Hämatitische Eisenverbindungen sind für die überwiegende Rotfärbung verantwortlich. Die Herkunft des Eisens, ob detritisch oder diagenetisch, ist Gegenstand kontrovers geführter Diskussionen. So wird die diagenetische Rotfärbung der Sedimente als langwieriger Prozeß angesehen, die aus dem Zerfall von Biotit, Pyroxenen und Amphibolen resultiert (EINSELE 2000; READING 1986). Auch WALKER (1967, 1974) nimmt eine schichtintern-

frühdiagenetische Bildung des Hämatits an, wohingegen TUCKER (1985) in feinklastischen Sedimenten eine detritische Herkunft nicht ausschließt. Tatsächlich dürften die nachgewiesenen mikrokristallinen und fragilen Hämatitplättchen gegen einen längeren Transport sprechen. Trotzdem halte ich es für wahrscheinlich, daß zusammen mit der Suspensionsfracht ein großer Teil an kolloidalen Eisenverbindungen aus einem lateritisch verwitterten Grundgebirge angeschwemmt und abgelagert wurde (vgl. VAN HOUTEN 1972). Die Rotfärbung des Sediments erfolgte anschließend, als die Eisenverbindungen zu Hämatit aufoxidiert wurden. Die zum Teil auffällige rot-grün Fleckung der Pelite ist auf die subsequente Reduktion des Eisens in wurzelnahen Zonen zurückzuführen. Weitere pflanzliche Überreste sind in diesen Sedimenten jedoch ausgesprochen selten. Die Hauptmasse der Pflanzengewebe dürfte unter oxidierenden Bedingungen im subaerischen Bereich zersetzt worden sein. Neben den grünlichen Reduktionsspuren liefern lediglich einzelne lignitführende Siltsteinhorizonte zusätzliche Hinweise auf eine ehemalige Vegetationsdecke.

Mikroskopisch kleine Karbonatplättchen wurden vermutlich anorganisch aus der Bodenlösung abgeschieden und könnten das Initialstadium einer Krustenkalkbildung darstellen. Dieser Vorgang erfolgte dabei nur kurzzeitig und unvollständig, so daß größere karbonatische Knollen nicht entstehen konnten. Dies kann zum einen auf die geringe Permeabilität des Substrats zurückgeführt werden, bestätigt aber auch die schon in der Diskussion von MF-Typ 1b (Arenite/Wacken) angenommenen semihumiden Klimaverhältnisse. Das Fehlen von Trockenrissen und evaporitischen Horizonten, wie sie in „echten“ Playa- bzw. Sabkha-Ablagerungen aus semiariden Klimagebieten zu erwarten wären, unterstützen die Annahme. Aufgrund der intensiven Sedimentfärbung sind episodische/periodische Trockenphasen mit subaerisch-oxidierenden Bedingungen jedoch nicht auszuschließen. Sie waren in diesem Ablagerungsraum möglicherweise etwas ausgeprägter als im Bereich der Serra dos Candeeiros, der Serra do Bouro sowie in Montelo und verhinderten die Bildung hydromorpher Böden mit Toneisenkonkretionen, Bohn- und Sumpferzen (vgl. Kap. 3.1.1, MF-Typ 1c).

Die Schlammsteine (Pelite) repräsentieren nicht zuletzt aufgrund des sedimentären Verbands, in dem sie mit Sandsteinen von MF-Typ 1b, Konglomeraten von MF-Typ 1e sowie marinen Karbonaten aus Fazieszone 7 stehen, Sedimente einer Küstenebene. Sie sind als Hochwasser- beziehungsweise „Overbank“-Ablagerungen zu deuten, die aus Suspension auf der Ebene zwischen Kanälen abgesetzt wurden. Mittels erosiver Prozesse in rinnennahen Bereichen finden sie sich als pelitische Aufarbeitungsklasten in Sandsteinen von Faziestyp 1b. Mittel- bis grobsandige Anteile in den Peliten sind wahrscheinlich auf Schichtflutereignisse zurückzuführen. Die Abnahme quarzsandiger Komponenten zum Hangenden läßt auf die zunehmend distale Lage des Sedimentationsgebietes zum kristallinen Hinterland am Westrand des Lusitanischen Beckens schließen. Obwohl die Sedimente deutliche Affinitäten zu bekannten Playa- oder Sabkha-Ablagerungen aufzeigen, besitzen sie Merkmale, die auf Klimaverhältnisse mit höherer Humidität hindeuten. Sie werden von mir daher lediglich als Playa- oder Sabkha-ähnliche Bildungen einer küstennahen Überschwemmungsebene angesprochen.

#### Polymikte Konglomerate (MF-Typ 1e)

Die Grobklastika treten bevorzugt an der Basis sowohl von Areniten (MF-Typ 1b) als auch von Oolithen (Fazieszone 7) auf. Sie können darüberhinaus mit diesen Ablagerungen sowie mit Marinellenkalken (Fazieszone 8) fazielle Mischtypen ausbilden. Die Konglomerate bleiben auf die untere Profilhälfte beschränkt, indem sie zumeist in Form geringmächtiger Bänke der Schichtfolge zwischengeschaltet sind. Örtlich erreichen sie jedoch Mächtigkeiten von über 10 m (vgl. Abb. 40) und keilen rasch zu beiden Seiten bis auf 0,4 m aus. Hiermit ist grundsätzlich eine Verringerung der durchschnittlichen Korngröße verbunden (s.u.).

Kennzeichnend ist ein sehr hoher Gehalt an un- und kantengerundeten Lithoklasten, die für ein komponentengestütztes Gefüge des schlecht sortierten Gesteins verantwortlich sind (Tafel 4/Abb. 4). Es überwiegen dabei Extraklasten, welche durch mikritische Karbonate, gelbliche Zellendolomite, Kalkmergel, „Black Pebbles“, vereinzelt Caliche-Knollen, reine Quarzgerölle mit Lösungsspuren und Grundgebirgsgerölle repräsentiert werden. Intraklasten sind etwas seltener und treten mit einer geringeren Konstanz auf. Zu ihnen gehören rötliche, zum Teil auch grünliche Tongallen, hellbraune, tonig gebundene Siltsteinklasten und feinsandige Gerölle. Die Geröllgröße in den Gesteinen schwankt zwischen 1,3 und 40 cm. Die geringsten D10-Werte belaufen sich auf 3,3 cm, die höchsten auf 21,6 cm. Innerhalb einer lateral verfolgbaren Konglomeratlinse (s.o.) können die D10-Werte über eine Distanz von 200 m von 12 cm über 9,6 cm auf 5,4 cm abnehmen, die maximale Geröllgröße von 18,5 auf 8,5 cm.

In den Zwickeln zwischen den grobklastischen Komponenten besitzt das Gestein zumeist eine litharenitische Zusammensetzung mit fein- bis grobsandigem Quarz und Gesteinsbruchstücken. Letztere zeigen bei einer fein- bis mittelsandigen Korngröße ein Komponentenspektrum, das dem der deutlich größeren Lithoklasten entspricht. In den arenitischen Gesteinsbereichen sind bräunliche Dolomithomboeder selten vertreten, in noch geringeren Mengen finden sich Feldspäte und Lignitstückchen.

Kommen die Grobklastika in Vergesellschaftung mit marinen Sedimenten (Oolithe, Marinellenkalke) vor, wird das Komponentenspektrum um seltene lituolide Foraminiferen, „Cayeuxiide“, Echinodermen, Gastropoden, Cortoide, Ooide ohne siliziklastischen Kondensationskeim sowie ooidische Intraklasten erweitert. Hier erscheinen an der Grenze zwischen karbonatischen und siliziklastischen Partikeln mikrotyolithische Kornkontakte auf Kosten der kalkigen Bestandteile. Die gemischt siliziklastisch-karbonatische Matrix im interpartikulären Zwickelraum läßt sich als hybrider Sandstein beschreiben.

Innerhalb der polymikten Konglomerate treten überwiegend normal gradierte Sedimentstrukturen auf. Bei geeigneten Aufschlußverhältnissen und ausreichender Mächtigkeit der Ablagerungen können dabei repetitiv gradierte Schichtpakete beobachtet werden. Im Übergang der Grobklastika zu Sandsteinen (MF-Typ 1b) oder Oolithen (MF-Typen 7f, 7g) ist ebenfalls eine Gradierung von Grobkies zu Sand nachzuweisen. Hieran ist ein gradueller lithologisch-fazieller Umschlag gekoppelt, indem der Lithoklastanteil zum Hangenden allmählich abnimmt. Demgegenüber ist die Kontaktfläche der Grobklastika zum Liegenden grundsätzlich als deutliche, erosive Grenze ausgebildet, an der sich die faziellen Merkmale und die Korngröße der Komponenten schlagartig ändern. Nur sehr selten lassen sich anhand von irregulären Geometrien der basalen Schichtfläche differenzierte Kompaktionsereignisse nachweisen (Tafel 4/Abb. 4).

#### *Diskussion und Milieuinterpretation*

Grobklastika mit vergleichbaren Eigenschaften werden aus oberjurassischen Synrift-Abfolgen von Nordspanien (westliches Cameros-Becken) beschrieben und sowohl als Wadi- als auch als Alluvialfächer-Sedimente gedeutet (PLATT 1995, Abb. 4c). Die extrem polymikte Zusammensetzung der Konglomerate weist auf eine Herkunft der Komponenten aus verschiedenen Liefergebieten hin. So belegen Quarzgerölle und Grundgebirgsklasten die Existenz des kristallinen Beckenrands im Westen und Südwesten (vgl. KLINGEL 1991), welcher zusätzlich große Mengen an fein- bis grobsandigem Material lieferte. Mikritische und dolomitische Komponenten sowie „Black Pebbles“ und einzelne Caliche-Gerölle stammen aus dem durch Diapirauftstieg freigelegten unter- bis mitteljurassischen Untergrund. Tonklasten sowie siltige und feinsandige Komponenten wurden durch die Aufarbeitung der Küstenebenen-Sedimente bereitgestellt.

Das klastische Material wurde in Form von schlecht sortierten Alluvialfächern abgelagert, die sich im wesentlichen auf der Küstenebene vor einem Hochgebiet vorbauten. In Gebieten, in denen sich das Liefergebiet in Meeresnähe befand, setzte sich die Sedimentfracht als grobklastisches Fächerdelta in oolithisch dominierten Rampenbereichen ab. Die Fächergeometrie ist noch vereinzelt durch rasch auskeilende Konglomeratlinsen nachzuvollziehen.

Das korngestützte Gefüge, erosive Schichtflächen, eine für diese Sedimente vergleichsweise geringe Mächtigkeit sowie gradierte Abfolgen sind das Ergebnis von Schichtflutereignissen, welche bevorzugt in etwas humideren Klimazonen stattfinden (NICHOLS 1999). Auch höher viskose Schuttstöße (Debris flows) tragen vielfach zum Aufbau von Alluvialfächern bei. Debrite zeichnen sich jedoch durch schlecht sortiertes, matrixgestütztes Gefüge ohne Sedimentstrukturen aus, verhalten sich nicht erosiv und kommen hauptsächlich in semiariden Gebieten zum Absatz. Dies widerspricht deutlich den Merkmalen, welche an diesen Konglomeraten nachgewiesen wurden.

Mehrfach gradierte Karbonatkonglomerat-Sequenzen sind auf wiederholte Hebungsvorgänge (Diapirauftstieg) des Liefergebietes und auf die Versteilung des Reliefs zurückzuführen. Grobe, proximal sedimentierte Klaster dokumentieren hierbei initiale und abrupte Bewegungen, durch die infolge verstärkter Erosion im Scheitelgebiet der unter- und mitteljurassische Untergrund freigelegt wurde. Nachdem dieser möglicherweise inselartig in den subaerischen Bereich gelangte, bildete sich eine Vegetationsdecke aus, welche zur Infiltration und Schwarzfärbung der Karbonate führen konnte („Black Pebbles“). Die Abnahme der Korngröße und der Geröllführung am Top der Konglomerate zugunsten quarzarenitischer Gesteinsanteile deuten auf eine allmähliche Einebnung des Liefergebietes und der damit verbundenen nachlassenden Transportkraft des Wassers hin. Letztendlich überwog die siliziklastisch-sandige Sedimentation als die aus unter-/mitteljurassischen Karbonaten gebildete Barriere verschwunden war und siliziklastischer Detritus ungehindert von kristallinen Hochzonen aus westlicher Richtung eingeschwenkt werden konnte. Das gleiche Signal ist an grobklastischen Fächerdelten zu beobachten, als sich in flachmarinen Zonen mit nachlassender Geröllführung allmählich die Karbonatsedimentation mit Ooiden durchsetzte.

#### 5.1.2 Lagunäre Faziesseinheiten (FZ 6)

Zu dieser Fazieszone (FZ 6) zählen biomikritische Mikrofaziestypen, welche sich durch einen hohen Gehalt an Foraminiferen und Bioklasten auszeichnen. Sie weisen damit Ähnlichkeiten zur foraminiferendominierten Subzone 1 aus offen lagunären Bereichen der Serra dos Candeeiros und des Plateaus von Fátima auf (vgl. Kap. 3.1.6), unterscheiden sich jedoch von diesen durch eine andersartige Zusammensetzung der Begleitkomponenten.

Im wesentlichen können drei verschiedene Mikrofaziestypen gegeneinander abgegrenzt werden:

- Lituoliden/Loftusiiden-Gastropoden (*Nerinea*)-Bioklast-WS/PS/FS (MF-Typ 6c)
- Lituoliden-Dasycladaceen-Cortoid-PS (MF-Typ 6k)
- Foraminiferen-Peloid-PS (MF-Typ 6l)

Die im Dezimeterbereich gebankten, selten knollig ausgebildeten, grauen Karbonate treten im Vergleich zu oolithischen Einheiten (Fazieszone 7) und Marinellenkalken (Fazieszone 8), vor allem in den zentralen Profilabschnitten, relativ selten auf. Etwas häufiger sind sie in den Profiltteilen von Meter 175 bis 215 (vorwiegend MF-Typ 6c) sowie ab 405 m (vorwiegend MF-Typ 6k, 6l) vorzufinden. Lituoliden/Loftusiiden-Gastropoden (*Nerinea*)-Bioklast-WS/PS/FS treten bevorzugt in Vergesellschaftung mit hybriden Sandsteinen (MF-Typ 1b), Oolithen (MF-Typ 7a, 7f, 7g) und bisweilen mit Onkolithen (MF-Typ 6f, 8a) auf. Lituoliden-Dasycladaceen-Cortoid-PS und Foraminiferen-Peloid-PS hingegen sind hauptsächlich mit Oolithen von MF-Typ 7b und 7g,

Riffschuttkalken (MF-Typ 9d) sowie Korallen/Stromatoporen-Mikroben-BS (MF-Typ 10b) assoziiert. Untergeordnet bilden sie im Gelände auffällige Rinnenfüllungen zwischen den koralligenen Gesteinen aus.

An Foraminiferen sind in erster Linie agglutinierende Formen aus der Gruppe der Loftusiiden und Lituoliden weit verbreitet, darunter *Alveosepta jaccardi* (bevorzugt in MF-Typ 6c) und *Pseudocyclamina* sp. sowie *Ammobaculites* sp. und *Nautiloculina oolithica*. Mit unterschiedlicher Anzahl bilden rotaliide (*Epistomina* sp., *Lenticulina* sp.) und miliolide Foraminiferen vom *Quinqueloculina*-Typus wesentlich unauffälligere Faunenelemente. In Vergesellschaftung mit Foraminiferen finden sich häufig Gastropoden (v.a. *Nerinea*), Echinodermenfragmente (v.a. Seeigelstacheln) und oftmals dicht gepackte bis überpackte Pelloide, welche teilweise in gesteinsbildender Häufigkeit angereichert sein können. Ein Teil der Bioklasten ist aufgrund randlicher und mitunter fast vollständiger Mikritisierungsprozesse in Cortoide umgewandelt.

Des weiteren variiert innerhalb der einzelnen Sedimenttypen der Anteil an folgenden Komponenten: *Cayeuxia* sp., *Cayeuxia piae*, *Solenopora cayeuxiformis*, Dasycladaceen (*Salpingoporella annulata*, *Acicularia* sp., Dasycladaceae indet.), Bryozoen, *Marinella* mit vereinzelt *Lithocodium*-Bewuchs, Pelecypoden- und Austernklappen, Ooide, Onkoide mit dünner Rinde und Intraklasten.

Sind die Mikrofaziestypen (v.a. MF-Typ 6k, 6l) mit Float- und Boundstones aus den Fazieszonen 9 und 10 assoziiert, so wird das Komponentenspektrum um teilweise angebohrte und vorwiegend rekristallisierte Korallenäste (z.B. *Amphiastrea* cf. *piriformis*, *Synastrea (subagaricites)*, *Microsolena* sp., *Calamophylliopsis moreauana*), Stromatoporen (z.B. *Cladocoropsis mirabilis*), Serpulide (*Serpula quadrata*), „coralline“ Schwämme (*Neuropora lusitanica*, *Neuropora spinosa*, indet.), *Tubiphytes morronensis* mit unterschiedlich dicken Cortices, *Vinelloidea* sp. und oftmals von lithophagen Muscheln angebohrte Thrombolith-Fragmente erweitert.

Lituoliden/Loftusiiden-Gastropoden (*Nerinea*)-Bioklast-WS/PS/FS in Vergesellschaftung mit terrigenen Einheiten (MF-Typ 1b) sind ausgesprochen reich an Quarzsilt bis Quarzfeinsand und führen Pflanzenhäcksel (max. 9,5 mm) sowie maximal 3,7 mm große Extraklasten (Silt-/Feinsandklasten, Unter-/Mitteljura-Gerölle, „Black Pebbles“). Letztere traten bereits als maßgeblich am Aufbau von polymikten Konglomeraten (MF-Typ 1e) beteiligte Komponenten auf (vgl. Kap. 5.1.1).

#### *Diskussion und Milieuinterpretation*

Karbonate mit ähnlicher fazieller Prägung treten innerhalb der „Pteroceriano-Einheit“ des Arruda-Teilbeckens im Kimmeridgium/Portlandium auf und wurden als offen-lagunäre Bildungen interpretiert (LEINFELDER 1986). Für die vorliegenden Faziesseinheiten ist ebenfalls eine Ablagerung in lagunären Rampenbereichen anzunehmen. So spiegeln Echinodermen und Dasycladaceen euhaline Lebensbedingungen wider. Obwohl aus benachbarten Habitaten eingespült, unterstützen Stromatoporen, Korallen, *Tubiphytes* und „coralline“ Schwämme diese Annahme. Ausnahmen bilden sandige Lituoliden/Loftusiiden-Gastropoden (*Nerinea*)-Bioklast-WS/PS/FS, die mit terrigenen Faziesseinheiten eng assoziiert sind und zumindest episodisch leicht hyposaline Bedingungen anzeigen können. Dies bestätigen nicht zuletzt Konzentrationen von *Alveosepta jaccardi* (RAMALHO 1971; FELBER et al. 1982; LEINFELDER pers. Mitteilg.).

Pelloide, Cortoide, lituolide/loftusiide und miliolide Foraminiferen haben einen flachmarinen Bildungs- bzw. Lebensraum gemeinsam. Pelloide als Stoffwechselprodukte von substratfressenden Organismen lieferten das Material, welches von sandschaligen Foraminiferen in das Gehäuse eingebaut wurde. Postsedimentäre Kompaktionsereignisse waren für die zum Teil auffällige Überpackung des typisch lagunären Peloidalgefüges

verantwortlich. Übermäßig starke Kompaktionsvorgänge führten schließlich zur Herausbildung einer mikritischen Grundmasse in Lituoliden-Gastropoden (*Nerinea*)-Floatstones.

Während Peloide typisch niederenergetische Komponenten darstellen, dokumentieren nerineen- und cortoidreiche Karbonate eine erhöhte Wellenregie im Bereich des Lagunenbodens, welcher in der Schwankungszone der Wellenbasis lag (vgl. Kap. 3.1.6). Möglicherweise wurden zusätzliche Cortoide zusammen mit einzelnen Radialooiden und Intraklasten aus barrennahen Karbonatsandbereichen eingeschwemmt.

In Foraminiferen-Peloid-Packstones (MF-Typ 6l) besonders stark angereicherte textulariide Foraminiferen und Peloide lassen auf die Sedimentauswaschung in subtidalen Kanälen schließen, welche den Lagunenboden durchziehen. Den Nachweis hierzu liefern im Anstehenden sichtbare Rinnenstrukturen.

Die in lagunären Ablagerungen zu erwartenden Bioturbationsspuren zeigen sich nicht in Form von deutlich voneinander abgrenzbaren Grabgängen, sondern werden durch die ausgesprochen homogene Komponentenverteilung dokumentiert. Eine frühe Verhärtung von Grabbauten mit anschließender Kompaktion könnten außerdem zur Herausbildung von lokal begrenzten Knollenkalken verantwortlich gewesen sein.

Zusammenfassend bezeugen sämtliche Fazieseigenschaften für alle Sedimenttypen einen flachmarinen, lagunären Ablagerungs- und Lebensraum. Dieser erscheint in Form flacher Plattformdepressionen zwischen aufragenden Karbonatsandbarren, recifalen Strukturen sowie sandigen Küstenregionen und wurde von subtidalen Rinnensystemen durchzogen. Trotzdem variierten die Umweltbedingungen in Abhängigkeit von der Position der einzelnen Faziesräume auf der Plattform. So dokumentieren Lituoliden-Gastropoden (*Nerinea*)-Bioklast-WS/PS/FS (MF-Typ 6c) einen proximalen Sedimentationsbereich zwischen küstennahen/-parallelen Barrensystemen und einer siliziklastisch dominierten Küste. Aufgrund von Süßwasserzuflüssen herrschten hier phasenweise schwach brackische Verhältnisse vor. Lituoliden-Dasycladaceen-Cortoid-PS (MF-Typ 6k) und Foraminiferen-Peloid-PS (MF-Typ 6l) bildeten sich hingegen in küstenferneren, distalen Plattformzonen bei stabil euhalinen Umweltbedingungen. Sie waren von angrenzenden Faziesräumen beeinflusst, indem Korallen, Stromatoporen, thrombolithische Mikrobenkrusten, *Tubiphytes morronensis* und *Neuropora* aus recifalen Habitaten, Ooide und *Marinella lugeoni* aus mittel- bis hochenergetischen Rampenbereichen eingeschwemmt wurden.

### 5.1.3 Oolithe (FZ 7)

Oolithische Karbonate sind ab Meter 87,5 die kennzeichnenden Faziesseinheiten des Profils Pena Seca. Sie lassen sich in vier fazielle Subtypen untergliedern, welche untereinander graduelle Übergänge aufweisen können:

- Ooid-Bioklast-PS/RS mit Korallen/Stromatoporen (MF-Typ 7a)
- Ooid-Cortoid-PS/RS (MF-Typ 7b)
- Ooid-GS (MF-Typ 7f)
- Ooid-Onkoid-Bioklast-PS/RS mit Nerineen (MF-Typ 7g)

Aufgrund ihrer gleichartigen Ausbildung werden Ooide als faziesbestimmende Komponenten einheitlich für sämtliche Subtypen beschrieben. Die zum Teil erheblich abweichende Zusammensetzung der Begleitorganismen und -komponenten machen eine getrennte Beschreibung und Interpretation der einzelnen Faziesseinheiten im Anschluß daran notwendig.

Sämtliche Subtypen enthalten zahlreiche, oftmals in gesteinsbildender Häufigkeit auftretende Ooide, welche überwiegend radiale Mikrostrukturen zeigen. Tangentialooide sind wesentlich seltener und oftmals mikritisiert.

Vereinzelt lassen sich in ihnen radialstrahlige Anfangsstadien der Ooidgenese beobachten (Tafel 9/Abb. 4). Die Ooide sind in der Regel mäßig bis schlecht, in Ooid-GS (MF-Typ 7f) gut bis mäßig und zum Teil bimodal sortiert. Es überwiegen Normalooide (mehr als zwei Laminae), deren Kern oftmals nicht erkennbar ist oder aus Quarzkörnern, Peloiden, Foraminiferen und rekristallisierten Bioklasten besteht. Die Ooide weisen in Abhängigkeit ihres Kerns eine kreisrunde bis ellipsoide Kornform auf. Quarzkernooide besitzen ein zumeist eckiges Quarzkorn in vorwiegend feinsandiger Korngröße und zeichnen sich oftmals durch superfizielle Cortices aus. Sie kommen mit unterschiedlicher Häufigkeit in sämtlichen Oolithen vor und sind in Ooid-Bioklast-PS/RS (MF-Typ 7a) und Ooid-GS (MF-Typ 7f) mitunter sehr reich vertreten. Dabei tritt in Ooid-Bioklast-PS/RS freier und als Kern von Ooiden gebundener Quarz gemeinsam auf, wohingegen in reinen Ooid-GS sich freier Quarz und Sandkernooide gegenseitig ausschließen können. In Ooid-GS (MF-Typ 7f) und in Ooid-Bioklast-PS/RS (MF-Typ 7a) lassen sich zusätzlich Polyooide und vereinzelt Ooidviellinge beobachten.

Vielfach sind die Ooide vollständig zu „Calcitkugeln“ rekristallisiert, in denen der primär konzentrische Lagenbau vollständig überprägt wurde. Ein im Durchlicht gelblich gefärbter Zement läßt bisweilen die ursprüngliche Radialstruktur erahnen.

Die Ooide treten in einem Korngrößenintervall zwischen 0,13 bis 1,63 mm auf. Während die Minimalwerte in allen Subtypen relativ einheitlich um 0,2 mm schwanken, variieren die Maximalwerte enorm und können um nahezu das Dreifache voneinander abweichen. In sämtlichen Faziesseinheiten liegt der durchschnittliche Ooiddurchmesser mit 0,23 bis 0,81 mm unter einem Millimeter. Ooid-Bioklast-PS/RS und Ooid-GS weisen dabei tendenziell höhere Durchschnittswerte und stärkere Korngrößenschwankungen auf als Ooid-Cortoid-PS/RS und Ooid-Onkoid-Bioklast-PS/RS. Auf die Entwicklung der Ooidgröße (Extremwerte, Durchschnittswerte) innerhalb der einzelnen Subtypen verweist die nachfolgende Tabelle.

	Normalooide	Superfizielle Ooide	Polyooide	Ooide mit Quarzkern	Ooidgrößen (Minimalwerte)	Ooidgrößen (Maximalwerte)	Ooidgrößen (Durchschnittswerte)	Cortexdicke (Durchschnittswerte)
MF-Typ 7a	XX	X	X	X-XX	0,23 mm	1,63 mm	0,41-0,81 mm	0,29 mm
MF-Typ 7b	XX	X	--	O	0,13 mm	0,75 mm	0,23-0,53 mm	0,06-0,13 mm
MF-Typ 7f	XX	X	O-X	O-XX	0,23 mm	1,38 mm	0,29-0,68 mm	Keine Werte
MF-Typ 7g	X-XX	O-X	--	X	0,20 mm	0,58 mm	0,35-0,48 mm	Keine Werte

-- nicht vorhanden; O - selten; X - vorhanden; XX - häufig

#### Ooid-Bioklast-PS/RS mit Korallen/Stromatoporen (MF-Typ 7a)

Die Ablagerungen dieses Faziestyps sind in der oxfordischen Karbonatabfolge des Plateaus von Cesaredas weit verbreitet. Am auffälligsten sind sie in den Profilabschnitten zwischen Meter 220 und 280 mit bis zu 20 Metern Mächtigkeit entwickelt und wechsellagern oder verzahnen bevorzugt mit Sandsteinen von MF-Typ 1b und mit korallen-/stromatoporendominierten Einheiten aus Fazieszone 10. Die bläulich-grauen bis gelblich-braunen Karbonate zeigen vorwiegend eine Bankung im Dezimeterbereich. Nur selten lassen sich Bankmächtigkeiten von bis zu zwei Metern nachweisen.

Abgesehen von den bereits erwähnten Ooiden, bilden unterschiedlich stark fragmentierte Bioklasten faziesdiagnostische Komponenten. Gut erhaltene Fossilreste sind dagegen kaum nachzuweisen. Korallen-, Stromatoporen- und untergeordnet Chaetetiden-Schutt erzeugt mit auffällig groben Komponenten Rudstone-Partien in den vorwiegend durch ein Pack- oder Grainstonegefüge gekennzeichneten Karbonaten. Die Korallen

(*Calamophylliopsis* cf. *stockesi*, *Actinaraea granulata*, weitere unbestimmbare microsolenide und plocoide sowie vollständig rekristallisierte ästige Korallen) finden sich hauptsächlich als intensiv zerschlagene Komponenten mit wenigen Zentimetern Durchmesser im Gestein wieder. Darüberhinaus können vereinzelt vollständig erhaltene, phaceloide Kolonien von *Thecosmilia* cf. *dichotoma* nachgewiesen werden (vgl MF-Typ 10b), welche als umgelagerte, teilweise auf dem Kopf stehende Strukturen Ausmaße von 0,7 m erreichen (Tafel 11/Abb. 1). Unter den Stromatoporenfragmenten zeigen sich sowohl dunkle, halbkugelig-massive Wuchsformen mit einer maximalen Größe von ungefähr 10 cm als auch helle Exemplare mit einer ästigen Gestalt (z.B. *Cladocoropsis mirabilis*, cf. *Milleporidium* sp.). Invers orientierte Chaetetiden-Hemisphäroide (*Ptychochaetetes* cf. *globosus*) mit Wachstumsbänderungen (Tafel 10/Abb. 8) treten innerhalb des gleichen Korngrößenspektrums auf wie Stromatoporen mit entsprechender Morphologie. Weiteres bioklastisches Material stammt von *Cayeuxia* sp., Pelecypoden (indet., Austern), Echinodermen (v.a. Seeigelstacheln), Serpuliden, pharetroniden Kalkschwämmen, „corallinen“ Schwämmen (*Neuropora* sp., *Neuropora spinosa*) sowie nicht weiter differenzierten Gastropoden. Selten zeigen sich *Solenopora cayeuxiformis*, *Solenopora* sp., *Marinella lugeoni*, Dasycladaceen (*Cylindroporella* cf. *arabica*., *Acicularia* sp. 2 (nach SCHLAGINTWEIT 1991)), thalamide Schwämme (*Thalamopora lusitanica*) und Nerineen. Serpeln, *Cayeuxia* und *Marinella* treten nicht nur fragmentarisch auf, sondern bilden neben *Lithocodium aggregatum* (teilweise mit *Troglotella incrustans*) vereinzelt dünne Inkrustationen auf rekristallisierten Komponenten aus. Nicht selten besitzen Bioklasten (Korallen, Stromatoporen, Serpulide, Kalkschwämme) von lithophagen Muscheln erzeugte Bohrspuren, in denen Rhaxen gehäuft vorkommen können und zum Teil verkippte Geopetalgefüge auftreten.

Foraminiferen sind ausschließlich biomorph überliefert. Hiervon überwiegen mit *Ammobaculites* sp., *Alveosepta jaccardi* und *Nautiloculina oolithica* textulariide Formen. Demgegenüber treten quinqueloculine Miliolide, welche bisweilen als Ooidkeim dienen, selten, rotaliide Foraminiferen (z.B. Epistominen) nur sehr vereinzelt auf.

Peloide und Intraklasten sind verbreitete Komponenten, wobei sich letztere aus Radialooiden, Peloiden und Fossilresten zusammensetzen und eine Korngröße von 7,5 mm erreichen (Tafel 6/Abb. 5). Einzelne mikritische Klasten sind weniger Aufarbeitungsprodukte sondern dürften vorrangig auf die vollständige Mikritisierung von Bioklasten zurückzuführen sein. Trotzdem erweisen sich Cortoide in Form von Bahamitpeloiden sowie als dünne Mikritsäume um Korallenäste als nur wenig prominente Komponenten. Aggregatkörner bestehen aus ooidischen Einzelkomponenten, zwischen denen eine mikritische Matrix zu beobachten ist. Die Ooide zeigen zum Teil einen mikritisierten Rand, welcher graduell in den mikritischen „Zement“ dieser „lumps“ übergeht. Sowohl Aggregatkörner als auch Mikritonkoide sind seltene Komponenten, die nicht durchgehend nachgewiesen werden können.

Sind Ooid-Bioklast-PS/RS mit sandigen Faziesseinheiten von 1b assoziiert, so tritt zahlreicher fein- bis mittelsandiger Quarz auf, welcher als ungerundete Komponente frei vorliegt oder von einer, meist superfiziellen, Ooidrinde (s.o.) umgeben ist. Er wird relativ selten von 1,5 bis 7,5 mm langen Lignitstückchen und einzelnen Kalifeldspäten begleitet. Bereichsweise zeigen sich graduelle Faziesübergänge oder erosive Kontakte zu hybriden Sandsteinen (Tafel 4/Abb. 6) verwirklicht. Verzahnt dieser oolithische Subtyp mit konglomeratischen Lagen von MF-Typ 1e, so treten zusätzlich kantengerundete Extraklasten aus karbonatischen Abfolgen des Unter-/Mitteljuras oder aus terrestrischen Ablagerungsräumen (tonige, siltige, sandige Lithoklasten, Grundgebirgsgerölle) auf. Die Korngröße und Häufigkeit dieser Klasten variiert stark und hängt von der stratigraphischen Position der Oolithe innerhalb der Profilabfolge ab. Es wurden dabei maximale Lithoklastendurchmesser zwischen 2,2 und 4 cm ermittelt.



Konvex-konkave Kornkontakte erscheinen bevorzugt in sandigen Grainstones, vor allem zwischen Ooiden und Quarzkomponenten aber auch zwischen benachbarten Ooiden.

#### *Diskussion und Milieuinterpretation*

Ooid-Bioklast-PS/GS sind bereits aus dem Bereich der Serra dos Candeeiros, der Serra de Aire und der Serra do Bouro bekannt (Kap. 3.1.7, 4.1.7). Sie besitzen in diesen Gebieten einen wesentlich geringeren Anteil am Aufbau der Gesteinsabfolge und zeichnen sich durch eine andere Zusammensetzung der Begleitkomponenten aus. So waren große Korallenreste, ein hoher Gehalt an Quarzkomponenten und Extraklasten nicht nachzuweisen. Hinsichtlich der Ooidgenese sei auf die Diskussion in Kap. 3.1.7 hingewiesen.

Das Ablagerungsmilieu entspricht einer barren-/riffnahen Randfazies. Infolge von Wellentätigkeit wurden exponierte ooidische Küstenbarren (vgl. MF-Typ 7f: Ooid-GS) und biostromale Fleckenriffbereiche aufgearbeitet. Ooide und biogene Komponenten wurden anschließend in geschützteren Ablagerungsräumen vor und hinter den Barrenstrukturen zusammenschwemmt. Obwohl die vorherrschend phaceloiden Korallenwuchsformen Anpassungen auf eine gewisse Hintergrundsedimentation zeigen (LEINFELDER 1986, 1994a; NOSE 1995), lassen Anbohrungen durch lithophage Muscheln in Rifforganismen sowie die zum Teil bescheidene Besiedlung der verfügbaren Bioklasten durch Serpulide, „Cayeuxiide“ und *Lithocodium aggregatum* auf nicht übermäßig hohe Sedimentationsraten in den Herkunftsgebieten der eingeschwemmten Biogene schließen (vgl. LEINFELDER et al. 1994).

Die häufige Vergesellschaftung beziehungsweise Verzahnung von Ooid-Bioklast-PS/RS mit der gebankten Korallen-/Stromatoporenfazies (Fazieszone 10) unterstreicht die Beeinflussung des Ablagerungsraums durch biogene Gerüstkalke. So besitzen grobe Versturzböcke aus vollständig erhaltenen phaceloiden Korallenkolonien (*Thecosmilia* cf. *dichotoma*) zum Teil parautochthonen Charakter (Tafel 11/Abb. 1). Zusätzlich treten in Ooid-Bioklast-PS/RS mit Dasycladaceen, „Cayeuxiiden“, Echinodermen, Gastropoden sowie Peloiden, *Ammobaculites* sp. und *Alveosepta jaccardi* Plattformkomponenten hinzu, welche zu niederenergetischen und offen-lagunären Flachwasserbereichen vermitteln. Sowohl seltene ooidische Aggregatkörner („lumps“), deren Bildung in geschützten Flachwasserzonen stattfindet, als auch Intraklasten belegen eine frühe Verhärtung des Substrats (Tafel 6/Abb.5). Demgegenüber bestätigt der grundsätzlich hohe Anteil an Quarzfein- bis Quarzmittelsand die proximale Lage des Sedimentationsraums in inneren Rampenbereichen, der durch ein nahes siliziklastisches Hinterland beeinflusst wurde. Das gemeinsame Auftreten freier und ooidisch gebundener Quarzkomponenten läßt auf lediglich partielle Filter-/Abschirmprozesse durch benachbarte Karbonatsandbarren mit einer nur unvollständigen Immobilisierung von detritischen Quarzen erkennen. Zu Zeiten mit geringem siliziklastischen Eintrag entstanden zum Teil ausgeprägte Ooidcortices unter relativ stabilen Bildungsbedingungen. Demgegenüber sorgten Phasen mit starkem siliziklastischen Streß für instabile Verhältnisse und bereichsweise für den episodischen Zusammenbruch der Karbonatproduktion unter Bildung extrem quarzsandiger Ablagerungen (Tafel 4/Abb. 6). Dies würde den hohen Anteil an nicht umrindeten Quarzpartikeln und zumeist superfiziellen Quarzkernooiden in dieser Faziesseinheit erklären.

Im wesentlichen lassen sich letztendlich zwei verschiedene Ablagerungsräume in barrennahen Randbereichen ableiten:

- einen vor terrigenem Detritus teilweise geschützten Sedimentationsraum, der küstenferner (distaler) im meerwärtigen Bereich der Barren lag. Der Transport des siliziklastischen Materials erfolgte dabei über Durchlässe („tidal-inlets“) innerhalb des küstennahen Ooidbarrengürtels, wahrscheinlich entlang von subtidalen Gezeitenrinnen (vgl. MF-Typ 7f). Der terrigene Detritus wurde möglicherweise durch küstenparallele Strömung verteilt und vermischte sich schließlich mit ebenfalls eingeschwemmten ooidischen Komponenten aus den zentralen Barrenzonen und biogenen Partikeln aus lagunären sowie recifalen Faziesräumen.
- einen proximalen Ablagerungsraum auf der landwärtigen Seite von mobilen Küstenbarren, der wenig vor terrigenem Eintrag geschützt war. Siliziklastisches Material gelangte ungehindert in den Randbereich der Barren und sorgte für extrem quarzreiche Varietäten von Ooid-Bioklast-PS/RS. Dies schlägt sich zum Teil in einer intensiven Vergesellschaftung dieses Faziestyps mit Sandsteinen von MF-Typ 1b sowie einem geringeren Bioklast- und Ooidgehalt nieder. Bisweilen fand die Sedimentation in unmittelbarer Nähe von grobklastischen Fächerdelten statt, aus denen neben Quarz zusätzlich grobe karbonatische sowie siliziklastische Extraklasten vom Festland eingespült wurden (vgl. MF-Typ 1e).

#### Ooid-Cortoid-PS/RS (MF-Typ 7b)

Der zweite oolithische Subtyp ist vor allem in der oberen Hälfte der Profilabfolge weit verbreitet. Er bestimmt die Abschnitte von Profilmeter 357 - 404, 465 - 520 und 545 - 570 als einheitlich grau verwitternde Karbonate. Die Mächtigkeit und Ausbildung der Einzelbänke kann beträchtlich variieren. So treten abgesehen von gut gebankten, dezimetermächtigen Schichten leicht mergelige, knollig verwitternde Karbonate auf. In der Profilabfolge nach oben nehmen die Bankmächtigkeiten auf Werte von 1,5 - 1,7 m, im Extremfall auf 3 m zu. Dick- bis großbankige Einheiten dieser Fazieseinheit sind intensiv verkarstet und zeigen auf ihren Schichtflächen bis zu 20 cm breite Schratten, welche tief in das Gestein reichen.

Ooid-Cortoid-PS/GS wechsellagern bevorzugt mit Korallen-/Stromatoporenschuttkalken (MF-Typ 9d) und bilden mit diesen mitunter fazielle Mischtypen. Seltener sind sie mit Boundstones aus Fazieszone 10, *Marinella*-Kalken aus Fazieszone 8 sowie lagunären Fazieseinheiten (MF-Typ 6f, 6k, 6l) vergesellschaftet.

Das Gesteinsgefüge wird von dicht gepackten bis überpackten Packstones bestimmt. Einzelne Grabspuren äußern sich gelegentlich durch einen höheren Sortierungsgrad, eine gröbere Korngröße und eine lockere Komponentenordnung. Rudstonegefüge sind wesentlich seltener und ergeben sich durch groben Korallen- und Stromatoporenschutt (s.u.).

Der hohe Mikritisierungsgrad fast aller Komponenten ist das kennzeichnende Merkmal dieses Mikrofaziestyps (Tafel 8/Abb. 7). Vorwiegend aragonitschalige Fossilreste, seltener Bioklasten mit einer primär calcitischen Mineralogie zeigen einen deutlich erkennbaren Cortoidsaum. Auch Radialoide sind oftmals vollständig zu Bahamitpeloiden mikritisiert, welche die Gesteinsmatrix bilden. Sie lassen nur partiell den primär konzentrischen Schalenbau erkennen. In der partikelgestützten Grundmasse „schwimmen“ oolithische und mikritische Intraklasten, welche sich aufgrund ihres geringeren Rundungsgrads von vollständig mikritisierten Bioklasten unterscheiden.

Hinsichtlich der Diversität bestimmen Mikrofossilien das Organismenspektrum. Die Mikrofauna/-flora setzt sich vor allem aus textulariiden (häufig *Nautiloculina oolithica*, *Ammobaculites* sp., selten *Pfenderina* sp.) sowie miliolide Foraminiferen vom *Quinqueloculina*-Typus zusammen. *Marinella*, „cayeuxiide“ Algen und *Lithocodium aggregatum* treten sowohl bioklastisch überliefert als auch inkrustierend auf Hartteilen aufgewachsen

(*Cladocoropsis*, Stromatoporen, Kalkschwämmen, *Solenopora*) hinzu. *Lithocodium* ist vereinzelt mit strittigen bacinelloiden Strukturen sowie *Troglotella incrustans* vergesellschaftet und kann am Aufbau von verstreut auftretenden Onkoiden beteiligt sein. *Troglotella* sitzt dabei als ein im juvenilen Stadium fakultativ bohrender Organismus auf der Oberfläche von Bioklasten auf. Schließlich bildet *Thaumatoporella parvovesiculifera* sporadisch dünne Inkrustationen auf Stromatoporenresten aus. Seltene *Tubiphytes*-Klasten, Dasycladaceen (*Acicularia* sp., *Cylindroporella* sp.) und Solenoporen (*Solenopora cayeuxiformis*, *Solenopora* sp.) sowie vereinzelte thrombolithische Krustenfragmente (Tuberoide) vervollständigen das mikrofossile Spektrum.

Die Makrofauna ist relativ eintönig zusammengesetzt, wobei einzelne Fossilgruppen bisweilen mit einer beträchtlichen Individuenanzahl hervortreten. Dazu gehören vorrangig Echinodermenfragmente (Seeigelstacheln) und unbestimmbare Gastropodengehäuse. Pelecypodenklappen, bis zu 10 cm lange *Nerinea*-Individuen, Stromatoporen (häufig *Cladocoropsis mirabilis*, Tafel 10/Abb. 7), Korallen (z.B. Mikrosolenide, ?*Actinastrea*) sowie Kalkschwämme sind am weiteren Aufbau der Fauna beteiligt und mitunter horizontgebunden angereichert. Die Fragmente von Korallen und Stromatoporen zeigen zum Teil Anbohrungen und einen spärlichen Serpelbewuchs.

#### *Diskussion und Milieuinterpretation*

Ooid-Cortoid-PS/GS sind bereits aus den Profilabfolgen von Val da Trave, Murteira sowie Vale Verde (Serra dos Candeeiros) bekannt und wurden in Kap. 3.1.7 besprochen. Diese weisen als zum Teil ebenfalls dickbankige Faziesseinheit eine nahezu entsprechende Zusammensetzung an benthischen Foraminiferen auf und zeigen darüberhinaus ausgeprägte Übereinstimmungen in der mikrofossilen Zusammensetzung. Lediglich das makrofaunale Organismenspektrum scheint in den genannten Arbeitsbereichen eine stärkere Dominanz aufzuweisen. Trotzdem dürfen für Ooid-Cortoid-PS/RS aus der Profilabfolge bei Pena Seca (Cesaredas-Plateau) ähnliche Sedimentationsbedingungen in Form flächig sedimentierter, lagunärer Karbonatsande angenommen werden.

Zunächst spiegeln die zum Teil beträchtlichen Bankmächtigkeiten, mit denen diese Faziesseinheit entwickelt sein kann, stabile Sedimentationsbedingungen in inneren Rampenbereichen wider. Die Ablagerung der Komponenten erfolgte im höherenergetischen Bewegtwasser flacher Lagunenbereiche, worauf Cortoide hindeuten. Diese sind besonders häufig in flächigen Karbonatsandbereichen, indem endolithische Mikrobohrorganismen alle anfallenden Partikel randlich anbohren und zum Korninneren fortschreiten (LEINFELDER pers. Mitteilg.). Mit *Lithocodium aggregatum* tritt zusätzlich ein nach LEINFELDER (1992), NOSE (1995) und SCHMID & LEINFELDER (1995, 1996) oftmals in höherenergetischen, schuttreichen Flachwasserarealen aber auch in mäßigenergetischen Lagunenbereichen (LEINFELDER et al. 1996) lebender Mikroinkrustierer auf. Weitere, von mir als weitgehend autochthone Elemente beurteilte Organismen („cayeuxiide Algen“, *Thaumatoporella parvovesiculifera*, Dasycladaceen, textulariide und miliolide Foraminiferen), betonen den lagunären Flachwassercharakter der Ablagerungen.

Ooide, *Marinella lugeoni*, Rifforganismen und *Nerineen* entstanden/lebten ebenfalls in höherenergetischen, zum Teil abrasiven Seichtwassergebieten, stellen jedoch allochthone Bestandteile dar, welche aus benachbarten Faziesräumen eingespült wurden. Ooide sowie oolithische Aufarbeitungsklasten wurden durch regelmäßige Wellentätigkeit aus ooidischen Barrensysteimen eingetragen, um anschließend partiell oder vollständig mikritisiert zu werden. Des Weiteren wurde Riffschutt in den Karbonatsandbereich eingeschwemmt, was sich unschwer aus der häufigen Vergesellschaftung von Ooid-Cortoid-Bioklast-PS/RS mit Riffschuttkalken (Stromatoporen/Korallen-

Bioklast-Floatstones) ersehen läßt. So nimmt auch der Anteil an fragmentierten Rifforganismen in Richtung von Gerüstkalken kontinuierlich zu. Die zum Teil auffällige, horizontierte Anreicherung von Korallenschutt, Stromatoporenfragmenten sowie Kalkschwämmen, thrombolithischen Mikrobenklasten und *Tubiphytes morronensis* ist auf sturminduzierte Aufarbeitungprozesse von Korallen/Stromatoporen-Mikroben-BS (MF-Typ 10b) zurückführen (vgl. Kap. 5.1.6). *Nerinea* wurde vermutlich ebenfalls durch Sturmereignisse aus topographischen Hochzonen der Lagune eingespült und in Lagen angereichert.

Ein flachmarines Milieu, in dem sich flächige Karbonatsandbereiche entwickeln, zeichnet sich häufig durch ungünstige Lebensbedingungen (hohe Temperaturen, hohe Salinitätswerte) für Makroorganismen aus (LEINFELDER mündl. Mitteilg.). So könnte der bankweise höhere Anteil an milioliden Foraminiferen bei gleichzeitigem Mangel an benthischen Makroorganismen kurzfristig hypersalinare Episoden dokumentieren, die auf eine unzureichende Zirkulation in bodennahen Bereichen zurückzuführen sind. Insgesamt dominierten jedoch mit einer vollmarinen (*Lithocodium aggregatum*), zum Teil sogar weit verbreiteten stenohalinen Fauna (z.B. Echinodermen) normalmarine Bedingungen. Auch sorgten die oben genannten Sturmereignisse für eine gründliche Vermischung der Wasserschichten und transportierten ausgesprochen stenohaline Faunenelemente (Korallen, Stromatoporen) aus angrenzenden Habitaten in diesen Faziesraum. Das vorwiegende Packstone-Gefüge der Karbonate entstand vermutlich durch die Fixierung von Kalkschlamm mittels Grünalgen, welche die Zirkulation bodennaher Strömung herabsetzten. Einzelne Grainstone-Partien deuten bereichsweise auf die Auskolkung beziehungsweise Sedimentauswaschung während sturmgenerierter Bewegtwasserphasen hin, lassen sich jedoch zum Teil auch als Grabsuren einer bescheidenen Ichnofauna interpretieren. Der auf das unzureichend verhärtete Sediment wirkende Überlagerungsdruck führte zur Ausbildung eines dicht gepackten Gesteinsgefüges.

#### Ooid-GS (MF-Typ 7f)

Gemessen an den anderen oolithischen Subtypen dieses Arbeitsgebietes besitzen Ooid-Grainstones einen nur geringen Anteil am Profilaufbau. Sie sind als 0,5 bis 6,7 m mächtige Fazieseinschaltungen vertreten, wobei die Mächtigkeit der gut gebankten, selten knollig verwitternden Einzelschichten im Dezimeterbereich liegt. Obwohl in Kontakt mit unterschiedlichen Faziestypen stehend, sind sie auffällig häufig mit Areniten und Wacken von MF-Typ 1b vergesellschaftet. An den gelblich-braunen Karbonaten können bisweilen kleinmaßstäbliche planare und trogförmige Schrägschichtungseinheiten sowie Parallelschichtung beobachtet werden. Hierbei weisen die bidirektional orientierten Vorschüttungslagen mitunter eine bimodale Sortierung der Ooide auf. Im Gegensatz zu Ooid-Cortoid-Bioklast-PS/RS (MF-Typ 7b) zeichnet sich das Gesteinsgefüge in den Grainstones dieses Faziestyps durch locker gepackte Komponenten aus.

Die generell in gesteinsbildender Häufigkeit auftretenden radial sowie tangential strukturierten Ooide kommen als Normalooide, Quarzkernooide und etwas seltener in Form von Polyooiden vor. Normalooide besitzen oftmals einen dicken Cortex und zeichnen sich durch einen relativ hohen Reifegrad aus. Innerhalb einzelner Ooide können kleine Dolomitrhomboeder konzentrisch um das Komponentenzentrum angeordnet sein. In der ooidischen Grainstone-Matrix finden sich nicht selten oolithische Aufarbeitungsklasten mit 4 mm Durchmesser und angerundeter Kornform eingebettet. Zum überwiegenden Großteil sind die karbonatischen Komponenten mit fein- bis teilweise grobsandigen Quarzpartikeln assoziiert, welche entweder durch eine Ooidrinde dünn umkrustet sind oder frei im Gestein vorliegen. Wie zu Beginn dieses Kapitels ausgeführt, schließen sich in diesem Mikrofaziestyp ooidisch gebundene sowie freie Quarzkomponenten oftmals aus. Bereichsweise besitzen die Oolithe aufgrund des hohen Quarzanteils hybriden Charakter und vermitteln zu Sandsteinen von MF-Typ 1b. Konglomeratische Einflüsse von

Alluvialfächern machen sich durch karbonatische und siliziklastische Extraklasten (Unter-/Mitteljurakalke, „Black Pebbles“, Ton-/Siltsteinlithoklasten) bemerkbar. Diese treten bevorzugt innerhalb von Ooid-GS in Wechsellagerung mit konglomeratischen Ablagerungen (MF-Typ 1e) auf.

Biogene Elemente sind in dieser Faziesseinheit kaum vorzufinden. Lediglich Foraminiferen können mit *Nautiloculina oolithica* und quinqueloculinen Milioliden lokal angereichert sein, die fast ausschließlich als Ooidkeim auftreten. Auch kleinstückige Marinellenklasten kommen vereinzelt vor und sind ooidisch umkrustet. Spärliche makrofaunale Elemente werden durch intensiv fragmentierte Überreste von Echinodermen (*Balanocidaris*), Pelecypoden und Gastropoden repräsentiert. Zumeist kann das bioklastische Material wegen des schlechten Erhaltungszustands jedoch kaum einer Organismengruppe zugeordnet werden.

Undeutlich lassen sich zwei Zementgenerationen voneinander unterscheiden: ein hauchdünn ausgebildeter frühdiagenetischer, isopacher Rindenzement (A-Zement) sowie ein deutlich entwickelter spätdiagenetischer Blockzement (B-Zement).

#### *Diskussion und Milieuinterpretation*

Ähnliche Faziestypen sind aus dem Kimmeridgium des Keltiberikums in Spanien (FEZER 1988; NOSE 1995) und des Arruda-Beckens in Portugal beschrieben (LEINFELDER 1986; NOSE 1995). Sie werden von den jeweiligen Autoren als Ablagerungen im Bereich mobiler Ooidsandbarren, als Rinnensedimente von Gezeitenkanälen zwischen den Barrensystemen oder als äolische Dünen sande interpretiert.

Zahlreiche Merkmale dokumentieren eine Genese der Ooid-GS als Küstenbarren-Sedimente, welche durch gezeitenbeeinflusste Kanäle zergliedert wurden. So läßt sich der hohe Auswaschungsgrad und der Mangel an autochthonem Benthos auf den mobilen Charakter von aktiven, küstenparallelen Barrensystemen im hochenergetischen Bewegtwasser zurückführen. Lediglich die häufigen Individuen von *Nautiloculina oolithica*, welche sich ungefähr im Korngrößenbereich der Einzelooide bewegen, scheinen an mobiles Lockersubstrat angepaßt gewesen zu sein. In den Scheitelregionen der Barren bildeten sich neben Radialooiden auch eine größere Anzahl tangentialstrukturierter Ooide. Relativ rasch zementierte Bereiche des Sediments wurden während Sturmereignissen oder durch konstante Wellentätigkeit als ooidische Intraklasten aufgearbeitet, welche teilweise an Ort und Stelle resedimentiert wurden. Gemeinsam mit Polyooiden weisen sie auf kurzfristige Sedimentationsunterbrechungen hin (FLÜGEL 1982).

Kleinmaßstäbliche trogförmige und planare Schrägschichtung sowie flache Parallelschichtung sind typische Sedimentstrukturen von küstenparallelen Barrensystemen, welche in Vorstrandzonen („foreshore“: von mittlerer Niedrig- bis mittlerer Hochwasserlinie) entstehen (INDEN & MOORE 1983; LEINFELDER mündl. Mitteilg.). Darüberhinaus spiegeln bidirektionale Schrägschichtungseinheiten offensichtlich den Wechsel zwischen auf- und ablaufenden Gezeiten wider. Die bimodale Sortierung der ooidischen Partikel wird laut NOSE (1995) kontrovers diskutiert und von CARNEY & BOARDMAN (1993) sowohl in Gezeitenkanälen der „Joulter Cays“ auf der Bahama-Plattform als auch innerhalb von Ooidsanddünen beobachtet. Bimodal sortierte Strukturen lassen sich in den untersuchten Ooid-GS vermutlich auf den asymmetrischen Charakter der Gezeiten zurückführen.

Die Küstenbarren dienten als klastische Filter und schirmten distale Rampenbereichen („shoreface“) zum Teil vor einem übermäßigen Eintrag an terrigenen Komponenten ab, indem diese durch ooidische Umkrustungen immobilisiert wurden. Bei nur moderater Schüttung an siliziklastischen Komponenten herrschten dabei stabile Bildungsbedingungen vor, so daß sich relativ dicke Ooidcortices ausbilden konnten. Superfizielle Quarzkerneide hingegen zeigen instabile Phasen während der Ooidgenese und eine Zunahme der terrigenen Sedimentation an.

Während der Entstehung von ausgesprochen quarzreichen Sedimenten dieser Faziesseinheit, welche zu Sandsteinen von MF-Typ 1b überleiten und einen hohen Gehalt an nicht umrindeten Quarzkomponenten enthalten, kam die Abscheidung ooidischer Cortices vollständig zum Erliegen. Dies deutet auf die Bildung der zum Teil hybriden Sandsteine innerhalb von Gezeitenrinnen hin. Diese zergliederten den Küstenbarrengürtel und verbanden die sandige Küstenfazies mit lagunären, überwiegend karbonatisch geprägten Rampenbereichen. Die zahlreichen Ooide bildeten sich dabei nicht innerhalb der Rinnen, sondern wurden als allochthone Komponenten aus benachbarten Barrensystemen eingeschwemmt. Sie vermischten sich mit dem aus dem Hinterland eingetragenen und im Bereich der Rinnenstrukturen kanalisierten siliziklastischen Material. Während in ariden Gebieten (z.B. arabische Küste) die Ooidpräzipitation bevorzugt an Rinnenmündungen im Bereich von Gezeitendelten stattfindet (TUCKER & WRIGHT 1990), dürfte diese durch die periodisch hohe Zufuhr an Siliziklastika in einem sub-humiden Klima (vgl. Diskussion Kap. 5.1.1) verhindert worden sein.

Nicht zuletzt wirkten auf die Barrensysteme Sturmfluten ein. Das Lockermaterial konnte bei diesen hochenergetischen Ereignissen in Form von „washover“-Ablagerungen in den landwärtigen, oft durch siliziklastische Küstensande aber auch sandige Karbonate (vgl. MF-Typ 6c, 7g.) bestimmten Bereich der Küstenbarren transportiert werden.

Zusammenfassend läßt sich für Ooid-Grainstones ein relativ komplexer Sedimentationsraum im Bereich von küstennahen und -parallelen Barrensystemen postulieren. Diese standen unter einem mesotidalen Gezeiteneinfluß, wie er unter anderem von WILSON (1975a) für den oberjurassischen Protoatlantik angenommen wird. Subtidale Rinnen zergliederten dabei diese Barrensysteme in Einzelbarren und nahmen sowohl allochthones Material aus dem Hinterland als auch aus den angrenzenden Karbonatsandbarren auf. Sturminduzierte „ashover“-Fächer dürften das Ablagerungsgebiet zusätzlich überprägt haben.

#### Ooid-Onkoid-Bioklast-PS/RS mit Nerineen (MF-Typ 7g)

Diese Faziesseinheit tritt verstärkt an der noch quarzsandführenden Basis der hybriden Serie I ungefähr zwischen Profilmeter 88 und 138 auf und ist als prominentes Schichtglied zwischen Meter 430 und 440 entwickelt (vgl. Kap. 5.2). In der stratigraphischen Abfolge dazwischen und am Top steht sie lediglich als relativ geringmächtige Einschaltung im Abstand von mehreren 10<sup>er</sup> Metern an. Die Karbonate mit Bankmächtigkeiten von 0,4 bis 1,5 m sind überwiegend gut gebankt und können bei einem hohen siliziklastischen Anteil plattig absondern. Nur vereinzelt zeigen sich knollig-irreguläre Verwitterungsformen. Ooid-Onkoid-Bioklast-PS/RS sind hauptsächlich mit lagunären Ablagerungen aus Fazieszone 6 (vorwiegend Lituoliden/Loftusiiden-Gastropoden (*Nerinea*)-Bioklast-WS/PS/FS) sowie mit anderen oolithischen Einheiten (v.a. Ooid-Bioklast-PS/RS) vergesellschaftet. Sie stellen eine oftmals hybride Faziesseinheit dar, indem sie mit ihrer Komponentenzusammensetzung Merkmale von lagunären und oolithischen Sedimentiten vereinen.

Das Komponentenspektrum wird von teilweise mikritisierten Ooiden in Form von Normalooiden, Quarzkernführenden Einfachoiden und untergeordnet Ooidzwillingen mit vorwiegend radialstrahligen Mikrostrukturen sowie Onkoiden und Bioklasten dominiert (Tafel 4/Abb. 5). In stratigraphisch tieferen Niveaus tritt eine beträchtliche Menge an Quarzfein- bis Quarzmittelsand hinzu. Die Onkoide besitzen zum Großteil einen mikritischen (spongiostromaten) Cortex, welcher bisweilen goethitisch imprägniert ist. Zusätzlich treten seltene *Lithocodium*-Onkoide und porostromate *Cayeuxia*-Onkoide hinzu. Vereinzelt werden die Onkoide von *Solenopora cayeuxiformis*, *Solenopora* sp., *Marinella lugeoni* und *Vinelloidea* sp. inkrustiert. Darüberhinaus zeigen sie Bohrspuren von Lithophagen. Die Cortices sind generell dünn entwickelt (< 1 mm), besitzen zum Teil Protuberanzen und deuten

nicht selten mit einseitigen Verdickungen auf ein polares Wachstum hin. Außerdem können sich einzelne Lagen der Cortices zu einem peloidischen Mikrogefüge auflösen. Sind die Onkoide in quarzreiche Einheiten eingebettet, so zeigen sich innerhalb mikritischer Onkoidrinden eckige fein- bis mittelsandige Quarzkomponenten; außerdem lassen sich abrasive Strukturen an der Oberfläche feststellen. Die Onkoidführung und -größe kann innerhalb von Einzelbänken zum Hangenden hin abnehmen. Bioklasten, ein Teil der Ooide und Intraklasten dienen als Onkoidkern und sind für die vielfältige Gestalt der Onkoide verantwortlich.

Zahlreicher Echinodermenschutt wird fast ausschließlich von Seeigelstacheln, zum Teil vom *Balanocidaris*- und *Pseudocidaris*-Typus, geprägt. Er besitzt bisweilen einseitige Aufwüchse von „cayeuxiiden“ Cyanophyten. Des weiteren umfassen die Bioklasten kleinstückig zerbrochene und teilweise angebohrte Korallenäste (*Calamophylliopsis* cf. *flabellum*, *Stylosmilia* sp., *Dermoseris* sp., *Actinaraea* sp., *Cladophyllia* sp., ?*Dermosmilia*), seltene Stromatoporen mit massig-hemisphäroider Wuchsform und bis zu 14 cm Durchmesser, Gastropoden und Pelecypodenklappen. Vor allem Muschelfragmente von Austern und *Trichites* sp. wittern auffällig auf der Gesteinsoberfläche hervor. *Trichites* erreicht dabei eine Schalendicke von 35 mm. Untergeordnet kommen abgerollte Marinellen-Thalli, Dasycladaceen (cf. *Cylindroporella*, ?*Terquemella*) vor. Ästige Fragmente von *Neuropora spinosa* sind onkoidisch umkrustet, wohingegen *Neuropora lusitanica* als flacher Aufwuchs auf skelettalen Hartteilen erscheint. Serpeln, „*Berenicea*“ und *Koskinobullina socialis* bilden zusätzlich akzessorische Inkrustationen auf Bioklasten.

Biomorphe Faunenelemente werden insbesondere durch Foraminiferen vertreten. In der Reihenfolge ihrer Häufigkeit sind dies *Ammobaculites* sp., *Nautiloculina oolithica*, *Quinqueloculina* sp., *Alveosepta jaccardi* (Tafel 4/Abb. 5), *Lenticulina* sp., *Placopsilina* sp. und *Epistomina* sp.. Auch dickschalige Gastropoden sind als Biomorpha relativ häufig anzutreffen und zumeist lagig angereichert. Hierzu gehören vor allem Nerineen mit massiver Spindel (*Nerinea*, cf. *Bactroptyxis*), die Gehäusedurchmesser von 1,5 cm bei einer Höhe von 6,5 cm erreichen und oftmals onkoidisch umkrustet sind. Wesentlich seltener, jedoch ausgesprochen auffällig sind Gehäuse von Naticaceen, die mit 8 - 12 cm Durchmesser großwüchsig auf Schichtflächen hervorwittern.

Abgesehen der eingangs erwähnten Ooide treten an weiteren nicht-skelettalen Komponenten Intraklasten auf, welche bisweilen onkoidisch umrindet sind (s.o.) und aus Mikrit oder Ooiden und Foraminiferen bestehen. Um die Einzelkomponenten in oolithischen Intraklasten ist partiell ein gelblicher, isopacher Saum aus frühdiagenetischem Acicularzement überliefert, an den sich zum interpartikulären Porenzentrum ein klarer Blockzement anschließt. Auch Aggregatkörner enthalten zumeist radialstrukturierte Ooide und sind, wie Pelloide und Cortoide, nur selten vorzufinden. Letztere beschränken sich auf dünne Mikritsäume um neomorph erhaltene Bioklasten und um einen Teil der Ooide.

In einzelnen Horizonten dieser Faziesseinheit treten Extraklasten (maximaler Durchmesser: 13 mm) auf, wie sie für Kabonatkonglomerate von MF-Typ 1e typisch sind. Diese repräsentieren Unter-/Mitteljuragerölle, „Black Pebbles“ sowie siltige bis feinsandige Klasten. Sie werden von bis zu 4 cm langen Pflanzenhäckseln begleitet und sind zum Großteil von einer dünnen Onkoidrinde umgeben. Mit der erhöhten Extraklastführung geht grundsätzlich ein hoher Anteil an schlecht sortierten und eckigen Quarzkomponenten einher, um zu Sandsteinen von MF-Typ 1b und polymikten Konglomeraten von MF-Typ 1e überzuleiten.

#### *Diskussion und Milieuinterpretation*

Der überwiegende Großteil an Komponenten deutet mit Ooiden, oolithischen Geröllen, extrem dickschaligen Gastropoden, überwiegend mikritisch-spongiostromaten Onkoiden (vgl. DAHANAYAKE 1977), *Lithocodium*

*aggregatum* (vgl. LEINFELDER 1992; NOSE 1995; SCHMID & LEINFELDER 1995), Stromatoporen mit massiger Wuchsform und einem hohen Anteil an bioklastischem Schutt auf flaches Bewegtwasser und somit auf mittel- bis höherenergetische Verhältnisse hin. Hierfür sprechen zusätzlich auffällige Abrasionspuren auf der Oberfläche von Onkoidcortices. Auch vereinzelt polares Wachstum von mikritischen Onkoidcortices ist auf unregelmäßig stattfindende Umlagerungsprozesse oder auf selektiv wirkende Erosionsprozesse zurückzuführen. Gut durchlüftete Habitate mit normalmariner Salinität werden von streng stenohalinen Organismengruppen (Korallen, Echiniden) angezeigt.

Vorwiegend dünne, mikritische Onkoide mit zum Teil einseitig verdickten Rinden lassen ihre Entstehung unter instabilen Verhältnissen annehmen, welche durch einen relativ hohen Eintrag von terrigenem Detritus bestimmt waren. *Lithocodium aggregatum* besitzt die Fähigkeit bis zu einem gewissen Maß siliziklastische Komponenten zu agglutinieren (LEINFELDER et al. 1993b; SCHMID 1996). Auch *Placopsilina* sp., welche eine Hauptverbreitung in inneren, zum Teil auch in mittleren Rampenbereichen zeigt (WERNER et al. 1994), baute bevorzugt größere Quarzpartikel in ihr Gehäuse ein (SCHMID 1996). Der vergleichsweise geringe Anteil dieser Foraminiferen am Gesteinsaufbau dokumentiert jedoch einen Sedimenteintrag, der zumeist jenseits ihrer Toleranzgrenze lag. Das Wachstum von dünnen mikritischen Onkoidrinden, *Lithocodium*- und *Cayeuxia*-Cortices, die Ansiedlung weiterer Mikroinkrustierer und Anbohrungen der Komponenten dürfte sich demnach auf kürzere Episoden mit verringerter Hintergrundsedimentation beschränkt haben.

Die Gesamtzusammensetzung an mikroinkrustierenden Organismen, von denen lediglich *Cayeuxia* sp. und *Lithocodium aggregatum* wesentlich am Onkoidaufbau beteiligt waren, besitzt gewisse Ähnlichkeiten mit nieder- bis mitteldiversen Assoziationen, wie sie in LEINFELDER et al. (1993b, 1994) und SCHMID (1996) aus inneren Rampenbereichen beschrieben sind. Sie zeigen für gewöhnlich an, daß die Lebensbedingungen, nicht für alle Mikroinkrustierer optimal waren (LEINFELDER et al. 1996; SCHMID 1996). Auch hier zeigt sich wiederum der Einfluß erhöhter Sedimentationsraten in Ooid-Onkoid-Bioklast-PS/RS als der ursächliche diversitätslimitierende Milieuparameter, nachdem mangelnde Durchlüftung oder extreme Salinitätsschwankungen ausgeschlossen werden können (s.o.).

Das Sedimentationsgebiet für Ooid-Onkoid-Bioklast-PS/RS lag im rückwärtigen Lagunenbereich von Karbonatsandbarren und grenzte an Lituoliden/Loftusiiden-Gastropoden (*Nerinea*)-Bioklast-WS/PS/FS (MF-Typ 6c). Er wurde durch wiederholte Phasen starker, terrigener Hintergrundsedimentation beeinflusst, welche die Bildung von Onkoiden beeinträchtigte. Diese entstanden im flachen Bewegtwasser, möglicherweise auch innerhalb von subtidalen Rinnensystemen (vgl. MF-Typ 6f), in denen Strömung die Umlagerung der Komponenten gewährleistete. Die Strömungsenergie reichte dabei aus, um während kurzfristiger Episoden mit herabgesetztem terrigenem Eintrag den Absatz der verbleibenden Tontrübe und von Partikeln wirkungsvoll zu verhindern. Erst bei erneut starker, wahrscheinlich tektonisch induzierter Sedimentschüttung wurde die Bildung von Onkoiden beendet und die zuvor entstandenen Cortices partiell abradiert. Komponenten aus dem lagunären Bewegtwasser (weitere Onkoide, Nerineen, Naticaceen) sowie aus geschützten Zonen (Foraminiferen, Dasycladaceen, *Trichites* sp., Austern, Aggregatkörner) wurden passiv durch laterale Migration der Rinnen in die Ablagerungen dieses Faziestyps eingearbeitet. Dies erklärt auch die Affinität und häufige Vergesellschaftung mit den Faziesseinheiten 6c, 6k und 6l. Ooide und oolithische Gerölle entstammten hochenergetischen Barrenbereichen (vgl. MF-Typ 7f); Sturmereignisse arbeiteten Gerüstkarbonate auf und schwemmten Korallen- sowie Stromatoporenmaterial in das Sedimentationsgebiet ein. Ähnliche Entstehungsweisen von ooid- und onkoidführenden Karbonaten beschreibt LEINFELDER (1986, Abb. 5) aus der „Pteroceriano“-Einheit des Arruda-Teilbeckens.



#### 5.1.4 Rotalgenkarbonate und Onkolithe (FZ 6, 8)

##### Cayeuxia-führender Onkoid-Bioklast-FS/RS (MF-Typ 6f)

Dieser zum überwiegenden Großteil im Dezimeterbereich gebankte Mikrofaziestyp besitzt seine weiteste Verbreitung zwischen Profilmeter 215 und 240 als zum Teil stark sandiger Onkolith. Ebenfalls in ausgesprochen quarzsandiger Ausbildung findet er sich in Form wenig prominenter Schichten oftmals Sandsteinen von Faziesseinheit 1b zwischengeschaltet. In flach zurückwitternden und schlecht gebankten, kalkmergeligen Bereichen der Abfolge (Meter 270, 290) erreichen die Onkoide mit Komponentengrößen von 5 cm maximale Korndurchmesser und sind mit Oolithen von Faziestyp 7a und 7b vergesellschaftet. In den höheren Profilabschnitten treten Onkoid-Bioklast-Float-/Rudstones selten auf, erreichen jedoch mit bis zu 1,7 m beachtliche Schichtmächtigkeiten.

Die Onkoide besitzen deutlich entwickelte Cortices von oftmals einigen Millimeter Dicke. Sie unterscheiden sich dadurch von Onkoiden aus den Arbeitsgebieten in der Serra dos Candeeiros (Kap. 3.1.6) und der Serra do Bouro (Kap. 4.1.6). Die Onkoidgröße schwankt zwischen 2 und 50 mm, der durchschnittliche Onkoiddurchmesser liegt je nach Bankbereich bei 3,5 - 24,5 mm. Dabei scheinen große Onkoide mit mächtigen Cortices besonders in kalkmergeligen Bankbereichen mit höherem Tongehalt konzentriert zu sein, aus denen die überwiegend subsphärischen Komponenten leicht zu isolieren sind.

Anhand des Aufbaus der Cortices lassen sich folgende Onkoid-Typen unterscheiden, welche in den Karbonaten selten gemeinsam vorkommen:

- Onkoide mit alternierenden mikritischen und peloidal-thrombolithischen Lagen (spongiostromate Onkoide *sensu* PERYT (1981); dichte bis peloidale Krusten nach LEINFELDER et al. (1993b))
- Onkoide mit bacinelloiden Strukturen (Tafel 8/Abb. 8) (spongiostromate Onkoide *sensu* PERYT (1981))
- *Cayeuxia-Lithocodium-Bacinella*-Onkoide (Tafel 5/Abb. 2) (zusammengesetzte spongiostromate/porostromate Onkoide)

Die Onkoide mit einer Kombination aus dicht mikritischen und peloidalen Lagen besitzen neben überwiegend glatten Oberflächen mitunter schwach irreguläre Umgrenzungen. Innerhalb der peloidal-thrombolithischen Cortex-Anteile treten unregelmäßige, zum Teil oberflächenparallel orientierte Fensterstrukturen auf. Vereinzelt kann am Aufbau dieser Onkoide *Cayeuxia* beteiligt sein. Manchmal zeigt das Onkoidzentrum durch Mikrit partiell verfüllte Hohlraumstrukturen mit fossilen Wasserwaagen an.

Onkoide mit bacinelloiden Strukturen besitzen entweder einen dünnen Saum, welcher unter der seltenen Beteiligung von *Cayeuxia* sp. deutliche Protuberanzen zeigen kann oder sie bilden relativ große sphärische Komponenten, für deren Aufbau fast ausschließlich *Bacinella irregularis* verantwortlich ist (Tafel 8/Abb. 8, Tafel 10/Abb. 5). Ihre Oberfläche ist zum Teil durch Serpeln bewachsen, in denen Kalkschlamm meist verkippte Geopetalgefüge erzeugt. Dieser Onkoid-Typus zeigt sich bevorzugt in siliziklastarmen Floatstones um abgestorbene Corallite von ästigen Korallen.

Die subsphärischen bis sphärischen *Cayeuxia-Lithocodium-Bacinella*-Onkoide weisen zumeist einen zerlappten Umriß auf (Tafel 5/Abb. 2). Sie treten mit Korngrößen von bis zu 5 cm am auffälligsten in kalkmergeligen Einheiten in Erscheinung (s.o.). An ihrem Aufbau wirken im wesentlichen *Cayeuxia* sp., *Cayeuxia piae* sowie *Lithocodium aggregatum*, seltener *Bacinella irregularis* mit. Einzellagen, aus diesen Organismen bestehend, wechseln sich mit peloidal-thrombolithischen Cortexanteilen ab, welche zahlreiche Fensterstrukturen enthalten. Die Hohlräume sind hauptsächlich durch einen sparitischen Blockzement, manchmal auch durch Karbonatschlamm erfüllt. Nicht selten läßt sich an diesen Onkoiden außerdem ein inneres, mikritonkoidisches Anfangsstadium nachweisen, auf dem mit

klar definierter Grenze nach außen zerlappte Cortices mit *Cayeuxia*, *Lithocodium* und *Bacinella* folgen. *Lithocodium aggregatum* ist zum Teil mit *Troglotella incrustans* kommensalisch vergesellschaftet. Die juvenilen Anfangskammern von *Troglotella* bewohnen teilweise selbstgebohrte Hohlräume in Bioklasten, wohingegen die Adultkammern den skelettalen Hartteilen aufsitzen und an die innere Oberfläche des von *Lithocodium* überspannten Hohlraums angepaßt sind. Neben den namengebenden Mikroinkrustierern können am Aufbau der onkoidischen Rinden selten *Koskinobullina socialis* sowie akzessorisch *Marinella lugeoni*, *Solenopora* sp., flach inkrustierende Stromatoporen, „*Berenicea*“ und Serpulide mitwirken. Häufiger bilden diese jedoch zusammen mit neomorphen Bioklasten den Onkoidkern. Zu letzteren gehören in abnehmender Häufigkeit Gastropoden mit einem Gehäusedurchmesser von bis zu 4 cm (u.a. Nerineen), ästige Korallen, Stromatoporen sowie aragonitschalige Pelecypoden. Primär calcitische Invertebraten (Seeigel, Crinoideen, Austern, *Trichites* sp., vereinzelte Terebratulide) sind nur ausnahmsweise onkoidisch umkrustet. Auch grober, zum Teil über 10 cm durchmessender Schutt von massiven Stromatoporen und massigen sowie ästigen Korallen (*Heliocoenia* sp., *Calamophylliopsis stockesi*, *Pseudocoenopsis jurassica*, *Pseudocoenia* sp., *Stylosmia michelini*) weist keine Onkoidrinden auf, besitzt dafür jedoch lokale Inkrustationen von *Cayeuxia piae* und Serpuliden. Zusätzlich zeigen sich oftmals verkippte Geopetalgefüge innerhalb der von lithophagen Muscheln gebildeten Bohrstrukturen.

Die Onkolithe enthalten häufig einen auffällig hohen Anteil an mäßig bis schlecht sortiertem und zumeist ungerundetem Quarzfein- bis Quarzgrobsand, wobei einzelne Quarzkomponenten Korngrößen bis zu 7 mm erreichen und auf der Gesteinsoberfläche hervorwittern. Mit einem hohen siliziklastischen Gehalt können parallelgeschichtete Sedimentstrukturen im Übergang zu trogförmiger Schrägschichtung einhergehen. Die Quarzführung läßt zum Hangenden der Gesamtabfolge allmählich nach und setzt in einzelnen Bankabschnitten am Top des Profils vollständig aus. Der siliziklastische Detritus wird oftmals von 3 - 30 mm langen Pflanzenhäcksel begleitet. Das terrigene Material ist im interpartikulären Porenraum, zusammen mit zahlreichen lituoliden Foraminiferen (*Ammobaculites*, *Nautiloculina oolithica*), Dasycladaceen (cf. *Cylindroporella* sp.), Peloiden, Intraklasten und radialsymmetrischen Normalooiden sowie superfiziellen Quarzkernooiden angereichert. Mit einem hohen Gehalt an Quarzkomponenten treten bereichsweise gröbere Extraklasten aus einem karbonatischen sowie siliziklastischen Hinterland auf. Diese Komponenten besitzen maximale Korngrößen von 2,2 cm und können verschiedentlich eine dünne mikritonkoidische Rinde sowie seltene Inkrustationen durch Solenoporen aufweisen.

#### *Diskussion und Milieuinterpretation*

Spongiostromate Onkoide sind laut PERYT (1981) kennzeichnend für instabile Sedimentationsbedingungen und deuten typischerweise den Beginn transgressiver Phasen oder kondensierter Abfolgen an. NOSE (1995) bestätigt nicht nur diese Annahme, sondern dehnt sie zusätzlich auf porostromate Onkoide aus. Er widerlegt die Aussage von PERYT (1981), daß sich spongiostromate und porostromate Onkoide ausschließen. Dies zeigt sich auch in diesem Mikrofaziestyp, indem sich sogar innerhalb desselben Onkoids mikritische beziehungsweise peloidale (spongiostromate) Laminae mit *Cayeuxia*-reichen und somit porostromaten Lagen abwechseln. In diesem Zusammenhang sei auf SCHMID (1996) hingewiesen, der auf die Problematik der Begriffe „spongiostromat“ und „porostromat“ aufmerksam macht, sofern es sich um zusammengesetzte Onkoide handelt.

Die vorliegenden Onkoid-Varietäten lassen sich mit Vorbehalt den von DAHANAYAKE (1977, 1978, 1983) beschriebenen Onkoidtypen II und III zuordnen. Der Autor stellt unter Zuhilfenahme des Gesteinsgefüges und der Begleitkomponenten einen ursächlichen Zusammenhang zwischen Onkoidtyp und Ablagerungsenergie her. Analog zu seinen Ausführungen dürften die Onkoide mit bacinelloidem Cortex (Typ III) in diesem Mikrofaziestyp in

niederenergetischen Sedimentationszonen entstanden sein. Dies wird durch epibiontische Aufwüchse auf der Onkoidoberfläche („Cayeuxiide“, Serpulide), durch zahlreich assoziierte Dasycladaceenfragmente sowie durch ein mehrheitlich matrixgestütztes Floatstone-Gefüge belegt. Auch DAHANAYAKE et al. (1976) und NOSE (1995) erachten durch *Bacinella irregularis* dominierte Onkoide als bei geringen Sedimentationsraten in niederenergetischen Ablagerungsräumen (Lagune) gebildete Komponenten.

*Cayeuxia-Lithocodium-Bacinella*-Onkoide und Onkoide mit mikritischen und peloidalen Laminae (Typ II) hingegen dokumentieren aufgrund des Rudstone-Gefüges sowie der Vergesellschaftung mit Ooiden und größeren Quarzpartikeln ihre Bildung im Bewegtwasser (vgl. NOSE 1995). Zusätzliches Indiz hierfür ist eine mitteldiverse Mikroinkrustierer-Assoziation in *Cayeuxia-Lithocodium-Bacinella*-Onkoiden, die bereits fließende Übergänge zu höherdiversen Vergesellschaftungen aufweist und laut LEINFELDER et al. (1993b) und SCHMID (1996) im mittel- bis hochenergetischen Flachwasser innerer Rampenbereiche anzusiedeln ist. Für diese Assoziationen kommen leicht restrikte Lagunen- und Rückriffbereiche bis hin zu Habitaten mit optimalen Umweltbedingungen in Betracht (LEINFELDER et al. 1996). Ausgesprochen hochenergetische Bedingungen lassen sich jedoch ausschließen, da das beobachtete Konsortium aus *Lithocodium aggregatum* und *Troglotella incrustans* auf Flachwassergebiete mit mäßiger Wellenenergie beschränkt blieb (op. cit.). Möglicherweise läßt sich der Übergang von dicht-mikritischen Anfangslagen in generell irregulär zerlappte, periphere *Cayeuxia*- und *Lithocodium*-Cortices mit einer Abnahme der Strömungsenergie während der Onkoidgenese korrelieren.

*Bacinella-Lithocodium*-Onkoide sind mit einer Komponentengröße von bis zu 15 cm aus den Alcobaça-Schichten (Kimmeridgium) dieses Arbeitsgebietes bei Cesaredas bekannt. Diese entstanden am Boden von Gezeitenrinnen und sind zum Teil mit Hilfe von Streulicht in situ entstanden (LEINFELDER 1994a). Trotz nur geringen Hinweisen, wie beispielsweise polygonale Begrenzungen (vgl. Tafel 5/Abb. 2) oder akzentuiertes, polares Wachstum, können aufgrund der Größe und des zum Teil lappigen Umrisses ebenfalls gewisse stationäre Phasen während der Bildung von *Cayeuxia-Lithocodium-Bacinella*-Onkoiden angenommen werden. Der scheinbare Widerspruch des Auftretens besonders großer Onkoide in mergeligen bis kalkmergeligen Bankbereichen, ist dadurch zu erklären, daß bei konstant niedriger Zufuhr an Tontrübe die Kalkschlammablagerung aussetzte und somit extrem geringe Sedimentationsraten vorherrschten, die das Onkoidwachstum begünstigten (LEINFELDER 1986).

Onkoide mit peloidal-thrombolithischen Cortextbereichen und Fensterstrukturen, welche durch mikritonkoidische Laminae voneinander getrennt werden, erinnern entfernt an sparitfleckenonkoidische Strukturen von FEZER (1988). Sparitflecken in Onkoiden wurden bereits in Kap. 3.1.6 aufgrund früher Lithifizierungsprozesse als fossilisierte Gasblasen gedeutet, welche durch Verrottung von Mikrobenmaterial entstanden sind (vgl. auch LEINFELDER 1994a). Der Wechsel zwischen mikritischen und peloidalen Sparitfleckenlagen wäre folglich das Ergebnis von periodischen Auftauchphasen in inter- bis supratidalen Gezeitenbereichen. Nachdem jedoch keine zusätzlichen sedimentologischen und palökologischen Anzeichen auf die Exposition des Faziesraums hindeuten, könnten die an Fensterstrukturen reichen Onkoidlagen auch auf früh kompaktierte, primär peloidale Mikrostrukturen zurückgeführt werden (vgl. SCHMID 1996). Aufgrund ihrer vorwiegend sphärischen Form und der oftmals glatten Oberfläche, interpretiere ich diesen Onkoidtypus als die in diesem Mikrofaziestyp unter den höchsten Energiebedingungen entstandene Komponente in barrennahen Flachwasserzonen (vgl. hierzu auch WRIGHT 1983).

Zusammenfassend stellen Onkoid-Bioklast-FS/RS insgesamt Flachwasserablagerungen der inneren Plattform dar, die sich trotz der Beeinflussung des siliziklastischen Hinterlandes bei normal-marinen Salinitätsbedingungen (Korallen, Echinodermen, Dasycladaceen) bildeten. Onkoide mit alternierenden mikritischen und peloidalen Cortextbereichen spiegeln ihre Entstehung unter den höchsten (Randfazies von Ooidsandbarren), reine *Bacinella*-

Onkoide unter den geringsten Energiebedingungen (geschützt lagunäres Flachwasser) wider. *Cayeuxia-Lithocodium-Bacinella*-Onkoide nehmen eine Zwischenstellung ein. Sie dokumentieren zum Teil mit einem Wechsel von mikritischen zu organismendominierten Lagen eine Abnahme der Strömungstätigkeit in subtidalen Gezeitenrinnen oder infolge ihres Größenzuwachses eine zunehmende Immobilität der Komponenten.

#### Marinella-Onkoid-Bioklast-RS (MF-Typ 8a)

Dieser Mikrofaziestyp ist gemeinsam mit *Marinella*-Ooid-Bioklast-PS/RS (MF-Typ 8b) in den zentralen Bereichen der Profilabfolge (Meter 300 bis 400) als mittel- bis dickbankige, mitunter auch als zurückwitternde, mergelige Einheit weit verbreitet. In stratigraphisch tieferen Niveaus tritt sie vereinzelt auf und ist oft mit terrigenen Sedimentgesteinen (Kalkkonglomerate, Sandsteine) vergesellschaftet. Am Top des Profils wechsellagern *Marinella*-Onkoid-Bioklast-RS als seltene Fazieseinheit mit Oolithen aus Fazieszone 7.

Onkoide mit unterschiedlich strukturierten Cortexanteilen sowie die mit den Corallinaceen verwandte Rotalge *Marinella lugeoni* (s. Diskussion Kap. 3.1.8; vgl. LEINFELDER & WERNER 1993) treten in diesem Mikrofaziestyp stark in den Vordergrund. Die Onkoide sind für ein komponentengestütztes Rudstonegefüge verantwortlich, in dessen Zwickelraum kleinere Komponenten und Mikrit konzentriert sind. Die Onkoidgröße variiert zwischen 1,5 und 27 mm und liegt im Durchschnitt bei 3,6 bis 8,8 mm. Die Komponenten besitzen einen sphärischen bis schwach elliptischen Umriß und zeigen oftmals eine irreguläre Oberfläche mit einzelnen Protrusionen (Tafel 6/Abb. 6). Für letztere sind im wesentlichen Aufwüchse von *Cayeuxia* verantwortlich. Die Rindendicke der Onkoide schwankt beträchtlich zwischen 2,8 und 14 mm. Auch in diesem Faziestyp sind Onkoide mit auffällig dicken Cortices an mergelreichere Bankabschnitte gebunden. Insgesamt lassen sich in der Reihenfolge ihrer Häufigkeit vier verschiedene Cortextypen differenzieren, die zumeist innerhalb desselben Onkoids kombiniert sind:

- alternierende dicht-mikritische/spongiose Rinden mit sparitischen Fensterstrukturen (dichte bis peloidale Onkoidkrusten nach LEINFELDER et al. 1993b)
- rein mikritonkoidische Umkrustungen
- *Cayeuxia-Lithocodium-Bacinella*-Cortices
- Cortexanteile mit filamentösen Cyanobakterien-Strukturen (*Girvanella minuta*)

Dabei bilden dicht-mikritische Laminae, ähnlich wie in *Cayeuxia*-führenden Onkoid-Bioklast-FS/RS (MF-Typ 6f), vorwiegend die inneren Anfangslagen. Diese sind teilweise goethitisch imprägniert und bräunlich-gelb gefärbt. *Girvanella*-führende Lagen befinden sich zumeist im Bereich zentraler Cortex-Zonen. Sie sind relativ dünn und nur mit einem geringen Anteil am Onkoidaufbau beteiligt (Tafel 6/Abb. 7). *Cayeuxia-Lithocodium-Bacinella*-Lagen werden von *Cayeuxia* sp. dominiert. *Lithocodium aggregatum* und *Bacinella irregularis* sind hingegen relativ selten vertreten. *Troglotella incrustans* kommt sowohl innerhalb von *Lithocodium*-Hohlräumen, als auch in Form isolierter Bohrforaminiferen inmitten der Onkoidrinde vor. Weitere inkrustierende Organismen tragen sowohl innerhalb der Cortices als auch auf der Oberfläche zur Onkoidbildung bei. Dazu gehören vorwiegend flach inkrustierende Individuen von *Marinella lugeoni* sowie vereinzelt *Neuropora lusitanica*, Serpulide und Vertreter aus der Formgruppe von „*Berenicea*“. Die Onkoide enthalten einen Kern, welcher vielfach von *Cayeuxia* sp., *Solenopora cayeuxiformis*, *Marinella lugeoni* und von angebohrten Korallenästen, seltener von randlich mikritisierten Molluskenschalen, Echinodermen, *Neuropora* sp. und pharetroniden Kalkschwämmen gebildet wird. Nur untergeordnet sind Intraklasten und karbonatische Extraklasten onkoidisch umkrustet. Zusätzlich treten Onkoide ohne erkennbaren Kern auf („Nodules“). Deren Zentrum ist zumeist durch einen homogenen Mikrit gekennzeichnet.

*Marinella lugeoni* liegt des weiteren als konstant häufiges Mikrofossil vorwiegend bioklastisch vor. Im wesentlichen überwiegen dichte, hemisphärische Thalli, seltener sind ästig-digitiforme Wachstumsstrukturen überliefert. Mitunter können die *Marinella*-Klasten gut erhalten vorliegen und eine massive, halbkugelige Wuchsform an der Thallusbasis zeigen, der nach außen fingerförmige Äste aufsitzen. Zum Teil sind die Rotalgenklasten stark abgerollt und bis auf mikroskopische Größe fragmentiert. Die kleinsten Individuen besitzen 0,3 mm, die größten 23 mm Durchmesser. Die durchschnittliche Thallus-Größe liegt bei 0,9 bis 4,3 mm. Dient *Marinella lugeoni* als Onkoidkern, so fällt auf, daß bevorzugt größere Individuen umkrustet sind, wohingegen kleinstückig fragmentierte Klasten frei im Gestein vorkommen. Mitunter ist sie als Inkrustation auf Bioklasten (z.B. *Neuropora*) erhalten und kann durch lithophage Muscheln angebohrt sein.

An weiteren karbonatischen Komponenten treten mit großer bis durchschnittlicher Häufigkeit nicht inkrustierte/inkrustierende Exemplare von *Cayeuxia* sp., *Solenopora cayeuxiformis* und Kalkschwämmen, benthische Foraminiferen (v.a. *Ammobaculites* sp., *Nautiloculina oolithica*, *Pseudocyclammina* sp.), Gastropoden (u.a. Nerineen), cidaroid Seeigelstacheln, Korallenfragmente (*Synastrea subagaricites*) und teilweise intensiv zerbohrte Stromatoporen auf. Selten sind dagegen bruchstückhaft überlieferte Dasycladaceen (cf. *Cylindroporella*), lenticuline und quinqueloculine Foraminiferen, Austernklappen, radialstrukturierte Normaloide, Einfachooide mit feinsandigem Quarzkeim, Peloide, Cortoide sowie Intra- und Extraklasten. Ein Ammoniten-Bruchstück aus kalkmergeligen Partien ist für diese Faziesseinheit bemerkenswert, erweist sich jedoch als unbestimmbar (KRAUTER pers. Mitteilg.).

Die Gesteine führen, abgesehen von einem teilweise höheren Tongehalt, oftmals einen beträchtlichen Anteil an un- bis kantengerundetem Quarzsilt bis Quarzgrobsand, mit einer Konzentration im Silt- und Feinsandbereich (Tafel 6/Abb. 6). Mit diesen Komponenten sind bisweilen Glimmerminerale, Feldspäte und kleine Pflanzenhäcksel (bis 5 mm) vergesellschaftet.

#### *Diskussion und Milieuinterpretation*

Marinellenreiche Ablagerungen besitzen im iberischen Oberjura eine weite Verbreitung (z.B. BAUMGÄRTNER 1994; BAUMGÄRTNER & REYLE 1995; FEZER 1988; LEINFELDER 1986; LEINFELDER & WERNER 1993; NOSE 1995, RAMALHO 1971a, 1981; REYLE 1994; WERNER 1986). Außerdem sind *Marinella*-Onkoid-Bioklast-WS/PS/RS bereits aus den Profilabfolgen von Casal de Vale de Ventos (Serra dos Candeeiros) und Fátima (Serra de Aire) bekannt. In Bezug auf die ökologische Bewertung (Wasserenergie, Salinitätsansprüche, Fortpflanzungsstrategie) sowie auf die Diskussion zur systematischen Stellung der heute als Rotalge gedeuteten *Marinella lugeoni* sei daher auf Kap. 3.1.8 verwiesen.

Im Gegensatz zu MF-Typ 6f sind in dieser Faziesseinheit die verschiedenen Cortexstrukturen bevorzugt innerhalb der Einzelonkoide kombiniert, welche weitgehend mit Onkoidtypus IIIc aus NOSE (1995) übereinstimmen. Die hochdiverse Mikroinkrustierer-Assoziation (vgl. LEINFELDER et al. 1993b; SCHMID 1996) weist zusammen mit stenohalinen Faunenelemente auf überwiegend normalmarine Flachwasserbedingungen hin. Eine besondere Stellung nehmen jedoch die an *Girvanella minuta* dominierten Lagen ein. Diese dokumentieren kurzfristige beziehungsweise episodische Brackwassereinflüsse in randmarinen Zonen (LEINFELDER & WERNER 1993). Sie belegen zudem geringe Sedimentationsraten in einem ausgesprochen niederenergetischen Ablagerungsraum, wie es beispielsweise von NOSE (1995) für irreguläre porostromate *Girvanella*-Onkoide mit *Marinella*-Bewuchs in der oberen Amaral-Formation des Arruda-Beckens gefordert wird. Die im wesentlichen von „Cayeuxiiden“ erzeugten Protuberanzen der Onkoide sprechen ebenfalls für ruhige, lagunäre Bildungsbereiche. Trotzdem spiegeln, wie bereits in MF-Typ

6f, mikritische Anfangsstadien der Onkoide zunächst stärkere Umlagerungsprozesse wider. Erst die nach außen folgenden, an Mikroinkrustierer reichen Lagen bildeten sich aufgrund der zunehmenden Immobilisierung der Komponenten infolge wachsender Onkoidgröße und/oder nachlassender Wellenenergie.

Weitere karbonatische Partikel wie Ooide sowie Korallen- und Stromatoporenschutt wurden aus exponierten Barren- und Riffzonen in den Ablagerungsraum eingetragen. Auch intensiv fragmentierte Exemplare von *Marinella lugeoni*, die am erfolgreichsten in instabilen Habitaten ist (LEINFELDER & WERNER 1993), dürften zusammen mit Ooiden aus mobilen Karbonatsandbarren in den Sedimentationsraum eingetragen worden sein. Die gute Regenerationsfähigkeit der Rotalge zeigt sich dadurch, daß sich das Wachstum aus hemisphärischen Klasten in Form von fingerförmigen Ästen fortsetzte. Eine geringere Wellen- und Strömungsenergie gegenüber ihrem ursprünglichen Herkunftsgebiet ist für das veränderte Wachstumsmuster verantwortlich und ermöglichte die Bildung fragiler Thallusstrukturen. Flache Inkrustationen von *Marinella lugeoni* innerhalb des Cortex beweisen die frühe Lithifizierung der Onkoide, welche sekundäre Hartgründe zur Besiedlung durch die Rotalge bereitstellten.

Der Bildungsraum der Marinellen-Onkolithe lag hauptsächlich im etwas geschützten, rückwärtigen Karbonatsandbarrenbereich und unweit biostromaler Strukturen. *Marinella lugeoni* wurde nicht nur klastisch zusammen mit Ooiden eingetragen, sondern setzte in niederenergetischen Zonen das Wachstum mit digitiformen Ästen fort. Darüberhinaus besiedelten die Rotalgenindividuen die verfügbaren Hartsubstrate (Onkoide, Bioklasten). Der vergleichsweise hohe Anteil an terrigenem Detritus wurde vermutlich über subtidale Gezeitenkanäle oder mittels küstenparalleler Strömung dem Ablagerungsgebiet zugeführt. Trotzdem waren die Sedimentationsraten, welche zumeist tektonischen Episoden folgten, insgesamt gering, um die Entstehung deutlicher Onkoidrinden zu erlauben. Meteorische Einflußnahme ermöglichte das kurzfristige Wachstum von *Girvanella minuta* unter brackisch-randmarinen Verhältnissen. Die Bildung besonders großer Onkoide ist, wie bereits bei MF-Typ 6f (Onkoid-Bioklast-FS/RS) und 7g (Ooid-Onkoid-Bioklast-PS/RS), innerhalb von Rinnenstrukturen anzunehmen.

#### *Marinella*-Ooid-Bioklast-PS/RS (MF-Typ 8b)

Dieser Mikrofaziestyp besitzt seine weiteste Verbreitung in den zentralen Abschnitten des Profils Pena Seca zwischen Meter 310 und 405. Er bildet maximal 6,3 m mächtige Abfolgen, welche im Dezimeter-, selten im Meterbereich gut gebankte, hellbraune und zum Teil quarzsandige Karbonate darstellen. *Marinella*-Ooid-Bioklast-PS/RS sind bevorzugt mit koralligen Einheiten aus Fazieszone 9 und 10 sowie Oolithen und marinellendominierten Onkolithen vergesellschaftet.

Das Organismen- und Komponentenspektrum wird von *Marinella lugeoni*, „cayeuxiiden Algen“, Ooiden und oolithischen Intraklasten mit einer Größe von 3 - 8 mm dominiert (Tafel 6/Abb. 4, Tafel 9/Abb. 3). Die Marinellen-Thalli besitzen zumeist kugelige Umrisse und treten sowohl als vollständig überlieferte Strukturen (*Marinella*-„Nodules“) als auch in Form kleinstückiger Rotalgenfragmente auf. Bei unbeschädigten Exemplaren sitzen mitunter, wie bereits in *Marinella*-Onkoid-Bioklast-RS (MF-Typ 8a) festgestellt, Rotalgenäste auf hemisphärischen Basisstrukturen auf (Tafel 4/Abb. 8). Rundliche und spartisch zementierte Konzeptakeln sind relativ selten zu beobachten und wahllos innerhalb des Algenskeletts verteilt. Die Größe von *Marinella lugeoni* liegt zwischen 0,2 und 25 mm und beträgt im Durchschnitt 1,5 bis 5,7 mm. Kleine Marinellen-Bruchstücke sind bevorzugt ooidisch umkrustet, wohingegen größere Fragmente beziehungsweise vollständige Rhodolithe entweder frei im Gestein auftreten oder ab und zu durch *Lithocodium aggregatum* oder *Cayeuxia* sp. inkrustiert werden.

Ooide weisen sphärische bis ellipsoide Kornformen auf. Ihre Komponentengröße variiert zwischen 0,25 und 1,7 mm und beträgt im Durchschnitt 0,5 bis 0,7 mm. Sie zeigen eine gute bis schlechte, mitunter bimodale Sortierung und

treten als Normaloide, Polyoide sowie als Einfachooide in Erscheinung. Die streng konzentrischen Normaloide besitzen häufig einen auffälligen, bis zu 0,4 mm dicken Cortex. Dieser setzt sich je nach Bankbereich aus radial- oder tangentialstrukturierten Laminae zusammen. Nicht selten lassen sich beide Mikrogefüge innerhalb desselben Ooids beobachten. Radiale Mikrostrukturen bilden hierbei oftmals die inneren Anfangslagen, wohingegen Tangentialstrukturen an der Peripherie der Komponenten zu finden sind (Tab 6/Abb. 4). Der Kern von Normaloiden besteht hauptsächlich aus Bioklasten und Foraminiferen (*Nautiloculina oolithica*, quinqueloculine Miliolide). Einfachooide treten mengenmäßig hinter den Normaloiden zurück und besitzen im Gegensatz zu diesen zumeist einen siliziklastischen Kern aus Quarzfein- bis -mittelsand, vereinzelt aus Plagioklasen. Ihre Cortices sind, wie die der Ooide innerhalb von Intraklasten und von Polyoiden ausschließlich radialstrukturiert. Der Anteil der sowohl ooidisch umkrusteten als auch der frei auftretenden und ungerundeten Quarzkomponenten kann beträchtlich schwanken. Sie kommen vor allem in stratigraphisch tieferen Bankbereichen in großer Menge vor (Tafel 4/Abb. 8) und sind zum Hangenden der Gesamtabfolge nur noch vereinzelt nachzuweisen.

Des Weiteren sind mit durchschnittlicher Häufigkeit benthische Foraminiferen (hauptsächlich *Ammobaculites* sp. und *Nautiloculina oolithica*), pharetronide Kalkschwämme, Bruchstücke von vollständig rekristallisierten Korallenästen sowie Echinodermen- und Gastropodenfragmenten (u.a. Nerineen) vertreten. Selten sind dagegen Solenoporaceen, Serpulide, Pelecypoden (Austern, Lithophagide), Pelloide, Aggregatkörner und Cortoide.

#### *Diskussion und Milieuinterpretation*

*Marinella*-Ooid-Bioklast-PS/RS besitzen in den Profilabfolgen von Casal de Vale de Ventos und Fátima eine wesentlich geringere Verbreitung. Darüberhinaus weisen sie dort mit vorwiegend superfiziellen Ooiden und der Abwesenheit von siliziklastischem Detritus eine zu dieser Faziesseinheit unterschiedliche Prägung auf (s. Kap. 3.1.8). Der generell hohe Auswaschungsgrad der Karbonate sowie der beträchtliche Bioklastanteil einer allochthonen Fauna und Flora machen die Bildung dieser Faziesseinheit als küstenparallele Ooidsandbarren wahrscheinlich. Diese stellten ein mobiles, instabiles und daher ungünstiges Substrat für die Besiedlung durch benthische Organismen dar. Aufgrund des dadurch fehlenden Konkurrenzdrucks hatte *Marinella lugeoni*, als Rotalge mit geringen Wachstumsraten und hohem Lichtbedürfnis, in diesem Lebensraum ihren größten Erfolg, obwohl sie in den unterschiedlichsten Flachwasser-Habitaten des Oberjura verbreitet war (LEINFEDER & WERNER 1993; s. auch Kap. 3.1.8). Die ökologische Nische, welche *Marinella lugeoni* besetzte, war allerdings nicht nur durch instabile Sedimenteigenschaften charakterisiert, sondern zeigt mit Ooiden, Intraklasten und Quarz zusätzlich hochenergetische Verhältnisse und einen zum Teil höheren Eintrag an terrigenem Material an. Relativ dicke Ooidrinden lassen sich dabei auf konstant günstige Umweltbedingungen während der Ooidentstehung zurückführen. Der häufig beobachtete Wechsel von radial- zu tangentialstrahligen Cortexstrukturen dürfte mit einer Zunahme der Wasserbewegung zusammenhängen (s. Diskussion S. 77/78). Die hohe Wellenenergie führte im partikelreichen Flachwasser zu abrasiven Bedingungen, welche die Besiedlung von *Marinella* durch andere Algen oder Cyanophyten verhinderten. Eine Anpassung an solche ungünstige Lebensräume stellt die Regenerationsfähigkeit dieser Rotalge dar (STENECK 1985). So wurde zunächst das kurzfristig stabilisierte Substrat durch bisweilen ästig-digitiform wachsende *Marinella* sowie durch *Cayeuxia* besiedelt, um anschließend aufgearbeitet zu werden. Dies führte einerseits zur Entstehung oolithischer Intraklasten und andererseits zur Fragmentierung sowie raschen Verbreitung und Anreicherung von Marinellen-Bruchstücken, aus denen neue Thalli und Marinellen-Nodules (Rhodoide) entstanden (vgl. *Marinella*-Onkoid-Bioklast-RS (MF-Typ 8a), Kap. 3.1.8).

### *Solenopora-Cayeuxia*-RS (MF-Typ 8c)

Mit zwei, 0,8 und 0,9 m mächtigen Bänken sind *Solenopora-Cayeuxia*-Rudstones eine nur untergeordnet vertretene Fazieseinheit. Sie ist mit Onkolithen (MF-Typ 6f), Sandsteinen (MF-Typ 1b), riffschuttreichen (MF-Typ 9d) sowie mit lagunären Karbonaten (MF-Typ 6c) vergesellschaftet.

Der Gesteinsaufbau wird von *Solenopora cayeuxiformis* und *Solenopora* sp. bestimmt (Tafel 4/Abb. 7). Sie bilden knollige Kolonien mit einer Maximalgröße von 1,8 cm aus, die überwiegend vollständig erhalten, seltener fragmentiert vorliegen. Die zum Teil undulierenden Filamente von *Solenopora cayeuxiformis* zeigen hauptsächlich rundliche Querschnitte mit einem Durchmesser von 50 bis 75 µm und divergieren zum Rand des Thallus (Tafel 4/Abb.7), wodurch dieser eine buschige Morphologie annimmt. Im Vertikalschnitt ist bisweilen eine undeutliche Untergliederung der Tuben durch feine Querelemente zu erkennen. Vereinzelt inkrustiert *Lithocodium aggregatum* die Oberfläche der Kolonien, welche außerdem durch *Troglotella incrustans* angebohrt sein kann. Im Gegensatz zu *Solenopora cayeuxiformis* zeichnet sich *Solenopora* sp. durch einen geringeren Durchmesser (38 - 50 µm) der im Querschnitt sowohl rundlichen als auch polygonalen Tuben aus. Die Filamente werden durch relativ engständige Querelemente segmentiert und sind von einer dünnen Wand umgeben (Tafel 10/Abb. 2). *Solenopora* sp. ist teilweise rekristallisiert und zeigt eine deutliche Wachstumsbänderung. *Cayeuxia piae* und *Cayeuxia* sp. sind etwas seltener vertreten und bilden mit ca. 1 - 5 mm Durchmesser wesentlich kleinere Komponenten. Sie stellen rundliche, zwischen den Solenoporen konzentrierte Klaster dar. Aufgrund ihrer ähnlichen Morphologie sind sie häufig nicht von *Solenopora cayeuxiformis* zu unterscheiden (vgl. hierzu auch LEINFELDER 1986). Der verbleibende Porenraum der komponentengestützten Rudstones zwischen den Rotalgen wird unter anderem von Mikrit und agglutinierenden Foraminiferen eingenommen. Untergeordnet fällt *Placopsilina* sp. als inkrustierender Mikroorganismus auf Cortoiden auf (Tab 10/Abb. 2). In die Gehäusewand dieser Foraminifere ist mitunter Quarzsilt bis -feinsand eingebaut. Weitere siltige bis mittelsandige Quarzkomponenten sind ungerundet und teilweise idiomorph ausgebildet. Sie treten zusammen mit *Marinella*-Hemisphäroiden, Korallen-, und Gastropodenfragmenten sowie Cortoiden, Intraklasten, Tangentialoiden und Serpuliden nur untergeordnet auf.

### *Diskussion und Milieuinterpretation*

Solenoporaceen finden sich laut WRAY (1977) in offen-marinen Lebensräumen mit normalen Salinitätswerten. Sie sind im höherenergetischen Flachwasser innerer Rampenbereiche verbreitet (vgl. NOSE 1995; DUPRAZ & STRASSER 1999) und wurden im Iberischen Oberjura hin und wieder in der Riffazies nachgewiesen (LEINFELDER 1992, 1994a). Sie gelten als ökologisch relativ anspruchslos und können niederdiverse Biostrome bilden, wo die Lebensbedingungen für Korallen zu schlecht sind (SCHMID 1996). Auch der Eintrag von größerem siliziklastischen Detritus wird bis zu einem gewissen Grad toleriert. Eine wichtige Voraussetzung für das Wachstum der Rotalge ist jedoch eine nur geringe Trübung des Wassers durch Suspensionfracht (NOSE 1995).

*Cayeuxia* ist ebenfalls ein typischer Flachwasserorganismus, welcher sowohl in rezifaler als auch in nicht-rezifaler Fazies verbreitet sein kann (LEINFELDER et al. 1993b). Isolierte Knollen sind typischerweise in lagunären Bereichen vorzufinden. Zusätzlich trägt *Cayeuxia* oftmals zum Aufbau von Onkoiden bei (vgl. MF-Typ 6f, 8a). Die Begleitorganismen und -komponenten (*Marinella lugeoni*, *Placopsilina* sp., Ooide etc.) vervollständigen das Bild eines flachen Sedimentationsraums.

Aufgrund des geringen Fragmentierungsgrads der Solenoporen weist diese Fazieseinheit einen parautochthonen Charakter auf. Die *Solenopora*-Thalli repräsentieren durch Wellentätigkeit aufgearbeitete, niederdiverse Rotalgenbiostrome. Diese entstanden vermutlich aufgrund des durch ungünstige Umweltfaktoren fehlenden



Konkurrenzdrucks durch Korallen (s.o.). Sie entwickelten sich oberhalb der Schönwetterwellenbasis inmitten lagunärer, durch *Cayeuxia*, benthische Foraminiferen und Kalkschlammsedimentation geprägte Plattformzonen. Nach der Aufarbeitung kam es im Übergangsbereich zwischen Biostromrand und niederenergetischer Lagunenfazies zur Vermischung von Rotalgen mit typisch lagunären Komponenten und Karbonatschlamm, welcher für den geringen Auswaschungsgrad der Rudstones verantwortlich ist. Vereinzelte Ooide und Marinellen-Thalli stammten dabei aus entfernteren, wahrscheinlich küstennahen Barrensysteemen, beeinflussten jedoch kaum die fazielle Entwicklung des Ablagerungsraums.

#### 5.1.5 Riffschuttkalke (FZ 9)

##### *Tubiphytes-Neuropora*-Bioklast-PS (MF-Typ 9c)

Gut gebankte, selten knollig verwitternde Karbonate dieses Mikrofaziestyps stehen als 1,5 bis 3,5 m mächtige Bankbereiche innerhalb eines relativ eng begrenzten Profilintervalls zwischen Meter 423 und 448 an. Sie verzahnen und wechsellagern mit Korallen/Stromatoporen-Mikroben-Boundstones von Faziesseinheit 10b sowie mit Mikroben-Bindstones (MF-Typ 10c). Mitunter sind sie mit Karbonaten aus Fazieszone 6 vergesellschaftet und vermitteln zu lagunären Rampenzonen.

Die gut sortierten Gesteine setzen sich im wesentlichen aus *Tubiphytes*, *Neuropora* und Echinodermen (v.a. Seeigelstacheln) zusammen. Auch Mikrobenklasten sowie kleinstückiger, vielfach vollständig rekristallisierter Korallenschutt sind nicht selten anzutreffen. Die im frischen Bruch schneeweiße Fleckung der Karbonate ist dabei auf *Tubiphytes morronensis*, *Neuropora* sp., *N. spinosa*, *N. lusitanica* und auf Echinodermenfragmente zurückzuführen. *Tubiphytes morronensis* kann sowohl innerhalb von Mikrobenkrusten-Klasten als auch in Form isolierter Fragmente, als *Tubiphytes*-Knäuel oder als Inkrustationen auf Fossilresten (z.B. *Nerinea*) auftreten. Die Dicke seiner zum Teil abradierten Gehäusewand variiert zwischen 125 und 625 µm. Reste von *Neuropora spinosa* lassen oftmals die primär ästige Wuchsform erkennen. Sie werden zum Teil durch *Neuropora lusitanica* inkrustiert. Weitere Schwämme sind durch unbestimmbare Inozoen sowie durch seltene Sphinctozoen (*Thalamopora lusitanica*)<sup>1</sup> vertreten (Tafel 6/Abb. 8). Klastische Mikrobenkrusten besitzen eine peloidale Mikrostruktur und bilden einen rein klumpigen Thrombolith (*sensu* SCHMID 1996) aus. Ein Großteil der vorgefundenen Peloiden zeigt im Durchlicht eine dunkle Pigmentierung und dürfte auf die vollständige Desintegration des Mikrobenmaterials zurückzuführen sein. Während *Neuropora* und Korallenreste nur selten Bohrspuren aufweisen, zeigen krustose Komponenten zum Teil erhebliche Anbohrungen durch lithophage Muscheln, in denen kleine Schwammnadeln (monaxone Skleren, Triaene) angereichert sein können. Das Spektrum an inkrustierenden Organismen wird von „*Berenicea*“ und Serpuliden bestimmt. Vereinzelt finden sich daneben, ausschließlich in enger Vergesellschaftung mit thrombolithischem Mikrobenschutt, Wurmröhren von *Terebella* sp., welche aus agglutinierten feinkörnigen Karbonatpartikeln bestehen. Der verbleibende Anteil an hauptsächlich klastischen Komponenten setzt sich aus benthischen Foraminiferen, Austernklappen und kleinen Intraklasten sowie aus seltenen Dasycladaceen (cf. *Acicularia*), Stromatoporen, *Nerineen*, superfiziellen Ooiden und Cortoiden zusammen.

<sup>1</sup> Innerhalb der Ordnung Sphaeroceolida wurden die Gattungen *Thalamopora* und *Barroisia* zusammengefaßt und einheitlich als *Barroisia* benannt (KRAUTTER pers. Mitteilg.). Demzufolge verliert auch *Thalamopora lusitanica* TERMIER, TERMIER & RAMALHO 1985 ihre nominelle Gültigkeit. Trotzdem wird im Rahmen dieser Arbeit die ursprüngliche Benennung von *Thalamopora lusitanica* beibehalten, da eine Umbenennung weitere taxonomische Untersuchungen erfordert.

### *Diskussion und Milieuinterpretation*

*Tubiphytes*- und *Neuropora*-reiche Bioklastkalke sind in ähnlich fazieller Ausbildung aus dem Oberoxfordium des Montejunto- und Torres Vedras-Gebiets innerhalb des Arruda-Teilbeckens bekannt (SCHERER 1991; eigene Beobachtungen). Sie bilden dort matrix- und partikelgestützte Karbonate, welche als *Tubiphytes*-Fazies zusammengefaßt und als Ablagerungen eines oberen, depositionellen Plattformhangs interpretiert werden (vgl. ELLIS et al. 1990; LEINFELDER 1994a; LEINFELDER & WILSON 1989).

Die hier im Bereich der Serra de Cesaredas vertretene Fazieseinheit zeigt hinsichtlich der Organismenzusammensetzung auffällige Übereinstimmungen mit Korallen/Stromatoporen-Mikroben-BS und Mikroben-BiS (vgl. MF-Typ 10b, 10c) mit denen sie überwiegend vergesellschaftet ist. Es liegt folglich der Schluß nahe, daß es sich bei diesen Gesteinen um riffnahe Schuttkalke handelt, welche bioklastisches Material aus aufgearbeiteten Gerüstkarbonaten beziehen. So spiegelt das relativ vielfältige Spektrum an mikroinkrustierenden Organismen den Aufbau und die Diversität der entsprechenden Riffstrukturen wider. Der ausschließlich komponentengestützte Charakter schließt ausgesprochen niederenergetische Ablagerungsbedingungen aus, obwohl Karbonatschlamm in den Zwickelporen auf gewisse Stillwassereinflüsse hindeutet. Während normale Wellentätigkeit für die Aufarbeitung eines durch Mikrobenkrusten stabilisierten Riffgerüsts nicht ausgereicht haben dürfte, könnte die hohe Produktion an Riffschutt auf die Einwirkung durch Sturmwellen zurückzuführen sein. Das entstandene bioklastische Material wurde dabei in geschützte Sedimentationsbereiche eingetragen, wie der Anteil an textulariiden Foraminiferen sowie Dasycladaceen-Bruchstücken andeutet und die Vergesellschaftung dieser Fazieseinheit mit Onkoid-Bioklast-PS/RS (MF-Typ 6f) und Foraminiferen-Peloid-PS (MF-Typ 6l) belegt. Die Aufarbeitung und Ablagerung der Komponenten unterhalb der Schönwetterwellenbasis, wie es für *Tubiphytes*-reiche Karbonate aus dem Montejunto-Gebiet beispielsweise von LEINFELDER (1994a) postuliert wird, scheint hier ebenfalls zutreffend zu sein. Nach LEINFELDER et al. (1996, 1998) deutet *Tubiphytes morronensis* in Vergesellschaftung mit *Terebella* auf mittlere bis äußere Rampenzonen hin. Der geringe Anteil an *Terebella* einerseits sowie eine lichtabhängige Deutung des großen Gehäusewanddurchmessers von *Tubiphytes* andererseits (vgl. SCHMID 1996, Abb. 119) schließen eine Bildung dieser riffnahen Schuttfazies in derart großer Wassertiefe jedoch aus. Diese Annahme wird durch die von lithophage Muscheln stark zerbohrten Mikrobenkrusten-Anteile gestützt (EKDALE et al. 1984). Dünne *Tubiphytes*-Rinden stellen vermutlich ehemals mächtigere, nun abradierte Strukturen dar und bleiben infolgedessen bei dieser Interpretation unberücksichtigt. Neuroporen sind sowohl aus flach- als auch aus tiefermarinen Ablagerungsbereichen bekannt (vgl. NOSE 1995, Abb. 99) und bevorzugten zusammen mit Bryozoen schattige, kryptische Habitate, indem sie häufig auf der Unterseite von Korallen siedelnd vorzufinden sind (FÜRSICH & WERNER 1991). Obwohl sie bereichsweise als Organismen des sehr flachen Wassers interpretiert werden (op. cit.), sind sie daher aus meiner Sicht als Tiefenindikatoren unbrauchbar.

Zusammenfassend dürfte der Sedimentationsraum dieser Schuttkalke im durchlichteten oberen Abschnitt der mittleren Rampe (*sensu* BURCHETTE & WRIGHT 1992) anzusiedeln sein. Durch episodische Sturmereignisse wurden die von Thrombolithen, *Neuropora lusitanica* und *Tubiphytes morronensis* erzeugten rigiden Gerüstkalke eines überwiegend niederenergetischen Milieus teilweise aufgearbeitet, wodurch Rifforganismen in Form von Schuttfahnen in einen durch lagunäre Komponenten dominierten Zwischenriffbereich transportiert wurden.

### „Cayeuxiiden“-führender Korallen/Stromatoporen-Bioklast-FS/(RS) (MF-Typ 9d)

In den zentralen Abschnitten der Profilabfolge „Pena Seca“ (Meter 355 bis 415) findet dieser Mikrofaziestyp mit ausgesprochen heterogenen Bankmächtigkeiten eine relativ weite Verbreitung. Er tritt als dünne, maximal 0,2 m

mächtige Schuttlage auf oder bildet bis zu 3 m mächtige, großbankige Einheiten aus. Die Schichtung ist zumeist gut, nimmt aber mitunter knollige, zum Teil riffartig hervortretende Verwitterungsformen an, ohne dabei lateral auszuweichen. Diese Faziesseinheit ist hauptsächlich mit Oolithen (v.a. mit Ooid-Cortoid-PS/RS), mit denen sie bisweilen fazielle Mischtypen bildet, und mit Korallen/Stromatoporen-Mikroben-Boundstones (MF-Typ 10b) assoziiert.

Hauptbestandteile der weitgehend matrixgestützten und teilweise gradierten Karbonate sind zumeist stark rekristallisierte und auffällig schlecht erhaltene Korallenreste mit ästig-thamnasterioider (?*Thamnasteria*), ramos- und massig-stylinider (*Stylina* sp.) sowie massig-plocoider (?*Allocoenia*) Wuchsform. Ästige (*Cladocoropsis mirabilis*) und massive Stromatoporen sind ebenfalls häufig vertreten und im Gegensatz zu Korallen in einem wesentlich besseren Erhaltungszustand überliefert. Letztere zeigen im Vertikalschnitt häufig Wachstumsstörungen, welche sich als irreguläre, nach unten verjüngende Hohlraumstrukturen äußern und durch Mikrit verfüllt sind. Die Stromatoporen können sich sowohl gegenseitig überkrusten als auch abgestorbene Korallenfragmente besiedeln. Darüberhinaus weisen sie gemeinsam mit Korallen deutliche Inkrustationen von „cayeuxiiden Algen“ (*Cayeuxia* sp., *Solenopora cayeuxiformis*) sowie untergeordnet *Vinelloidea*, *Neuropora lusitanica*, *Marinella lugeoni*, Austern und Serpeln auf. Nicht selten sind Anbohrungen von Lithophagiden, welche vor allem in rekristallisierten Korallenfragmenten auffällige und durch Kalkschlamm verfüllte Strukturen ausbilden.

In der mikritischen Matrix zwischen den groben Riffkomponenten läßt sich ein Organismenspektrum beobachten, das mit durchschnittlicher Häufigkeit aus quinqueloculinen Milioliden, Echinodermen- und Gastropodenklasten sowie seltenen lituoliden Foraminiferen, Nerineen, terebratuliden und rhynchonelliden Brachiopoden mit verkipptem Geopetalgefüge sowie *Neuropora* sp. und thrombolithischen Mikrobenklasten mit *Tubiphytes morronensis* besteht. Einzelne Bioklasten zeigen dabei einen Aufwuchs durch loftusiide Foraminiferen (*Lithocodium aggregatum*), welche fakultativ mit *Cayeuxia* sp. assoziiert sind. Aufgrund der Vergesellschaftung mit Ooid-Cortoid-Bioklast-PS/RS (MF-Typ 7b) finden sich in diesem Faziestyp Radialoide mit unterschiedlichen Cortexdicken, Intraklasten und einzelne Cortoide. Ein Großteil der als Intraklasten angesprochenen Komponenten stellt vermutlich vollständig mikritisierte Bioklasten dar.

#### *Diskussion und Milieuinterpretation*

„Cayeuxiiden“-führende Korallen/Stromatoporen-Bioklast-FS/(RS) repräsentieren mit einem vorwiegend matrixgestützten Gefüge und dem hohen Anteil an ästigen Rifforganismen vordergründig niederenergetische Ablagerungsbedingungen unterhalb der Schönwetterwellenbasis (mittlere Rampe *sensu* BURCHETTE & WRIGHT 1992). Obwohl diese Faziesseinheit oftmals mit Korallen/Stromatoporen-Mikroben-BS vergesellschaftet ist, fällt die geringe Beteiligung an thrombolithischen Klasten auf. Dies läßt auf eine Aufarbeitung krustenfreier Boundstone-Partien schließen, welche kein durch Mikrobenkrusten stabilisiertes Riffgerüst besaßen. Sie setzten höherenergetischen Ereignissen keinen oder nur geringen Widerstand entgegen und wurden wahrscheinlich durch periodisch auflaufende Sturmwellen zerstört. Anschließend erfolgte der Transport des biotritischen Materials in den Zwischenriffbereich mit vorherrschender Kalkschlammsedimentation (vgl. MF-Typ 9c). Von dem aufgewirbelten Material konnten sich dabei größere Komponenten aufgrund ihres höheren Gewichts rascher absetzen, um die Basislage der zum Teil gradierten Karbonate zu bilden. Wurden die aufgearbeiteten Gerüstkalke in rückwärtige Riffareale verfrachtet, so vermischten sie sich oder verzahnten mit flächigen Karbonatsanden (Ooid-Cortoid-Bioklast-PS/RS), wie Ooide, Cortoide und Miliolide belegen (vgl. Kap. 5.1.3). Auch ein Transport der Komponenten von MF-Typ 7b aus inneren Rampenbereichen ist nicht auszuschließen.

### 5.1.6 Boundstones (FZ 10)

#### Stromatoporen-BS (MF-Typ 10a)

Stromatoporen-Boundstones werden in geringer Verbreitung zwischen Profilmeter 245 und 503 als biostromale Lagen mit einer Mächtigkeit zwischen 0,1 und maximal 0,95 m vorgefunden. Sie sind fast ausschließlich höherenergetischen Oolith-Einheiten (Ooid-Bioklast-PS/RS, Ooid-Cortoid-Bioklast-PS/RS und Marinella-Ooid-PS/RS) zwischengeschaltet. Grober Schutt, welcher von diesen Stromatoporen-Biostromen stammt, findet sich daher in den Oolithen angereichert (z.B. Ooid-Bioklast-PS/RS mit Korallen und Stromatoporen; vgl. Kap. 5.1.3). Die biogenen Lagen werden von einer niederdiversen Stromatoporenfauna bestimmt, in welcher vor allem halbrunde, massive Wuchsformen dominieren, wohingegen fragile, ästige Stromatoporen (*Cladocoropsis mirabilis*) nur in einigen Horizonten anzutreffen sind. Hemisphärische Stromatoporen treten sowohl in Lebendstellung als auch in Form invers gelagerter Aufarbeitungsklasten auf und erreichen eine Größe von 30 cm. Einzelne autochthone Stromatoporen können sich gegenseitig überwachsen und bilden asymmetrische, schräg aufragende Kolonien. Zum Teil dienen Bioklasten (z.B. *Cayeuxia*, *Solenopora*) als Besiedlungsgrundlage für faust- bis kopfgroße Stromatoporen. Mit zunehmendem Alter der Stromatoporen gehen die massiv-lagigen Anfangsstadien mitunter in ein schwach protrusives Wachstum über. Im Vertikalschnitt sind isolierte Hohlraumstrukturen sowie unregelmäßig verlaufende Risse und Spalten zu erkennen, welche durch Normaloide, superfizielle Ooide, Bioklasten sowie bereichsweise konzentrierten Quarzfeinsand der benachbarten Faziesseinheiten verfüllt sein können und zum Teil fossile Wasserwaagen zeigen.

#### *Diskussion und Milieuinterpretation*

Biostromale Stromatoporenhorizonte besitzen die Charakteristika von Schuttriffen, welche durch höherenergetische Prozesse, wie regelmäßige und periodische Wellentätigkeit entstanden. So dokumentiert ihre Assoziation mit hochenergetischen Partikelkalken aus Fazieszone 7 und 8 sowie die überwiegend massive Morphologie der oftmals umgedrehten, parautochthonen Hemisphäroide einen Lebensraum zumeist oberhalb der normalen Wellenbasis im flachen Bewegtwasser. KLINGEL (1991) konnte in diesem Arbeitsgebiet abrasive Flächen auf Stromatoporenoberseiten nachweisen, die er auf Sturmereignisse zurückführte. Nach dem hohen Schuttanteil innerhalb der oolithischen Einheiten zu schließen, wäre tatsächlich eine höhere Dichte an Stromatoporen-Biostromen zu erwarten als im Anstehenden vorzufinden sind. Möglicherweise wurden diese durch Sturmepisodes und eventuell durch normale Wellentätigkeit vollständig aufgearbeitet, wobei sich im Anschluß daran die entstandenen Organismenfragmente mit anderen Sedimenten in der Umgebung vermischten. Mehrheitlich dürfte somit der hohe Anteil an Stromatoporenschutt, wie er innerhalb von Ooid-Bioklast-RS (MF-Typ 7a) auftritt ehemalige, nicht überlieferte Biostrome repräsentieren. Die ungünstigen Strömungsbedingungen und möglicherweise vorherrschend oligotrophen Verhältnisse verhinderten das Wachstum mikrobieller Krusten, welche ein stabilisierendes Gerüst zwischen den Stromatoporen hätten aufbauen können. Gerade höherenergetische Umweltverhältnisse kamen den massiven und folglich langsam wachsenden Stromatoporen entgegen, da bei der Besiedlung der verfügbaren Hartsubstrate der Konkurrenzdruck durch schnellwachsende, ästige Organismen auf ein Minimum reduziert wurde.

#### Korallen/Stromatoporen-Mikroben-BS (MF-Typ 10b)

Korallen/Stromatoporen-Mikroben-BS treten gehäuft zwischen Profilmeter 421 und 477 auf und stehen in geringerem Maß zwischen Meter 240 und 260 an. Sie können mit unterschiedlichen Faziestypen assoziiert sein,

wechsellagern oder verzahnen jedoch mehrheitlich mit Ooid-Bioklast-PS/RS (MF-Typ 7a), „Cayeuxiiden“-führenden Korallen/Stromatoporen-Bioklast-FS/(RS) (MF-Typ 9d) und *Tubiphytes-Neuropora*-Bioklast-PS (MF-Typ 9c). Sie bilden zum Großteil biostromale Einheiten mit Mächtigkeiten zwischen 0,3 und 1,5 m aus. Aufgrund von dunkel auf der Gesteinsoberfläche hervorwitternden Gerüstbildnern können sie sich innerhalb mehrerer Meter mächtiger Bänke als auffällige Lagen gegenüber den Gesteinen im Liegenden und Hangenden abheben. Seltener sind biohermale, 0,8 bis maximal 1,8 m mächtige Strukturen mit knolligen Verwitterungsformen oder auf den Schichtflächen hervorwitternde koralligene Einzelkolonien vorzufinden. Die Verwitterungsfarbe reicht von mittelgrau bis braun; im frischen Bruch zeigt sich nicht selten eine dunkle, bläuliche Pigmentierung, für welche dispers im Gestein verteilter Pyrit verantwortlich ist.

Die Hauptgerüstbildner setzen sich aus neomorph überlieferten Korallenkolonien sowie massive, halbkugelige Stromatoporen und Chaetetiden (*Bauneia* cf. *multitabulata*, Tafel 7/Abb. 3) zusammen, welche sich gegenseitig inkrustieren können. Die relativ diverse Korallenfauna besteht zu gleichen Teilen aus ästigen und massigen, teilweise lagigen Kolonien. Unter den massigen Formen dominieren microsolenide Korallen mit *Microsolena* sp., *Actinaraea granulata* (Tafel 7/Abb. 4) und *Meandraraea* sp.. Diese weisen oftmals mehrphasige, durch Mikrobenkrusten hervorgerufene Wachstumsunterbrechungen auf. Lagige Kolonien von *Meandraraea* überwachsen zudem *Microsolena*. Massives Wachstum zeigen des weiteren *Thamnasteria concinna* und *Pseudocoenia* sp.. Ästige Kolonien sind ausnahmslos phaceloid entwickelt und werden von *Thecosmilia* cf. *dichotoma* (Tafel 11/Abb. 2), *Placophyllia (rugosa)* (Tafel 10/Abb. 6), *Stylosmilia* sp. und *Calamophylliopsis* sp. gebildet. Akzessorisch treten thalamide Schwämme vom *Barroisia*-Typus als Nebengerüstbildner auf (Tafel 9/Abb. 2).

Thrombolithische Mikrobenkrusten dienen als gerüstbindende Organismen, welche entweder zwischen den Kolonien der Para- und Metazoen relativ mächtige, gut entwickelte Strukturen bilden oder als zum Teil dünne, mikrobielle Krusten das Gerüst ästiger Korallengattungen partiell stabilisieren. Auf diese Weise konsolidierte phaceloide Kolonien (*Thecosmilia* cf. *dichotoma*) (Tafel 11/Abb. 1, 2) finden sich mitunter als umgestürzte, parautochthone und 0,7 m durchmessende Korallenstöcke in Ooid-Bioklast-RS (vgl. Kap. 5.1.3).

Unregelmäßige Hohlraumstrukturen in krustosen Bereichen sind überwiegend mit ausgesprochen winzigen Peloiden biogener Entstehung verfüllt, welche durch geringe Korngrößenwechsel eine Parallelschichtung erzeugen (Tafel 7/Abb. 3). Eine nur unvollständige Verfüllung der bestehenden Hohlräume führt häufig zur Ausbildung von Geopetalgefügen und zur blockspartischen Zementation des Porendachs. Innerhalb der mikrobiellen Krusten läßt sich eine diverse Mikroinkrustierer-Vergesellschaftung nachweisen, welche aus relativ dickwandigem *Tubiphytes morronensis*, nubeculariiden Foraminiferen, Bryozoen („*Berenicea*“, *Hyporosopora*), Polychaeten (Serpeln, *Terebella*), *Neuropora lusitanica* und *Koskinobullina socialis* zusammengesetzt ist (Tafel 9/Abb. 2). Nur einmalig konnte im Krustengewebe die lagenide Foraminifere *Bullopore tuberculata* beobachtet werden. Sie weist charakteristische, in eine relativ dicke, hyaline Gehäusewand eingesenkte Stacheln auf (Tafel 10/Abb. 3). Abgesehen von Terebellin inkrustieren diese Mikroorganismen zusammen mit Austern, Kalkschwämmen und *Placopsilina* auch gerüstbildende Makrofossilien. Ausschließlich mit massiven Korallen vergesellschaftet sind „Pseudoostrakoden“ (SAMUEL et al. 1972), die eine ausgesprochen dünne, hyaline Gehäusewand mit winzigen Stacheln und unregelmäßigen Einschnürungen besitzen und bevorzugt in koralligenen Skeletthohlräumen auftreten (Tafel 10/Abb. 4). Mit ihren dünnen Gehäusewänden und den nicht versenkten Stacheln lassen sie sich deutlich von *Bullopore tuberculata* bei ansonsten ähnlicher Gehäusestruktur unterscheiden (s.o.). „Pseudoostrakoden“ gelten als Mikroproblematika und sind aus autochthonen Riffen der Urgonfazies bekannt, wo sie ebenfalls im Interseptalraum von Korallen siedeln (SCHLAGINTWEIT 1991). Sowohl die thrombolithischen Gesteinsanteile als auch Korallen,

Stromatoporen, Serpeln und Austern sind durch lithophage Bivalven stark zerbohrt (Tafel 5/Abb. 1, Tafel 11/Abb. 2). Vor allem microsolenide Korallen und Mikrobenkrusten zeigen dabei eine ausgesprochen hohe Dichte an Bohrlöchern. Innerhalb der Bohrstrukturen, in welchen mehrere Generationen von Lithophagiden auftreten können, sind mitunter monaxone und tetraxone Schwammnadeln sowie seltene Triaene konzentriert.

Abschließend lassen sich bevorzugt im Zwickelraum ästiger Korallen (*Thecosmilia*, *Placophyllia*), welcher außerhalb oder zwischen krustosen Bereiche liegt, aus anderen Sedimentationszonen eingespülte Komponenten, wie Quarz, Ooide, Foraminiferen, Dasycladaceen-Bruchstücke (cf. *Cylindroporella*) und Bioklasten feststellen.

#### *Diskussion und Milieuinterpretation*

Korallen/Stromatoporen-Mikrobenkrusten-Boundstones sind aus dem Ota-Riffkalk (LEINFELDER 1992, 1994a) und der unteren Amaral-Formation („Corálico“) (NOSE 1995) des Arruda-Teilbeckens bekannt. Auch am Tethys-Nordrand sind diese Karbonate weit verbreitet (LEINFELDER et al 1993b; BAUMGÄRTNER & REYLE 1995; NOSE 1995; SCHMID 1996; DUPRAZ & STRASSER 1999; LATERNER 2001).

Die bevorzugte Vergesellschaftung dieses Faziestyps mit Oolithen und die Zusammensetzung der Fauna, insbesondere der Korallengattungen zeigen auffällige Übereinstimmungen mit dem „Corálico“, wie ihn NOSE (1995) ausführlich beschreibt und diskutiert. Nach der Riffklassifikation dieses Autors handelt es sich um Rifftyp A III (vgl. Abb. 57 in NOSE 1995), welcher in inneren (flaches Sublitoral) bis mittleren Rampenbereichen (gemäß BURCHETTE & WRIGHT 1992) entstanden ist.

Abgesehen der thrombolithischen Mikrobenkrusten besitzt die Zusammensetzung der mikroinkrustierenden Fauna in der hier vorliegenden Fazieseinheit jedoch eine etwas andere Prägung. So fehlen beispielsweise die von LEINFELDER et al. (1993b), SCHMID et al. (1993) und WERNER et al. (1994) als typisch für marines Flachwasser interpretierten Mikroinkrustierer (*Bacinella*, *Girvanella*, *Lithocodium*). Mit *Tubiphytes morronensis*, *Koskinobullina socialis*, Bryozoen (Bereniceen) und Polychaeten (Serpeln, *Terebella*) herrscht dagegen eine Vergesellschaftung an inkrustierenden Organismen vor, welche der „*Tubiphytes*“-*Koskinobullina*-Assoziation von SCHMID (1996) entspricht. Aufgrund der Anwesenheit von *Koskinobullina socialis*, ein charakteristischer Mikroorganismus des lagunären und randmarinen Flachwassers (vgl. Kap. 3.1.4, 3.1.7), ist diese Assoziation vor allem in flacheren Bereichen der mittleren Rampe weit verbreitet (op. cit.). Daß sie zwischen den typischen Mikroinkrustierer-Vergesellschaftungen des tieferen (*Terebella*-„*Tubiphytes*“-Assoziation) und flacheren Wassers (hochdiverse Assoziation) anzusiedeln ist, wird neben der Organismenzusammensetzung durch eine zum Teil starke Zerbohrung von microsoleniden Korallen und thrombolithischen Mikrobenkrusten durch *Lithophaga* angedeutet. Auch die das Riffgerüst stabilisierenden, thalamiden Schwämme unterstützen das Bild einer Entstehung dieser Biogenkarbonate in der mittleren Rampe, nachdem diese Parazoen im Verlauf des Jura aus flachen Rampenzonen in etwas tieferes Wasser verdrängt wurden (SENOWBARI-DARYAN 1991).

Der hohe Anteil an thrombolithischen Mikrobenkrusten, Mikroinkrustierern und Bohrmuscheln ist ein Beleg für ausgesprochen niedere Sedimentationsraten, welche die Bildung von Hartsubstraten begünstigen (LEINFELDER et al. 1993b, LEINFELDER 1994b). Vor allem Mikrobenkrusten erreichen nur geringe Wachstumsraten und verhalten sich intolerant gegenüber einem erhöhten Sedimenteintrag, nicht zuletzt aufgrund ihrer Unfähigkeit Sedimentpartikel aktiv zu entfernen (vgl. SCHMID 1996).

Während die inkrustierende Mikro- und Makrofauna hinreichend die Bildung in den oberen Zonen der mittleren Rampe anzeigt, ist anhand der relativ diversen Korallenzusammensetzung keine eindeutige Aussage über die Bathymetrie zu treffen. So gelten morphovariablen Gattungen wie *Microsolena*, *Thamnasteria* und *Thecosmilia* als

eurybath (LATERNSER 2000). Auch nach NOSE (1995) und LEINFELDER et al. (1996) hat die Bathymetrie keinen direkten Einfluß auf die Verteilung der Korallen. Vor allem ästige Formen sind für keine bestimmte Wassertiefe bezeichnend. Nach den Autoren lassen lediglich foliose Korallenkolonien mit vergrößerter Oberfläche eine Abschätzung lichtarmer Tiefwasserbedingungen zu. Trotzdem scheint das Auftreten der untersuchten massig-hemisphärischen Korallenkolonien und Stromatoporen sowie Chaetetiden an zumindest zeitweise verstärkte Wasserturbulenzen innerhalb der wellenbewegten Zone und somit an flachere Bereiche gekoppelt zu sein. Derbästige Kolonien von *Thecosmilia* cf. *dichotoma* bilden darüberhinaus parautochthone Versturzböcke innerhalb von Ooid-Bioklast-PS/RS (MF-Typ 7a) und markieren möglicherweise auch hier den Übergangsbereich zwischen inneren und mittleren Rampenzonen. Die für gewöhnlich an niederenergetische Bedingungen angepaßten Korallenkolonien erhielten zum einen durch eine ausgeprägte Längsberippung sowie durch Mikrobenkrusten, welche die Äste des Corallums miteinander verbanden ihre Stabilität. Aus diesem Grund wurde der Zerfall der aufgrund ihrer Kopplastigkeit umgestürzten Kolonien verhindert, um als komplett erhaltene Korallenstöcke von beachtlicher Größe (70 cm) fossilisiert zu werden.

Aus der Gesamtzusammensetzung des Gesteins schlußfolgere ich einen Bildungsraum in den obersten Abschnitten der mittleren Rampe und folge somit den Interpretationen von LEINFELDER et al. (1993b), NOSE (1995), LEINFELDER et al. (1996) und SCHMID (1996). Möglicherweise lag er zumindest zeitweise im Schwankungsbereich der Schönwetterwellenbasis, wie unter anderem eine intensive Wechsellagerung mit Oolithen aus Fazieszone 7 aufzeigt. Die zwar flächige, jedoch nur geringmächtige Ausbildung der Biostrome spiegeln dabei instabile Umweltverhältnisse mit lediglich kurzfristig guten Bedingungen wider. Hierdurch wurde die Entstehung elevater Riffstrukturen, wie sie im „Corálico“ und im keltiberischen Oberjura vorzufinden sind, verhindert. Die geringen Sedimentationsraten erlaubten das ausgedehnte Krustenwachstum und sind auf kurzfristige Transgressionsereignisse zurückzuführen, mittels derer terrigener Detritus zurückgehalten und in küstennahen Sedimentationsbereichen akkumuliert wurde. Bestätigung findet diese Annahme durch LEINFELDER (1993a, 1994b, 1997), LEINFELDER et al. (1993b, 1996) und NOSE (1995), die die Koppelung von krustenreichen Riffstrukturen an Meeresspiegelanstiege, beziehungsweise an frühe Hochstandsphasen am Beispiel iberischer Riffe erkannten.

#### Mikroben-BiS (Thrombolithe) (MF-Typ 10c)

Die hellbraunen, splittrig absondernden Karbonate dieses Mikrofaziestyps stehen lediglich zwischen Profilmeter 422 und 427 im höheren zentralen Teil der Gesamtabfolge von Pena Seca an. Sie bilden zwei gut gebankte, biostromale Horizonte von 0,8 beziehungsweise 1,5 m Mächtigkeit aus. Sie sind mit Schuttkalken (*Tubiphytes-Neuropora*-Bioklast-PS) von MF-Typ 9c vergesellschaftet und können aus Korallen/Stromatoporen-Mikroben-BS (MF-Typ 10b) hervorgehen, indem der Anteil an gerüstbildenden Metazoen abrupt nachläßt.

Das Gestein wird zu 90% von thrombolithischen Mikrobenkrusten bestimmt, die ein lagenfreies, rein peloidales Mikrogefüge und eine reticulate Wuchsform aufweisen (Tafel 7/Abb 1). Sie werden durch zufällig orientierte, Stromatactis-ähnliche Hohlräume mit einem maximalen Durchmesser von 1,5 cm gegliedert. Der überwiegende Großteil dieser Hohlraumstrukturen ist sparitisch zementiert; seltener treten darin mikritische Matrixanteile, winzige Peloiden oder Organismen (Seeigelstacheln, Austernfragmente, textulariide Foraminiferen) auf (Tafel 7/Abb. 2, 5). *Tubiphytes morronensis* und nestartig konzentrierte Serpulide (*Serpula* sp.) tragen entscheidend zum Krustenaufbau bei. Vor allem *Tubiphytes* besitzt relativ dicke Gehäusewände und bildet innerhalb der mikrobiellen Krusten sowie auf deren Oberfläche auffällig weiße Flaserstrukturen aus. Diese durchziehen als unregelmäßige, teilweise sich verzweigende Schlieren das Gestein. Weitere, innerhalb des Krustengewebes isoliert auftretende Mikroinkrustierer

sind flach inkrustierende Exemplare von „*Berenicea*“, „cayeuxiiden Algen“ und *Neuropora lusitanica*. Seltene thalamide Spongien und terebratulide Brachiopoden, welche auf der verhärteten Oberfläche der Thrombolithe siedelten, sind vollständig von mikrobiellen Krusten umwachsen. Die krustosen Gesteinsanteile zeigen bereichsweise eine Zerbohrung durch *Lithophaga*, wobei innerhalb der Bohrstrukturen vielfach „fossile Wasserwaagen“ mit stratinomisch korrekter Orientierung anzutreffen sind.

#### *Diskussion und Milieuinterpretation*

Das nahezu vollständige Fehlen von gerüstbildenden Para- sowie Metazoen (Poriferen, Korallen, Stromatoporen, Chaetetiden) und das massive Auftreten thrombolithischer Mikrobenkrusten im Gestein ist ein Anzeiger für extrem geringe Sedimentationsraten, niederenergetische Bedingungen sowie Schwankungen des Nähr- und Sauerstoffgehalts im Meerwasser (LEINFELDER 1993a; LEINFELDER et al. 1993b; LEINFELDER & SCHMID 2000). Die als eurytop und anspruchslos geltenden Mikrobenkrusten tolerierten geringe Sauerstoffwerte, die wahrscheinlich unmittelbar an hohe Nährstoffraten gekoppelt waren. Bereits geringe Verbesserungen der Umweltbedingungen mit nährstoffarmem und sauerstoffreichem Wasser hätten zur raschen Ansiedlung von Korallen und anderen riffbildenden Organismen geführt (z.B. NOSE 1995; vgl. HALLOCK & SCHLAGER 1986). Der Umstand, daß sich in diesem Arbeitsgebiet Mikroben-BiS aus Korallen/Stromatoporen-Mikroben-BS entwickelten, dürfte somit auf dysaerobe Phasen zurückgeführt werden, unter denen höhere Rifforganismen nicht mehr zu existieren vermochten. Ähnliche Übergänge in der Faunenzusammensetzung sind auch aus Schwamm-Mikrobenkrustentriffen des Süddeutschen Oberjuras bekannt und werden ebenfalls mit zunehmend eutrophen/dysaeroben Verhältnissen in Zusammenhang gebracht (BRACHERT 1992). Die niedere Hintergrundsedimentation begünstigte dabei die ohnehin schnelle Verhärtung der langsam wachsenden mikrobiellen Krusten. Diese verhinderte einerseits den Zusammenbruch offener Hohlräume und führte andererseits zur Entstehung eines Hartsubstrats, welches durch Inkrustierer besiedelt sowie von Bohrmuscheln zerbohrt werden konnte.

Die als niederdivers einzustufende Begleitfauna an Mikroinkrustierern besitzt mit relativ häufigen Tubiphyten Organismen, die vom Flachwasser innerer Rampenbereiche bis in größere Wassertiefen der äußeren Rampe vorkommen (vgl. NOSE 1995) und die sich hinsichtlich des Sauerstoffgehalts euryök verhalten. Gemeinsam mit *Serpula* sp., die als ausgesprochen anspruchsloser, euryoxischer Polychaet in sämtlichen Fazieszonen anzutreffen ist (SCHÖTTLER & BENNET 1991; SCHMID 1996), könnte die Dominanz von *Tubiphytes* bei gleichzeitiger Abwesenheit einer nennenswerten Makrofauna ein weiteres Indiz für ein sauerstoffkontrolliertes Habitat liefern.

Obwohl die hier vorliegende Vergesellschaftung an mikroinkrustierenden Organismen vordergründig gewisse Übereinstimmungen mit der von LEINFELDER et al. (1993b), SCHMID et al. (1993), NOSE et al. (1994) und SCHMID (1996) beschriebenen *Terebella-Tubiphytes*-Assoziation zeigt, weist sie bei näherer Betrachtung in ihrer Zusammensetzung beachtliche Unterschiede auf. So kommt wider erwarten *Terebella lapilloides*, ein Polychaet, welcher Sauerstoffmangelsituationen toleriert nicht vor, wohingegen „Cayeuxiide“, „*Berenicea*“ und *Neuropora lusitanica* die Gemeinschaft an Inkrustierern ergänzen. Nachdem Organismen vom *Cayeuxia*-Typus im Rahmen dieser Arbeit zumeist in gut durchlüfteten Lagunenbereichen auftreten und „*Berenicea*“ nach TAYLOR (1979) optimale ökologische Bedingungen fordert, repräsentieren diese Organismen innerhalb der thrombolithischen Mikrobenkrusten wahrscheinlich Episoden mit kurzfristig verbesserten Sauerstoffverhältnissen. Diese können wiederum auf Schwankungen der Oxy-/Nutricline zurückgeführt werden. Eine verbesserte Durchlüftung wird zusätzlich durch das moderate Auftreten von Bohrmuscheln und thalamiden Schwämmen bestätigt.



Entgegen den Interpretationen von DUPRAZ & STRASSER (1999), wonach in oxfordischen Flachwasserriffen des Schweizer Juras Mikrogenkrusten während eines niederen Meeresspiegels und starker Regenfälle im Hinterland überhand nehmen, sind die Thrombolithe dieser Faziesseinheit Phasen rascher Meeresspiegelanstiege zuzurechnen und in einem sequenzstratigraphischen Zusammenhang an kondensierte Lagen beziehungsweise maximale Flutungsflächen gekoppelt (vgl. LEINFELDER 1993a, 1994b, 1997; LEINFELDER et al. 1993b; BAUMGÄRTNER & REYLE 1995; NOSE 1995; SCHMID 1996). So hatte ein im Oberjura generell hoher Meeresspiegel als Ausdruck verstärkter Rift- und Driftereignisse (Auseinanderbrechen von Pangäa) ein warmes, ausgeglichenes Treibhausklima mit nur geringen Temperaturgradienten zwischen den Polen und dem Äquator zur Folge (vermutlich keine vereisten Polkappen) (vgl. auch Diskussion in Kap. 6.2). Daraus resultierte eine eingeschränkte ozeanische Zirkulation, welche zur Temperaturschichtung und zu stagnierenden Verhältnissen im Meerwasser führte. Die Abnahme des Sauerstoffgehalts im Bodenwasser der tieferen Wasserschichten wurde durch den Abbau beziehungsweise die Oxidation der absinkenden organischen Substanz verursacht, die im Oberflächenwasser der entstandenen Schelfmeere produziert wurde (LEINFELDER et al. 1993b). Während ausgeprägter Meeresspiegelanstiege dritter Ordnung, welche die Rahmenbedingungen für das Riffwachstum schufen, konnte es durch eine zusätzliche Klimanivellierung zur weiteren Einschränkung der ozeanischen Zirkulation und zur Ausweitung dieser Sauerstoffmangelzone bis in Flachwasserbereiche der mittleren Rampe kommen (LEINFELDER 1993a; LEINFELDER et al. 1996). Aus diesem Grund treten reine Thrombolithe nicht nur in äußeren Rampenarealen auf, sondern sind auch in relativ geringen Wassertiefen unterhalb der Schönwetterwellenbasis vorzufinden. Entsprechend hierzu lässt sich, vor dem Hintergrund akzentuierter Meeresspiegelanstiege, für Mikroben-BiS (MF-Typ 10c) ebenfalls ein Bildungsraum im Bereich der mittleren Rampe ableiten. Obwohl eine flächig-biostromale Ausbreitung krustenreicher Riffe als eine Anpassung an verminderte Lichtverhältnisse erscheint (NOSE 1995), bestätigen nicht zuletzt „cayeuxiide Algen“, die Dicke von *Tubiphytes*-Cortices sowie zahlreiche, auf innere und mittlere Rampenzonen beschränkt bleibende Bohrmuscheln den Flachwassercharakter von MF-Typ 10c. Dies stimmt darüberhinaus mit der Interpretation von Korallen/Stromatoporen-Mikrogen-BS von MF-Typ 10b überein, aus denen die thrombolithischen Karbonate dieser Faziesseinheit hervorgehen können. Der rasche Übergang von Korallen/Stromatoporen-Mikrogen-BS zu reinen Mikroben-BS führe ich hierbei auf hochfrequente Meeresspiegelschwankungen 5. und höherer Ordnung zurück, da es sich offensichtlich um eine Stapelung unterschiedlicher Gerüstkalke handelt (vgl. LEINFELDER et al. 1996, 1998).



## 5.2 Profilentwicklung auf dem Plateau von Cesaredas

### 5.2.1 Hauptprofil Pena Seca

Das Profil erstreckt sich auf der Südostflanke des Bolhos-Caldas da Rainha-Diapirs zwischen den Ortschaften Pena Seca und Moledo. Es verläuft in seiner unteren Hälfte entlang der Diapirrandstörung in östliche, in der anschließenden oberen Hälfte in südöstliche Richtung (Abb. 9). Die Basis der über 600 m mächtigen Profilarfolge liegt am Fuß des Hügels „Cabreira“ ungefähr 350 m nördlich von Pena Seca beziehungsweise 3 km südlich von Serra d'El Rei. Detaillierte Darstellungen des Profils Pena Seca finden sich in Abb. 39a - o.

Die Qualität der Aufschlüsse ist an der Profilbasis (0 - 85 m) aufgrund flacher und ackerbaulich intensiv genutzter Geländedepressionen gering. Nur vereinzelt herrschen hier im Bereich von Geländeböschungen gute Aufschlußverhältnisse vor. Zum Hangenden verbessern sich mit zunehmend auftretenden, gebankten Karbonaten die Aufschlußbedingungen. Erst zum Profilabschluß (Meter 572 - 627), südlich des Domingos-Tals, sorgt eine relativ dichte Bewaldung erneut für eine lückenhafte Schichtfolge.

Die Gesteinsschichten sind, wie in den Arbeitsgebieten der Serra dos Candeeiros, Serra de Aire und Serra do Bouro infolge des Diapirauftiegs verstellt (vgl. Kap. 3.2, 4.2). Das Schichtstreichen und -fallen ändert sich im Laufe der Profilentwicklung, indem die Streichwerte kontinuierlich zu- und die Fallwerte abnehmen. Lediglich im Bereich des Domingos-Tals, welches vermutlich entlang einer Störung angelegt wurde, biegen die Gesteinsserien mit zunehmendem Einfallen zur Talsohle ab und verhalten sich entgegen diesem Trend (Profilmeter 550 - 571). Die nachfolgende Zusammenstellung gibt einen Überblick über die Entwicklung der durchschnittlichen Streich- und Fallwerte vom Liegenden zum Hangenden der oxfordischen Abfolge.

0 - 85 m:	32°/48°SE	284 - 422 m:	46°/32°SE	550 - 571 m:	52°/36°SE
85 - 164 m:	36°/39°SE	422 - 505 m:	48°/28°SE	571 - 593 m:	57°/25°SE
164 - 284 m:	40°/35°SE	505 - 550 m:	47°/23°SE	593 - 627 m:	60°/20°SE

Die oxfordische Sedimentserie erfährt im Bereich der Serra de Cesaredas eine Untergliederung in zwei, je nach Bearbeiter unterschiedlich benannte Einheiten. KLINGEL (1991) bezeichnet die siliziklastische Basis als „Pena Seca-Schichten“ und den basal mit diesen verzahnenden, karbonatisch entwickelten, oxfordischen Abschnitt darüber als „Cesaredas-Schichten“. In der offiziellen Geologischen Karte von Portugal (Folha 30-A) von MANUPELLA et al. (1999) findet hingegen mit den Begriffen „Cabaços“- beziehungsweise „Montejunto-Schichten“ die klassische Einteilung nach der Beckenfazies um Torres Vedras Verwendung.

Eigene Beobachtungen erlauben eine zwanglose Grobgliederung des Profils in vier Einheiten vom Liegenden zum Hangenden (vgl. Kap. 7.2.2):

- terrestrische Serie (~ 85 m)
- hybride Serie I (~ 180 m)
- karbonatische Serie (~ 260 m)
- hybride Serie II (~ 90 m).

Hierbei ist festzustellen, daß die terrestrischen sowie die unteren gemischt karbonatisch/siliziklastischen Profilateile nach Nordosten zugunsten karbonatischer Serien (randmarine Mergel und Kalke) auf eine Distanz von 2,5 km ausdünnen. Bereits KLINGEL (1991) erkannte die laterale Faziesvariabilität der basalen Profilarabschnitte im Oxfordium der Serra de Cesaredas.

Terrerstrische Serie (0 - 84,7 m) (Abb. 39a, b)

Meter 0 - 3:

Die oberjurassische Schichtfolge setzt nach der beckenweiten Schichtlücke diskontinuierlich über mittelgrauen Karbonaten des oberen Callovium (*athleta*-Zone) während des Mitteloxfordiums ein. Der Kontakt zwischen mittel- und oberjurassischen Sedimentgesteinen ist lediglich an einer Stelle aufgeschlossen und zeigt über eine kurze laterale Distanz einen irregulären Verlauf (Tafel 2/Abb. 1). Dieser ist auf differenzierte Verkarstungsprozesse zurückzuführen, welche auf die Rampenkarbonate des Mitteljuras einwirkten. Auch erosive Strukturen, die durch die oberjurassischen Siliziklastika verursacht wurden sind nicht auszuschließen, lassen sich jedoch nicht nachweisen.

Die basalen 3 Profilmeter sind durch zwei fining-up Zyklen gekennzeichnet, die durch eine Wechselfolge aus polymikten Kalkkonglomeraten (MF-Typ 1e) und karbonatisch gebundenen Fein- bis Grobsandsteinen (Litharenite) von MF-Typ 1b hervorgerufen werden. Die konglomeratischen Basislagen jedes Zykluses sind mit 0,3 bis 0,5 m gegenüber den Sandsteinlagen relativ geringmächtig. Sie enthalten maximal 5,5 cm große, kantengerundete bis eckige Karbonat-, Dolomit- und „Black Pebble“-Klasten, die in einer arenitischen Grundmasse eingebettet sind und aus unter- und mitteljurassischen Gesteinsserien stammen. Auch die über diesen Lagen einsetzenden Litharenite führen vereinzelt Karbonatgerölle, zeichnen sich jedoch mehrheitlich durch wesentlich kleinere rötliche Tonsteinklasten und einem überwiegend aus Quarzkomponenten bestehenden Gesteinsgefüge aus.

Meter 3 - 36 m:

Die nachfolgenden 23,5 m der Profilauffolge sind so gut wie nirgends aufgeschlossen und bilden als ackerbaulich genutzte Flächen ausgedehnte Geländedepressionen (s.o.). Lediglich an der Basis und im Bereich der Ackerbegrenzungen können anstehende quarzfein- bis -grobsandführende Schlammsteine (MF-Typ 1d) vorgefunden werden. Diese nehmen den größten Teil dieses Profilschnitts ein, wie aus der bearbeiteten Bodenkrume und aus einzelnen, an die Oberfläche gepflügten Gesteinsbruchstücken geschlossen werden kann. Die intensiv rot, seltener grau-grün gefärbten Pelite besitzen an der Basis noch brecciösen Charakter, indem kleine eckige Tonsteinklasten vorkommen, zwischen denen eine siltige Matrix ausgebildet ist. Bisweilen wittern sie aus dem Gesteinsverband heraus und hinterlassen hierdurch unregelmäßige Hohlräume. Ausgesprochen selten werden die feinkörnigen Ablagerungen dieses Profilschnitts von geringmächtigen (0,5 - 0,6 m) Fein- bis Mittelsandsteinen unterbrochen, welche fast ausschließlich aus Quarz bestehen, partienweise jedoch kleine karbonatische Extra- sowie tonige Intraklasten enthalten können. Sie sind tonig gebunden und wittern kaum merklich aus dem flachen Gelände hervor. Aufgrund ihrer geringen Verwitterungsbeständigkeit zerfallen sie beim Anschlagen und können lateral nur über geringe Strecken verfolgt werden.

Inmitten der durch flache Morphologien bestimmten siliziklastischen Abfolge fällt ab Profilmeter 26,5 eine maximal 100 m lange und 2 m mächtige Geländerippe auf, die NNE-SSW streicht. Sie besteht an ihrer Basis (ca. 0,3 m) erneut aus Konglomeraten von MF-Typ 1e, welche nach oben graduell in quarzsandige Oolithe aus Fazieszone 7 übergehen. Damit ist eine Abnahme der Korngröße zum Hangenden verbunden. Während das Top aus reinen Oolithen von MF-Typ 7f mit Normalooiden und freiem Quarz gebildet wird, findet sich in den zentralen Partien der Karbonatrinne ein reiches Organismen- und Komponentenspektrum. Neben bis zu 2,2 cm durchmessenden Extraklasten aus dem karbonatischen Unterbau und dem kristallinen Hinterland treten radialstrukturierte Normalooide, Quarzkernooide, Cortoide mit dünnem Mikritsaum sowie lituolide Foraminiferen (*Nautiloculina oolithica*, *Ammobaculites* sp.), bis zu 10 cm lange Nerineen-Gehäuse und weitere, von Echinodermen und Bivalven stammende Bioklasten auf. Überlagert werden diese gemischt karbonatisch/siliziklastischen Faziesseinheiten durch

flach zurückwitternde Arenite. Diese besitzen einerseits noch ooidische Bestandteile und leiten andererseits erneut zu schlecht aufgeschlossenen Schlammsteinpartien über.

Meter 36 - 42,8 wird wiederholt von tonig gebundenen Quarzwacken eingenommen, welche schwach aus den küstennah abgelagerten und feinkörnigen Alluvialsedimenten hervorwittern. Im unteren Abschnitt (4,5 m) handelt es sich um eine lückenhafte Folge von strukturlosen und ockerfarbenen Feinsandsteinen. Der obere Teil besteht aus rötlich und grünlichen, schlecht sortierten Fein- bis Grobsandsteinen. Diese zeigen eine deutliche Gradierung und führen erstmalig kleinere Kohleschmitzen (5 mm) sowie mürbe und ockerfarbene Karbonatlithoklasten, welche mehrheitlich aus dem Gestein herauswittern.

Von Meter 42,8 - 56,3 steht eine relativ mächtige und homogene Serie an. Es handelt sich überwiegend um dunkelrote Tonsteine (MF-Typ 1d), mit im frischen Zustand speckigen Bruchflächen. Diese sind als kleine Schuppen auf den Ackerflächen angereichert. Abgesehen von einzelnen Partien mit einem vernachlässigbaren Siltanteil führen sie keine weiteren Komponenten.

Ab Profilmeter 56,3 - 65,8 sind karbonatisch gebundene Arenite (MF-Typ 1b) in die Pelite (MF-Typ 1d) eingeschaltet. Der obere Teil dieses Profilstücks liegt direkt am Weg, welcher Pena Seca mit dem verlassenen Gehöft „Casal do Carvalho Seco“ im Norden verbindet. Er bildet die westliche Böschung des Windmühlhügels nördlich von Pena Seca und ist auf insgesamt 5 Profilmeter lückenlos aufgeschlossen (Abb. Tafel 2/Abb. 2).

Die Gesteine dieser Wechselfolge besitzen weiterhin eine intensive Rotfärbung mit grau-grünen Flecken und Schlieren. Die Arenite wittern zwischen den Schlammsteinpartien mit Mächtigkeiten zwischen 0,1 und 0,9 m hervor und können erosive Schichtkontakte zum Liegenden aufweisen. Einzelne großmaßstäblich planar schräggeschichtete Rinnenfüllungen keilen auf wenige Meter nach Norden hin aus. Die schlecht sortierten Fein- bis Grobsandsteine enthalten partienweise bis zu 1,5 cm große, meist lagig angereicherte Tongerölle und vereinzelte Karbonatklasten. Wiederholt einsetzende und wieder nachlassende Geröllführung ist dabei für aufeinanderfolgende „fining-upward“-Zyklen innerhalb des Aufschlußbereichs verantwortlich. In den Quarz- und Lithareniten treten neben vorherrschenden Quarzkomponenten untergeordnet bipyramidale, authigene Quarze sowie einzelne Feldspäte auf, die auf der Gesteinsoberfläche hervorwittern können. Auf Bankoberseiten zeigen sich mitunter fossile Wurzelspuren, welche als graugrüne, sich nach unten verengende Strukturen senkrecht in das Gestein eindringen (Tafel 2/Abb. 2).

Die dazwischen zurückwitternden Schlammsteinpartien sind vorwiegend als siltige Tonsteine ausgebildet in denen vereinzelt grobsandige Feldspäte und Quarzkomponenten hervorwittern. Daneben finden sich untergeordnet plattig absondernde Siltsteine und quarzfreie, kleinstückig zerfallende Tonsteine. In den eintönigen und strukturlosen Gesteinen können lokal lignitische Bestandteile mit bis zu 9 cm Länge angereichert sein.

Meter 65,8 - 84,7 ist durch Weinbauflächen nur lückenhaft aufgeschlossen und wird wieder von rötlichen und quarzfreien Tonsteinen (MF-Typ 1d) geprägt, denen nur vereinzelt geringmächtige (0,5 m) und tonig gebundene Feinsandlagen (MF-Typ 1b) zwischengeschaltet sind. Diese Tonsteinserie beendet die rein terrigen entwickelte Profilbasis.

Hybride Serie I (87,2 - 265,6 m) (Abb. 39b - f)

Meter 87,2 - 103,5

Im Hangenden des durch Siliziklastika geprägten basalen Profiltails schließt sich eine ausgesprochen lückenhafte Abfolge aus überwiegend stark quarzsandigen und gut gebankten Karbonaten an. Diese besteht in ihrer unteren

Hälfte aus nerineenführenden Ooid-Onkoid-Bioklast-RS (MF-Typ 7g). Zahlreiche, nicht selten onkoidisch umkrustete Nerineengehäuse mit Durchmesser von bis zu 3 cm sowie größere, rekristallisierte Korallenäste wittern auf der bräunlichen und rauhen Gesteinsoberfläche hervor. Sie sind in eine feinkörnige, durch Quarz, Sandkernooide sowie benthische Foraminiferen (*Alveosepta jaccardi*, *Nautiloculina oolithica*) bestimmte Matrix eingebettet. In einem maximal 0,5 m mächtigen Horizont bei Profilmeter 90,7 setzt sowohl die Ooid- und Quarzsand- als auch die Onkoidführung kurzfristig aus, wohingegen sich die Zusammensetzung der Fauna kaum ändert. Diese Lage weist als Lituoliden/Loftusiiden-Gastropoden (*Nerinea*)-Bioklast-RS (MF-Typ 6c) eine laterale Konstanz von mindestens 100 m auf und diente unter anderem als Korrelationshorizont.

Die obere Hälfte dieses Profilabschnitts wird überwiegend aus reinen Oolithen von MF-Typ 7f mit nach oben auf null abnehmendem Quarzsandgehalt gebildet. Die homogenen Partikelkalke sind ausgesprochen arm an makrofaunalen Elementen sowie an karbonatischen und siliziklastischen Extraklasten. Dagegen sind oolithische Intraklasten und *Nautiloculina oolithica*, welche neben Quarz oftmals als Ooidkeim dient, gehäuft vorzufinden. Die Oolithe werden etwa bei Profilmeter 100 durch eine geringmächtige Konglomeratbank (0,4 m) unterbrochen, die von einem grünlichen, lignitführenden Fein- bis Mittelsandstein überlagert wird. Das polymikte und komponentengestützte Karbonatkonglomerat weist D10-Werte von 9,6 cm auf und besteht aus „Black Pebbles“ des mittelmitteljurassischen Unterbaus, zellendolomitartigen Extraklasten sowie kleinen Tonstein- und Mikritlithoklasten. Bei gleicher Komponentenzusammensetzung zeigt die lateral durchhaltende und ebenfalls zu Korrelationszwecken dienende Konglomeratlage etwa 100 m nördlich eine generelle Abnahme der D10-Werte auf 5,4 cm.

Ungefähr 80 m nördlich weist dieser Profilverteil eine nahezu identische vertikale Faziesentwicklung auf, wobei die Korrelation mit Hilfe der beiden Leithorizonte vorgenommen werden kann. Aufgrund der größeren Mächtigkeit der oolithischen Anteile im zentralen Abschnitt liegt der Konglomerathorizont jedoch bei 106,5m stratigraphisch höher. Außerdem erzeugen bimodale Korngrößenwechsel hier innerhalb der Oolithe von MF-Typ 7f parallelgeschichtete Sedimentstrukturen.

Das Profil setzt sich, beginnend mit der Konglomeratlage, von Meter 106,5 - 112,8 als kleinmaßstäbliche, lignitführende Wechselfolge von sandigen Konglomeraten (MF-Typ 1e), lithischen Wacken (MF-Typ 1b) sowie bioklastreichen und quarzsandigen Oolithen (MF-Typ 7a, 7g) fort. Mit Ausnahme der konglomeratischen Basiskontakte, welche unabhängig vom unterlagernden Gestein abrupt einsetzen, gehen die einzelnen Einheiten mit diffuser Grenze allmählich ineinander über und bilden fazielle Mischtypen aus.

Der Profilabschnitt wird von bis zu 1,7 m mächtigen Sandsteinpaketen dominiert, die sich graduell aus konglomeratischen Lagen entwickeln können und an der Basis Gerölle führen. Mit vereinzelt Karbonatkomponenten (Ooide, Onkoide, Cortoide) besitzen die zum Teil normal gradierten Wacken bereits schwach hybriden Charakter. Die Konglomerate (MF-Typ 1e) treten bei Profilmeter 111 als maximal 1,1m mächtige Rinnenfüllungen auf, welche nach wenigen Metern auskeilen und deren Korngröße und Geröllführung zum Hangenden hin abnimmt. Sie zeigen bis zu 4 cm lange Pflanzenhäcksel und weisen maximal 1,3 cm durchmessende grünliche Schlammstein- und mittelmitteljurassische Karbonatlithoklasten auf. Zusätzlich kommen an der Rinnenbasis bis zu 10 cm große oolithische Gerölle vor, in denen häufig konvex-konkave Kornkontakte zwischen den Komponenten nachzuweisen sind. Sämtliche Klasten sind kantengerundet und besitzen ausnahmslos eine auffällig schlechte Sphärität. Der verbleibende Porenraum des Gesteins wird von einer quarzarenitischen Matrix eingenommen, in der einzelne Foraminiferen sowie Molluskenfragmente die Nähe zu karbonatischen Sedimentationsräumen belegen. Quarzsandige Oolithe bilden in diesem Profilverteil relativ geringmächtige Einschaltungen oder konglomeratische Mischtypen, welche am Top bereits zum nächsten Abschnitt vermitteln. Im zentralen Bereich sind sie 1,1 m mächtig

und auffällig reich an grobem Organismenschutt (MF-Typ 7a), welcher sich aus Korallen, Stromatoporen (cf. *Milleporidium*), Nerineen, Austern und *Trichites* zusammensetzt. Die Bioklasten weisen vereinzelt dünne Inkrustationen durch *Lithocodium aggregatum* auf und „schwimmen“ in einem Gemenge aus Normal-, Sandkern- sowie Polyoiden und aus nach oben nachlassendem Quarzfein- bis -mittelsand. Große Fossilreste und oolithische Intraklasten sind im oberen Teil dieses Bankbereichs lagig konzentriert.

Meter 112,8 - 124,5 wird durch eine onkoidreiche, anfänglich nahezu quarzfreie Abfolge bestimmt, in welcher der Anteil an siliziklastischem Detritus (Quarzfein- bis -mittelsand) zum Hangenden kontinuierlich zunimmt. Lediglich zwischen Profilmeter 120 und 121,5 schalten sich fossilarme Ooid-GS von MF-Typ 7f in die onkolithische Serie ein. In ihnen sind quarzreiche Partien und ooidische Abschnitte flaserartig miteinander verwoben.

An der Basis (1,8 m) und am Top (3,6 m) des Profilstückes sind die Onkoide mit Radialoiden vergesellschaftet (Ooid-Onkoid-Bioklast-FS/RS) und besitzen relativ dünne (< 1mm) mikritische Cortices mit zum Teil einseitigen Verdickungen oder abrasiven Oberflächenstrukturen. Mitunter gehen nach oben die Rudstones innerhalb der Karbonatbänke in Floatstones über. Im zentralen Bereich dieses Profilschnitts (Meter 114,4 - 119,6 m) stehen hingegen *Cayeuxia*-führende Onkoid-Bioklast-FS/RS (MF-Typ 6f) an, in denen eine starke Abnahme der Ooide mit einer Zunahme der Cortexdicke von Onkoiden korreliert. So zeigen die subsphärischen, bis zu 1,6 cm großen Onkoide eine Rindendicke von maximal 2,7 mm. Die zum Teil zerlappten Cortices besitzen häufig peloidal-thrombolithische Innenlagen mit sparitischen Fensterstrukturen, auf die nach außen Inkrustationen von *Cayeuxia* sp. und *Lithocodium aggregatum* folgen. Sowohl Ooid-Onkoid-Bioklast-FS/RS als auch *Cayeuxia*-führende Onkoid-Bioklast-FS/RS sind reich an zum Teil groben Bioklasten, welche vielfach als Onkoidkern dienen. Die auffälligsten Faunenelemente sind dabei Korallen (z.B. *Stylosmilia michelini*, ?*Dermoseris*), hemispärische Stromatoporen mit bis zu 14 cm Durchmesser und ästige Stromatoporen vom *Milleporidium*-Typus. Diese Organismen können bisweilen in einzelnen, etwa 0,2 m mächtigen Schuttlagen angereichert sein. Auch Austern- und *Trichites*-Klappen sowie großwüchsige Gastropoden (Nerineen, Naticaceen) mit bis zu 12 cm Durchmesser sind prominente Organismen, die vor allem auf den Schichtflächen der graubraunen Karbonate zusammen mit bis zu 30 cm langen Lignitresten hervorwittern.

Von Meter 124,8 - 166,7 werden die onkoiddominierten Faziesseinheiten von einer durch Sandsteine (MF-Typ 1b) geprägten und im Dezimeterbereich gebankten Abfolge überlagert, die innerhalb von Obstplantagen sehr lückenhaft aufgeschlossen ist. An der Basis und am Top dieses Profilstückes schalten sich mit scharf ausgebildeter Unter- und diffus nach oben auslaufender Obergrenze erneut geringmächtige und normal gradierte Karbonatkonglomerate (0,5 m) ein. Die maximale Korngröße der grobklastischen Horizonte nimmt zum Hangenden von 4 auf 1,5 cm ab.

Bei den Sandsteinen handelt es sich zumeist um lithische Wacken, welche mittels Mikrit karbonatisch gebunden sind und hybriden Charakter besitzen. Nur vereinzelt zeigen sich tonig gebundene und schlecht verfestigte Subarkosen sowie feldspatführende Wacken. Abgesehen von karbonatischen Extraklasten und gelblich-grünen Intraklasten an der Bankbasis bestehen die siliziklastischen Gesteine überwiegend aus schlecht sortierten Quarzkomponenten. Lokal treten Feldspäte, kleine Gastropodengehäuse und Ooide hinzu. Mitunter läßt sich in etwas mächtigeren Schichtpaketen der schlecht sortierten Ablagerungen eine Gradierung von Kies nach Grobsand beziehungsweise nach Feinsand feststellen, wohingegen weitere Schichtungstypen fehlen. Siliziklastische Sedimente können erosiv in karbonatische Einheiten im Liegenden eingeschnitten sein und besitzen einen irregulär verlaufenden Basiskontakt.

Die siliziklastische Folge wird in unregelmäßigen Abständen durch karbonatische Bankbereiche gegliedert, welche mehrheitlich Mächtigkeiten von 1,2 m nicht übersteigen. Karbonatische Zwischenlagen treten in diesem

Profilabschnitt mengenmäßig zurück und sind zumeist reich an fein- bis grobsandigen Quarzen. Lediglich Profilmeter 139 - 142,5 wird von einem relativ mächtigen, marinellen- und onkoidführenden Schichtglied eingenommen.

Bei Profilmeter 134,5 und 153,3 stehen homogene und organismenarme Ooid-PS/GS-Horizonte von MF-Typ 7f an (je 0,5 m), welche mäßig sortierte Normaloide oder unreife Sandkernoide mit nur dünnen Cortices enthalten und zum Teil nestartige Anreicherungen an Austernklappen führen. Freier Quarz ist selten idiomorph überliefert und im allgemeinen ausgesprochen schlecht gerundet. Vereinzelt sind die strukturarmen Oolithe mit karbonatischen Extraklasten assoziiert und vermitteln zu Faziesseinheit 1e.

Onkoidführende bis -reiche Bänke werden durch *Cayeuxia*-führende Onkoid-Bioklast-FS/RS (MF-Typ 6f), *Marinella*-Onkoid-Bioklast-RS (MF-Typ 8a) und selten von Ooid-Onkoid-Bioklast-PS (MF-Typ 7g) vertreten. Hiervon besitzen *Marinella*-Onkolithe mit 3,5 m Mächtigkeit den größten Anteil (s.o.). Sie überlagern Ooid-Onkoid-Bioklast-PS, in denen *Trichites* mit Schalendicken bis zu 3,5 cm hervorwittert, und zeigen an der Basis aufgrund ihres extrem hohen Gehalts an siltigem bis feinsandigem Quarz sowie seltenen Plagioklasen und Muskovit fazielle Übergänge zu Sandsteinen von MF-Typ 1b. Am Top setzen sich schließlich reine Karbonate durch, da der Quarzanteil zum Hangenden kontinuierlich ab- und der Onkoidgehalt zunimmt. Hiermit ist eine deutlich Größenabnahme der Marinellen-Thalli von 4,3 auf 1 mm verbunden, da diese an der sandigen Basis einen wesentlich besseren Erhaltungszustand aufweisen als am Top. Aufgrund des höheren Fragmentierungsgrads des bioklastischen Kerns, nehmen auch die Onkoiddurchmesser zum Hangenden von 8,0 auf 3,0 mm ab, wohingegen die Cortexdicke der Komponenten zunimmt. Die Onkoidrinden, an deren Aufbau *Cayeuxia*, *Lithocodium* und *Marinella* beteiligt sein können, besitzen in der Regel eine dichte bis peloidal-thrombolithische Mikrostruktur. Sie sind im basalen Teil dieses Profilabschnitts häufig abradert und zeigen randlich von Quarzkomponenten hervorgerufene Drucklösungssutturen. Die bioklastischen Onkolithe von MF-Typ 6f, wie sie als 1,2 m mächtige Doppelbank bei Profilmeter 160 anstehen, weisen im Gegensatz dazu rein mikritische Onkoidrinden auf, welche nur selten von *Cayeuxia* besiedelt werden. Zusätzlich sind die Gesteine reich an umgelagerten Stromatoporen- und Korallen-Hemisphäroiden mit Koloniedurchmesser von bis zu 10,5 cm. Diese erzeugen im unteren Teil der Bankung ein komponentengestütztes Rudstone-Gefüge, das nach oben rasch in einen quarzreichen Floatstone übergeht.

In dem sich von Meter 166,7 bis 201 anschließenden Profilabschnitt kehrt sich das Verhältnis von quarzsandführenden Karbonaten zu siliziklastischen Sedimentiten um. Letztere treten nur noch als 1,0 - 1,8 m mächtige, teils gradierte Silt- bis Feinsandsteine innerhalb einer von Bankkalken dominierten Schichtfolge auf.

Den Beginn dieses Profiltails markieren etwa 2 m mächtige, koralligene Riffschuttkalke (MF-Typ 9d), welche direkt auf hybriden Sandsteinen aufliegen und dennoch einen nur vernachlässigbaren Quarzanteil führen. Die in den schwach ausgewaschenen Gesteinen (Floatstones) vorzufindenden massigen (?*Allocoenia*) und ramos-styliniden Korallen sind von lithophagen Muscheln angebohrt und von *Cayeuxia* sp., Austern sowie Serpuliden bewachsen. Zwischen den Kolonien können zerfallene Seeigel zu einer nestartigen Anreicherung an Echinodermenresten beitragen und eine inhomogene Fleckung des vorwiegend bräunlichen Gesteins hervorrufen. Den Schuttkalken liegen 0,5 m mächtige Onkoid-FS (MF-Typ 6f) mit einem erneut beträchtlichen Gehalt an siliziklastischem Detritus auf.

Im Hangenden darüber wird die Abfolge schließlich durch anfänglich lückenhaft aufgeschlossene Lituoliden/Loftusiiden-Gastropoden (*Nerinea*)-Bioklast-WS/PS (MF-Typ 6c) mit Schichtmächtigkeiten zwischen 0,5 und 1,2 m bestimmt. Deren Gesteinsmatrix besteht aus lituoliden (z.B. *Ammobaculites*) und loftusiiden



(*Alveosepta jaccardi*) Foraminiferen sowie aus bereichsweise stark überpackten, kaum sichtbaren Peloiden und seltenen Milioliden. Darin sind „cayeuxiide Algen“, kleine Gastropodengehäuse, Bioklasten und etwas seltener Nerineen mit einheitlichen Gehäusedurchmessern von 4 cm eingebettet. Zusätzlich tritt untergeordnet Korallenschutt von *Microsolena*, *Synastrea (subagaricites)* mit Wachstumsbänderung und *Calamophylliopsis moreauana* auf. Die Fossilzusammensetzung bleibt in der vertikalen Entwicklung weitgehend konstant, wohingegen der Gehalt an siliziklastischen Komponenten und terrigenen Extraklasten deutlichen Schwankungen unterworfen ist. Der vor allem im Kontaktbereich zu reinen Sandsteineinschaltungen (MF-Typ 1b) beträchtlich zunehmende Ton-, Quarz- und Lignitanteil dürfte hier zum Teil für flache Verwitterungsformen verantwortlich sein.

Die homogene Folge dieser offen-lagunären Kalke wird mehrfach durch andere Faziesseinheiten zerschnitten, Hierzu zählen die oben erwähnten Silt- bis Feinsandstein-Horizonte, welche sich zumeist mit diffuser, nicht-erosiver Grenze aus den Karbonaten im Liegenden entwickeln. Mit ihnen sind zum Teil 15 - 100 cm mächtige, fein- bis grobsandreiche Onkolith-Lagen/-Bänke von MF-Typ 6f vergesellschaftet, welche bei Profilmeter 200 - 201 parallel- und undeutlich trogförmig schräggeschichtete Sedimentstrukturen aufweisen. Die 0,4 - 1,6 cm großen Onkoide besitzen häufig einen elliptischen Umriss und bestehen aus sich abwechselnd mikritischen und peloidal-thrombolithischen Lagen, in denen mitunter längliche sowie isometrische Fensterstrukturen auftreten. Die onkolithischen Lagen sind reich an groben und nur zum Teil umkrusteten Litho- und Bioklasten, wie unter anderem *Nerinea* und phaceloide Korallen (*Calamophylliopsis stockesi*), welche von *Marinella*, „Cayeuxiiden“ und Serpeln besiedelt sind.

Weitere Einschaltungen in diesem durch Foraminiferen und Gastropoden (MF-Typ 6c) dominierten Profilabschnitt stellen zum einen von Meter 175,8 - 178,4 oolithische und terrigen stark beeinflusste Barrensedimente (MF-Typ 7f) dar, in denen nach oben hin die Abnahme des Quarzgehaltes mit einer Zunahme des Auswaschungsgrads korreliert. Zum anderen stehen bei Profilmeter 182,7 unregelmäßig gebankte (0,9 m) *Solenopora-Cayeuxia*-RS (MF-Typ 8c) an. Diese führen in gesteinsbildender Häufigkeit zum Teil von *Lithocodium aggregatum* besiedelte Rotalgen (*Solenopora cayeuxiformis*, *Solenopora* sp.) mit einem maximalen Thallusdurchmesser von 1,8 cm (Tafel 4/Abb. 7). Zwischen diesen treten mit 1 - 5 mm Größe wesentlich kleinere Exemplare von *Cayeuxia piae* und *Cayeuxia* sp. auf. Obwohl die büscheligen Algen- und Cyanobakterien-Thalli aufgrund von Umlagerungsprozessen keine bevorzugte Orientierung zeigen, verleiht ihr geringer Fragmentierungsgrad dem Gestein einen parautochthonen Charakter.

Mit Ooid-Bioklast-RS (MF-Typ 7a), gefolgt von zum Teil gradierten *Marinella*-Ooid-Bioklast-PS/RS (MF-Typ 8b) setzt sich das Profil von Meter 201 - 211 in Form von geröllführenden und feinsandigen bis -kiesigen Kalksteinen fort. Aufgrund des hohen terrigenen Anteils (Quarz, Feldspäte) liegen bereichsweise fast hybride Sandsteine vor. Sowohl die Ooid-Bioklast-RS als auch Marinellen-Oolithe werden jeweils durch relativ geringmächtige onkolithische Horizonte (0,5 - 1,2 m) von Mikrofaziestyp 7g (Ooid-Onkoid-Bioklast-RS) beziehungsweise MF-Typ 8a (*Marinella*-Onkoid-Bioklast-RS) abgeschlossen.

In den im Dezimeterbereich gut gebankten Oolithen treten wiederholt grobe, bis zu 4 cm große Lithoklasten („Black Pebbles“, Grundgebirgsgerölle, mikritische und siltige Extraklasten) auf, die zum Hangenden seltener und kleiner werden. Auch die durchschnittliche Korngröße und der Reifegrad der an der Basis der Bänke schlecht sortierten, 0,6 bis 1,1 mm großen und oft mikritisierten Ooide nimmt in Abhängigkeit zum Siliziklastgehalt wiederholt nach oben hin ab. Neben *Marinella*, welche den größten Teil dieses Profilabschnitts bestimmt und in den oolithischen Bereichen mit 0,5 - 9,5 mm wesentlich größere Thalli-Durchmesser aufweist als in den Onkolithen am Top (1,1 - 2,1 mm), wird der grobe Bioklastanteil von Korallen (z.B. *Actinaraea*, ästige *Cladophyllia*), Stromatoporen und Chaetetiden gebildet.

Darüber folgt von Meter 211 - 239,3 eine dreigliederte Sukzession, welche im zentralen Profilteil von einer etwa 10 m mächtigen Wechselfolge aus Ooid-Bioklast-PS/GS (MF-Typ 7a) und hybriden Sandsteinen (MF-Typ 1b) eingenommen wird, in die vereinzelt gradierte polymikte Karbonatkonglomerate mit planaren Schrägschichtungsstrukturen eingeschaltet sind. Der untere und obere Profilabschnitt beginnt hingegen jeweils mit sandigen Lituoliden/Loftusiiden-Gastropoden (*Nerinea*)-Bioklast-FS (MF-Typ 6c) (211 - 214,8 m; 230,7 - 232,2 m), um in bis zu 6,5 m mächtige, ebenfalls terrigen beeinflusste Onkoid-Bioklast-WS bis RS (MF-Typ 6f) überzugehen. Einzelne onkolithische Bankbereiche wittern aufgrund eines erhöhten Tongehalts als Kalkmergel flach zurück, aus denen die Onkoide leicht zu isolieren sind. Innerhalb dieser Kalkmergel nimmt die Onkoidgröße von durchschnittlich 6,9 mm auf maximal 39 mm zu. Die sphärischen Komponenten weisen dabei relativ mächtige Cortices von teilweise über 10 mm auf, die eine zerlappte Oberfläche zeigen und aus sich mikritischen Anfangslagen und darauffolgenden Cortices mit *Koskinobullina socialis*, *Cayeuxia* sp. und *Lithocodium aggregatum* zusammensetzen (Tafel 5/Abb. 2). Der Onkoidkeim besteht zumeist aus intensiv fragmentierten Bioklasten; in sogenannten „Algenknäueln“ beziehungsweise „Nodules“ ist er hingegen nicht erkennbar.

Der Profilabschnitt von Meter 239,3 - 260,7 quert bei 255 m die Diapirrandstörung in einem Taleinschnitt nordöstlich von Pena Seca und zeigt mit oolithischen Bioklastkalken (MF-Typ 7a) eine relativ einheitliche Faziesentwicklung. Die Schichtmächtigkeit der Bank- und Knollenkalke variiert in Abhängigkeit des stark schwankenden Quarzfeinsand- und Tonanteils zwischen 0,2 und 2,0 m. In Oberflächennähe sind die Karbonate bräunlich gefärbt, während das Zentrum von Gesteinsproben durch dispers verteilten Pyrit eine dunkelbläuliche Pigmentierung aufweist. Die extrem schlecht sortierten Normaloide und superfiziellen Sandkernoide treten in einem Korngrößenintervall zwischen 0,2 und 1,6 mm auf und sind zum Teil durch Mikritisierungsprozesse von Peloiden kaum zu unterscheiden. An der Basis und am Top dieses Profilabschnitts wechsellagern und verzahnen die bioklastreichen Oolithe mit Korallen/Stromatoporen-Mikroben-BS (MF-Typ 10b) sowie Stromatoporen-BS (MF-Typ 10a). Die Boundstones bilden für gewöhnlich 0,15 bis 0,8 m mächtige Biostrome aus, die lateral in die Normalfazies (Ooid-Bioklast-RS) übergehen. Ausgesprochen dünne und niederdiverse Rasen von MF-Typ 10a bestehen ausschließlich aus hemisphärischen Stromatoporen, welche mit einer Größe zwischen 16 und 30 cm sowohl in Lebendstellung als auch invers orientiert vorliegen. Nur untergeordnet erzeugen koralligene Einheiten mit *Microsolena* sp. und *Meandraraea* sp. biohermale Strukturen, die auf eine Breite von 1,8 m aufgeschlossen sind und den Abschluß dieses Profilteils markieren. Zusätzlich wittern Korallen-Mikroben-BS bei Profilmeter 240 auf den Schichtflächen der quarzsandigen Oolithe als parautochthon verkippte und durch thrombolithische Mikrobenkrusten stabilisierte Korallenstöcke (*Thecosmilia* cf. *dichotoma*) mit 0,7 m Durchmesser hervor (Tafel 11/Abb. 1).

Aufgrund der hohen Konzentration an grobem Stromatoporen- und Korallenschutt überwiegt in Ooid-Bioklast-Kalken unter und über den Gerüstkarbonaten ein Rudstone-Gefüge. In den zentralen Abschnitten hingegen setzen sich feinkörnige Packstones durch. In diesem Profilbereich treten letztmalig bis zu 2 m mächtige Einschaltungen hybrider Sandsteine (MF-Typ 1b) auf. Sie gehen allmählich aus einer dünnen Geröllage (MF-Typ 1e) mit 3 bis 6 cm großen Lithoklasten (oolithische Intraklasten, Grundgebirgsgerölle, karbonatische Extraklasten) hervor. Im unteren Teil der Bankung zeigen sie eine Gradierung von Grob- zu Feinsand, im oberen Abschnitt eine erneute Korngrößenzunahme (Mittelsand).

Die Abfolge setzt sich von Meter 260,7 - 265,6 nach einer kleinen Aufschlußlücke mit an der Basis quarzreichen Ooid-Onkoid-Bioklast-PS/RS (MF-Typ 7g) fort, welche die hybride Folge I beenden. Das Karbonatgefüge geht von Packstones an der Basis in Rudstones am Top über, indem vor allem die Korngröße und Cortexdicke der anfänglich

kleinen Mikritonkoide zunimmt. Gleichzeitig verringert sich der im wesentlichen feinsandige Quarzanteil allmählich zum Hangenden, ohne dabei vollständig auszusetzen.

#### Karbonatische Serie (265,6 - 534,0 m) (Abb. 39f - m)

Das Einsetzen dieser dritten großen Profileinheit läßt sich, abgesehen von dem abrupt nachlassenden terrigenen Einfluß, bereits an der nun hellen, nahezu weißen Verwitterungsfarbe der Karbonatgesteine feststellen. Sie beginnt von Meter 265,6 - 277,9 mit einer nach oben hin kalkmergelig entwickelten Karbonatabfolge aus Ooid-Bioklast-PS/GS (MF-Typ 7a). Diese können im unteren Teil noch Quarz und superfizielle Quarzkernooide in einzelnen sandigen Linsen führen, welche nach oben jedoch relativ rasch aussetzen. An der Stromatoporen-reichen und Chaetetiden-führenden Basis der Oolithe dominieren Grainstones, welche zum Hangenden in Packstones übergehen. Parallel hierzu nehmen die Vielfalt und der Gehalt an Bioklasten (v.a. Stromatoporen, Mollusken, Echinodermen) ab, so daß am Top reine Oolithe von MF-Typ 7f anstehen. In die oolithischen Einheiten schalten sich im zentralen Teil des Profilabschnitts 3 m mächtige Onkoid-Bioklast-RS (MF-Typ 6f) ein. Aus diesen besonders mergelreichen Karbonaten wittern *Cayeuxia-Lithocodium-Bacinella*-Onkoide mit Durchmessern von 16,7 bis 50 mm als sphärische bis subsphärische Einzelkomponenten heraus, die sich mit irregulärer Oberfläche im Verwitterungsschutt zwischen den Bankkalken anreichern.

Das sich von Meter 277,9 - 300,8 anschließende Profilstück wird im unteren Teil durch gut aufgeschlossene, stotzenartig hervortretende Karbonate geprägt, die eine knollig-geschichtete Internstruktur aufweisen. Darüber folgen erneut dezimetermächtige Bänke mit ebenen und klar definierten Schichtflächen.

Der gesamte Profilabschnitt setzt sich aus einer faziell ausgesprochen heterogenen Wechselfolge zusammen. So bestimmen Brachiopoden- und stylinide Korallen führende Riffschuttkalke (MF-Typ 9d) sowie geringmächtige, biostromale Gerüstkarbonate (MF-Typ 10a, 10b) die Basis und zusammen mit gut sortierten, oolithischen Barrensedimenten (MF-Typ 7f) den Topbereich dieses Profilabschnitts. In den Boundstones überwiegen Stromatoporen gegenüber stark rekristallisierten Korallen. Dafür sind koralligene Horizonte reich an Mikroinkrustierern („*Berenicea*“, *Tubiphytes*) und mikrobiellen Krusten (Thrombolithe), welche zwischen den Einzelkolonien angesiedelt sind.

Im zentralen Bereich zwischen Profilmeter 281,3 und 288,2 finden sich subtidale Rinnensedimente in Form von Foraminiferen-Peloid-WS/PS (MF-Typ 6l) sowie cortoid- und ooidreiche Karbonatsande (MF-Typ 7b), denen schwach kalkmergelige Onkoid-Bioklast-FS (MF-Typ 6f) auflagern. Während in den Foraminiferen-Peloid-WS/PS an Foraminiferen ausschließlich Textulariide (*Alveosepta*, *Ammobaculites*, *Nautiloculina*) dominieren, treten in den dicht gepackten und schwer ansprechbaren Ooid-Cortoid-PS/GS zusätzlich Miliolide vom *Quinqueloculina*-Typus hinzu. Die mikritischen Onkoide der nur schwach ausgewaschenen Onkolithe wittern auf den Schichtflächen gemeinsam mit Nerineengehäusen hervor und bilden onkoidische Pflasterstrukturen.

Die Schichtfolge setzt sich von Meter 300,8 - 354,2 mit einer von Marinellenkalken dominierten Serie fort. Diese besteht aus bräunlichen, dezimeter- bis vereinzelt metermächtigen Karbonaten und ist an der Basis und am Top durch *Marinella*-Onkoid-Bioklast-PS/RS bestimmt. Dazwischen überwiegen von Profilmeter 318,5 bis 346,8 mächtige *Marinella*-Ooid-Bioklast-PS bis RS. Die Einzelbänke sowohl der Onkolithe als auch der Oolithe halten lateral über mehrere hundert Meter durch und bieten sich zu Korrelationszwecken innerhalb des Arbeitsgebiets an. Sie bilden von Pena Seca aus nach Südosten gesehen ein relativ mächtiges Karbonatband, welches sich jenseits der Diapirrandstörung auf der Anhöhe entlangzieht. Wider erwarten finden sich weder Rinnenstrukturen noch typische Schrägschichtungstexturen in den homogenen Gesteinen.

Marinellen-Onkolithe (MF-Typ 8a) führen am Top dieses Profilabschnitts lagenweise einen höheren Anteil an siliziklastischem Material (Ton, Feinsand). Vor allem in den tonreichen Partien sind hiermit knollige Bankbereiche verbunden, welche von Styolithen durchzogen werden. Während die Onkoide innerhalb dieses Profilabschnitts überwiegend mikritisch-dichte Cortices aufweisen und eine Größe von 1 cm kaum überschreiten, erreichen sie gerade in den mergeligen Karbonaten (Meter 346,8 bis 350,6) Durchmesser von 2,7 cm (Tafel 6/Abb. 6). Die bis zu 1,4 cm dicken Rinden setzen sich dabei aus mikritischen sowie thrombolithischen Cortexanteilen und an der Peripherie aus *Cayeuxia*, seltener *Lithocodium aggregatum* sowie bacineloiden Strukturen zusammen. Zusätzlich erscheinen dünne, aus *Girvanella* aufgebaute Lagen (Tafel 6/Abb. 7). Die sphärischen bis ellipsoiden Komponenten können einen lappigen Umriß mit Protuberanzen besitzen, an deren Aufbau mitunter Serpulide und flache Inkrustationen von *Marinella lugeoni* beteiligt sind. Zumeist liegen die zahlreichen Marinellen jedoch als umgelagerte und zum Teil stark abgerollte Klasten mit durchschnittlichen Größen von 0,9 bis 3,3 mm (max. 7,5 mm) vor. Kleinere Exemplare sind dabei kaum onkoidisch umkrustet, wohingegen größere Rotalgen-Thalli neben Bioklasten, Neuroporen, pharetroniden Kalkschwämmen und Echinodermen oftmals den Onkoidkern bilden. Läßt die Marinellenführung und schließlich die Onkoidführung nach, so gehen die Gesteine nach oben sukzessiv in schlecht ausgewaschene Onkoid-Bioklast-FS (MF-Typ 6f) und Lituoliden/Loftusiiden-Gastropoden-WS (MF-Typ 6c) über.

In den *Marinella*-Ooid-Bioklast-PS bis RS (MF-Typ 8b), welche den zentralen Profilverteil beherrschen, treten umgelagerte Marinellen in zum Teil gesteinsbildender Häufigkeit auf und sind mit 1,5 bis 5,7 mm Durchmesser größer als die Rotalgenexemplare in den onkolithischen Einheiten darunter und darüber. Sie erscheinen mitunter als gut erhaltene Rodolithe, die teilweise von *Cayeuxia* und *Lithocodium* besiedelt sind, treten mehrheitlich jedoch als extrem fragmentierte Klasten auf, von denen die kleinsten, genauso wie *Nautiloculina oolithica* und miliolide Foraminiferen, Ooidkeime bilden können. Mit einer Korngröße zwischen 0,2 und 0,7 mm bilden zum Großteil reife, mäßig bis schlecht sortierte Normaloide mit kombinierten radialen und tangentialen Mikrostrukturen die komponentengestützten Gesteine. Aber auch Polyooide, Ooidzwillinge und seltene superfizielle Quarzkernooide sowie einzelne traubig geformte Aggregatkörner tragen zu ihrem Aufbau bei. Sie weisen in den unteren Oolith-Bänken einen geringen Packungsgrad der Komponenten auf, der zum Hangenden stark zunimmt.

In der von *Marinella lugeoni* geprägten oolithischen Abfolge ist wiederholt ein kurzfristiges bis länger anhaltendes Aussetzen der Marinellen-Führung festzustellen. Vor allem zwischen Profilmeter 323,3 und 332 schalten sich verstärkt *Cayeuxia*-führende Korallen/Stromatoporen-Bioklast FS (MF-Typ 9d), Ooid-Cortoid-PS (MF-Typ 7b), *Solenopora-Cayeuxia*-RS (MF-Typ 8c), Aggregatkorn-führende Ooid-Bioklast-GS (MF-Typ 7a) und Onkoid-Bioklast-RS (MF-Typ 6f) ein. Den auffälligsten Faziestyp hiervon stellen *Solenopora-Cayeuxia*-RS dar, in denen mit gesteinsbildender Häufigkeit *Solenopora cayeuxiformis* und etwas seltener *Cayeuxia* sp. sich gegenseitig überwachsen.

Im nachfolgenden Profilabschnitt von Meter 354,2 - 383,5 stellen mit bis zu 5,1 m mächtigen Bankbereichen dicht gepackte Ooid-Cortoid-PS (MF-Typ 7b) die vorherrschende Fazieseinheit dar. Die Gesteinsansprache der hell verwitternden und reinen Karbonate ist aufgrund des fortgeschrittenen Mikritisierungsgrads der Komponenten erheblich erschwert. Von der Mikritisierung sind vor allem aragonitschalige Bioklasten und die mäßig sortierten, 0,2 - 0,5 mm großen Normaloide betroffen. Innerhalb der Anfangslagen der fast vollständig zu Bahamitpeloiden umgewandelten Ooide lassen sich bereichsweise die primären Radialstrukturen erkennen. Auch „Cayeuxiide“ und primär calcitische Bioklasten (Echinodermenreste) weisen teilweise einen unterschiedlich starken Cortoidsaum auf. Der makrofaunale Bioklastanteil ist beträchtlichen Schwankungen unterworfen und kann bankweise verarmt sein.

Daneben kommen aber auch Horizonte vor, in denen Nerineengehäuse (bis zu 10 cm) angereichert und schichtparallel eingeregelt sind. In den obersten Bereichen dieses Profilstücks erscheinen im Übergang zum nächsten Abschnitt in den durch Ooide, Cortoide, textulariide (*Nautiloculina oolithica*, *Pfenderina* sp.) und miliolide Foraminiferen (Typ *Quinqueloculina*) bestimmten Gesteinen auch *Tubiphytes*-Klasten.

Diese Abfolge wird von häufigen, in unregelmäßigen Abständen aufeinanderfolgenden und vorwiegend aus umgelagerten Stromatoporen sowie untergeordnet styliniden Korallen bestehenden Einschaltungen von MF-Typ 9d (*Cayeuxia*-führende Stromatoporen/Korallen-Bioklast-FS) zergliedert. Im Vergleich zur normalen Hintergrundfazies (MF-Typ 7b) sind diese relativ geringmächtig ausgebildet. In den mächtigeren der 0,4 bis 2,9 m messenden Bankbereichen nehmen die unterschiedlich orientierten Stromatoporen-Halbkugeln in Größe und Menge zum Hangenden hin ab. Vereinzelt liegen dann Gesteine mit einem Wackestonegefüge vor. Die massig-stabilen Hemisphäroide sind selten fragmentiert, zeigen jedoch mit hellem Mikrit verfüllte Bohrspuren und auffällige Inkrustationen durch *Neuropora lusitanica* und Serpulide. In sedimenterfüllten Wachstumsspalten der latelamenaten Stromatoporen finden sich manchmal mit Milioliden und stark mikritisierten Ooiden Komponenten von Faziestyp 7b. Vereinzelt trifft man in den Schuttkalken geringmächtige biostromale Stromatoporen-BS (MF-Typ 10a) an, in denen massige und zum Teil rekristallisierte Hemisphäroide in Lebendstellung oder kaum umgelagert überliefert sind. Sie weisen eine ausgeprägte Wachstumsbänderung und angedeutete Astrothizen auf.

Mit Schichtmächtigkeiten von 1,4 m stehen zwischen Meter 383,5 und 391,8 erneut oolithische Marinellenkalke von MF-Typ 8b an. In den Rudstones erreicht *Marinella lugeoni* als zum Teil angebohrter Organismus Durchmesser bis 9,5 mm. Die Rotalge kann vereinzelt vollständig erhaltene Thalli ausbilden, ist in der Hauptsache jedoch, genauso wie die Begleitfauna, stark fragmentiert. Die Marinellen-Ooid-Bioklast-RS gehen am Top in Wackestones über und deuten mit Radialooiden in einer mikritischen Grundmasse auf ein textuell invertiertes Gesteinsgefüge hin. Sie werden von geringmächtigen (max. 1 m), Stromatoporen- und/oder Chaetetiden-dominierten Gerüstkalcken unter- und überlagert. Halbkugelige Stromatoporen bilden zum Teil die Besiedlungsgrundlage für die ebenfalls hemisphärischen Chaetetiden (z.B. *Bauneia* cf. *multitabulata*). Letztere können in der Basisbank zum Teil deutliche Bohrspuren und einen relativ dichten Bewuchs von *Tubiphytes morronensis* aufweisen. Zwischen diesen makrofossilen Gerüstbildnern treten thrombolithische Mikrobenkrusten (MF-Typ 10b) auf, in denen agglutinierte Röhren von *Terebella lapilloides* partiell mit Sediment verfüllt sind.

Im Hangenden schließt sich von Meter 391,8 - 420,7 eine durch Ooid-Cortoid-RS (MF-Typ 7b) und Korallen/Stromatoporen-Bioklast-WS/FS (MF-Typ 9d) bestimmte Abfolge an, die Affinitäten zum Profilteil zwischen 354,2 und 383,5 m besitzt. Beide Faziesseinheiten bilden über weite Bankabschnitte Mischtypen, indem zahlreiche Stromatoporen- (z.B. *Cladocoropsis mirabilis*, Tabelle 10/Abb. 7) und Korallenreste (*Thecosmilia*) in eine Matrix aus dicht gepackten Radialooiden, Cortoiden und benthischen Foraminiferen (*Ammobaculites*, *Nautiloculina oolithica*, Miliolide) eingebettet sind.

Während im unteren Teil dieses Profilsegments noch vereinzelt *Marinella*-Kalke eingeschaltet sind, die sich teils aus feinsandreichen Ooid-GS (MF-Typ 7f) entwickeln, treten im oberen Abschnitt zunächst überpackte Foraminiferen-Peloid-PS (MF-Typ 6l) und am Top, über einen Bereich von 5 m, verstärkt Lituoliden-Dasycladaceen-Cortoid-PS (MF-Typ 6k) mit *Salpingoporella annulata* auf.

Unmittelbar darüber setzt mit scharfer Grenze der faziell auffälligste Profilabschnitt ein, welcher von Meter 420,7 bis 430,3 reicht und durch gebankte Gerüstkarbonate sowie durch bereichsweise knollige Schuttlagen geprägt ist. An der Basis und am Top stehen Korallen/Stromatoporen-Mikroben-BS (MF-Typ 10b) mit stark von lithophagen Muscheln zerbohrten Korallen (*Stylosmilia* sp., *Actinaraea granulata*) und thrombolithischen Mikrobenkrusten an.

Im zentralen Abschnitt dieser Folge setzt der Anteil an makrofaunalen Gerüstorganismen weitgehend aus, was zu einer Dominanz von nahezu reinen Mikroben-BiS (MF-Typ 10c) führt (Tafel 7/Abb. 1). Innerhalb der früh verhärteten Thrombolithkrusten finden sich zahlreiche, zumeist sparitisch zementierte Hohlräume, an deren Basis selten mikritische und peloidale Sedimentanteile sowie textulariide Foraminiferen anzutreffen sind (Tafel 7/Abb. 5). Abgesehen des konstant häufigen und relativ dickwandigen *Tubiphytes morronensis*, konzentriert sich der Großteil an mikroinkrustierenden Organismen mit Serpuliden, Bryozoen, flach inkrustierenden Kalkschwämmen, *Neuropora lusitanica* sowie *Neuropora* sp. auf die obere Hälfte dieses Profilabschnitts. Die Schuttkalke von MF-Typ 9c (*Tubiphytes-Neuropora*-Bioklast-PS), die sich mit größerer Mächtigkeit vor allem im zentralen Teil dieser Abfolge einschalten spiegeln dabei die Zusammensetzung der autochthonen Gerüstkalke wider. Sie führen darüberhinaus Reste von Echinodermen (Seeigel) und vereinzelt thalamide Schwämme (*Thalamopora lusitanica*), welche die Biogenkarbonate bewohnten beziehungsweise besiedelten. Der hohe Gehalt an primär calcitischen Mikroinkrustierern erzeugt auf der Bruchfläche der für gewöhnlich hellbraunen Bound- und Packstones eine bereits im Gelände deutlich erkennbare weiße Fleckung.

Im Hangenden folgen von Meter 430,3 - 439,6 Ooid-Onkoid-Bioklast-PS/RS (MF-Typ 7g). Sie vermitteln an der Basis noch zum vorherigen Profilabschnitt, indem einzelne *Tubiphytes*-Klasten vorzufinden sind, die sich nach oben jedoch verlieren. Die radialstrukturierten Ooide in der Gesteinsmatrix sind zum größten Teil alteriert und zeigen mitunter einen bräunlichen, dolomitisierten Saum. Mit ihnen sind nur wenige Millimeter große Mikritonkoide mit ausgesprochen dünnen Cortices vergesellschaftet. Sie besitzen grundsätzlich einen bioklastischen Kern, der nicht selten von Austernklappen und ästig-ramosen Korallenbruchstücken vom *Dermosmilia*-Typus gebildet wird. Die Größe und der Anteil der Onkoide nehmen zum Hangenden kontinuierlich zu und führt zusammen mit dem abrupten Einsetzen an Nerineengehäusen in der oberen Hälfte dieses Profilabschnitts zu einer Umgestaltung des Gesteinsgefüges von Pack- in Rudstones.

Durch die anhaltende Zunahme von Onkoiden und dem gleichzeitigen Abklingen der Ooidführung treten von Meter 439,6 - 457,5 Onkoid-Bioklast-WS/FS (MF-Typ 6i) in den Vordergrund. Die goethitisch imprägnierten Mikritonkoide sind innerhalb der basalen 2,8 m mit lituoliden Foraminiferen und zahlreichen Peloiden vergesellschaftet und bilden mit diesen einen faziellen Mischtyp (MF-Typ 6i/6l). Auch enthalten sie mit Mikrobenklasten und massigen Korallen (z.B. *Pseudocoenia*) teilweise relativ groben Riffschutt. Erst in der oberen Hälfte dieses Profilabschnitts liegen die Onkolithe in reiner Form vor.

Als Einschaltung treten wiederholt riffschuttreiche Karbonate auf, welche im unteren Profilabschnitt durch *Tubiphytes morronensis*, *Neuropora spinosa*, *N. lusitanica*, thalamide Schwämme und thrombolithische Mikrobenklasten bestimmt sind (MF-Typ 9c), im oberen Teilstück hingegen von stark zersetzten Korallen- und Stromatoporenresten dominiert werden (MF-Typ 9d). Mit diesen Schuttkalken verzahnen beziehungsweise sind zwei gebankte, 0,8 und 1,5 m mächtige Korallen/Stromatoporen-Mikroben-BS (MF-Typ 10b) assoziiert. Bei etwa gleicher Zusammensetzung der dispers pyritführenden Gesteine mit styliniden und microsoleniden Korallen (*Pseudocoenia*, *Microsolena*), Stromatoporen und Mikrobenkrusten ist der untere Horizont reich an *Tubiphytes*, wohingegen sich der obere durch stark von lithophagen Muscheln zerbohrte Organismen auszeichnet. Direkt oberhalb des unteren Gerüstkalkhorizonts findet sich bei Meter 447,5 eine Rinnenstruktur angedeutet (in der Profildarstellung aus zeichnerischen Gründen nicht angegeben), mit einer hohen Konzentration an Peloiden und textulariiden Foraminiferen (MF-Typ 6l). *Tubiphytes* und *Neuropora* sind aufgrund der Nähe zur Riff- und Riffschuttfazies hierin ebenfalls anzutreffen.

Meter 457,5 - 482,2 stellt in der unteren Hälfte einen extrem dickbankigen Profilbereich dar, in dem die Einzelschichtmächtigkeiten bis zu 3 m betragen können. Bereits die abschließenden Onkolithe (MF-Typ 6f) des vorangegangenen Abschnitts gehören zu dieser großbankigen Einheit. Im oberen Teil der Abfolge setzt sich schließlich wieder eine Bankung im Dezimeterbereich durch. Die Mikrofazies der hellen Karbonate wird zum überwiegenden Großteil erneut von dicht gepackten bis überpackten Ooid-Cortoid-PS (MF-Typ 7b) bestimmt. Aufgrund fortgeschrittener Mikritisierungsprozesse sind Bioklasten fast bis zur Unkenntlichkeit maskiert. Die Mikrofauna/-flora scheint von diesen Vorgängen verschont geblieben zu sein und zeigt mit Lituoliden (*Ammobaculites*, *Nautiloculina*), auffällig häufigen Milioliden (*Quinqueloculina*) sowie vereinzelt Marinellen, *Lithocodium*-Inkrustationen, Lenticulinen und „Cayeuxiiden“ eine relativ hohe Diversität.

In die eintönige Abfolge schalten sich in unregelmäßigen Abständen biostromale Horizonte von MF-Typ 10b ein. Diese verlaufen zum Teil innerhalb mächtiger Bänke und heben sich infolge ihrer etwas dunkleren Färbung deutlich vom Nebengestein ab. Die stratigraphisch tieferen Lagen werden von in Lebendstellung überlieferten Stromatoporen mit massig-hemispärischer Wuchsform dominiert. Im oberen Horizont bei etwa 476 m überwiegen hingegen massige bis unregelmäßige Microsolenide mit mehrfachen Wachstumsunterbrechungen durch Inkrustierer und zahlreichen Bohrspuren.

Der von Meter 482,2 - 492,5 folgende Bankbereich zeichnet sich durch eine starke Organismenabnahme aus. Lediglich Foraminiferen, *Marinella lugeoni* und *Cayeuxia* sp. sind noch in nennenswerter Menge vorzufinden. An der Basis stehen bioturbirte Ooid-GS (MF-Typ 7f) an, deren lockere Komponentenanzahl sich gegenüber den überpackten Fazieseinheiten zuvor deutlich abhebt. Der Gehalt an schwach bimodal sortierten Normalooiden sowie Polyooiden läßt nach oben schlagartig nach. Die den Oolithen auflagernden *Marinella*-Onkoid-Bioklast-RS (MF-Typ 8a) nehmen den größten Teil dieses Profilabschnitts ein und führen gut erhaltene Rotalgenklasten mit Durchmessern zwischen 0,5 und 8 mm, die nach oben allmählich seltener werden. Diese treten zwar als Inkrustationen innerhalb der dichten mikritischen Onkoidrinden auf, bilden jedoch niemals den Kern dieser Komponenten. Die Marinellen-Onkolithe gehen nach oben in Foraminiferen-Peloid-PS (MF-Typ 6l) über, die mit erneut überpacktem Gefüge bereits zu den Fazieseinheiten im Hangenden überleiten.

Die weitere Profilentwicklung zwischen Meter 492,5 und 528,2 zeigt über große Strecken eine faziell weitgehende Übereinstimmung mit den unmittelbar vorangegangenen Profilabschnitten (457,5 - 492,5 m). Die nur selten knollig verwitternden Einzelbänke besitzen Schichtmächtigkeiten von mehreren Dezimetern bis knapp über einem Meter. Sie erreichen jedoch nicht die Extremwerte wie in den Profilbereichen im Liegenden.

Zunächst dominieren von Profilmeter 492,5 - 519,4 erneut meist dicht gepackte Ooid-Cortoid-PS/RS (MF-Typ 7b). Im zentralen Teil vermitteln sie zu Ooid-Onkoid-Bioklast-RS (MF-Typ 7g), indem neben den typischen Foraminiferen (v.a. quinqueloculine Miliolide) sowie stark mikritisierten Radialooiden und Bioklasten zusätzlich Onkoide auftreten, deren ausgesprochen dünne Cortices ein peloidales Mikrogefüge aufweisen. Bevorzugt an der Bankbasis dieser faziellen Mischtypen schalten sich geringmächtige Biostrome von MF-Typ 10a mit hemispärischen bis derbästigen Stromatoporen und vereinzelt massiven Korallenstöcken ein. Zum Top nimmt der Onkoidgehalt zugunsten von *Marinella lugeoni* ab, deren auffällig große (bis zu 25 mm), teils halbkugeligen, teils digitiformen Thalli in eine ooidisch-cortoidische Grundmasse von MF-Typ 7b eingestreut sind.

Darüber schließt sich von Meter 519,4 - 528,2 erneut eine relativ geringmächtige Aufeinanderfolge aus Oolithen, *Marinella*-Onkoid-Bioklast-RS (MF-Typ 8a) und Foraminiferen-Peloid-PS (MF-Typ 6l) an (vgl. Profilmeter 482,2 - 492,5). Die Onkoidführung setzt hierbei noch innerhalb der Oolithe (MF-Typ 7g) ein und ist im Zentrum dieses Profiltails, zusammen mit angebohrten Marinellen-Thalli, für ein Rudstonegefüge verantwortlich.

Meter 528,2 - 534,0 besteht aus einer relativ organismenarmen Wechselfolge von Lituoliden/Loftusiiden-*Nerinea*-MS/WS (MF-Typ 6c) und Ooid-Bioklast-PS (MF-Typ 7a). Auf der Gesteinsoberfläche der gastropodenreichen und im Schnitt etwa 1 m mächtigen Bänke wittert *Nerinea* mit einem maximalen Gehäusequerschnitt von 8,5 cm dunkel hervor.

Hybride Serie II (534,0 - 626,8 m) (Abb. 39m - o)

Von Profilmeter 534,0 - 538,8 stehen horizontengebunden biohermale, 0,8 m mächtige und lateral auf 1,6 m aufgeschlossene Strukturen an, die von der massig-aufstrebenden (*sensu* LATERNSE 2001) und oberflächennah angebohrten *Pseudocoenia* sp. gebildet werden. Thrombolithische Mikrobenkrusten nehmen teilweise die hellen Gesteinspartien zwischen den Einzelkolonien ein. Das Riffwachstum wird durch das plötzliche Einsetzen von 3,8 m mächtigen, quarzsandreichen Sedimentiten beendet. So lagert zunächst eine lignitreiche Feinsandlage (ca. 15 cm) von MF-Typ 1b direkt auf den Boundstones (MF-Typ 10b) auf. Diese geht ihrerseits in undeutlich bimodal sortierte Ooid-GS (MF-Typ 7f) über, in denen der fein- bis grobsandige Quarz- Alkalifeldspat- (Mikroklin) und Muskovitanteil fast immer als Kern der 0,3 - 0,8 mm durchmessenden Ooide dient. Am Top schließen drei, rasch aufeinanderfolgende und extrem dünne (~ 3 cm) Feinsand- bis Mittelsandschüttungen die rein oolithische Sedimentation ab und beenden zunächst die auffällige terrigene Beeinflussung.

Das darauffolgende Profilstück (Meter 538,8 - 570,5) wird nach oben durch eine entlang des Domingos-Tals verlaufende Störung begrenzt. Die dickbankigen Karbonate mit Schichtmächtigkeiten von bis zu 1,6 m fallen mit dem Talhang in Richtung der vermuteten Verwerfung ein und weisen, wie zu Beginn dieses Kapitels erwähnt, zum Hangenden eine zunehmende Schichtverteilung auf. Die Oberflächen der intensiv verkarsteten und angerundeten Gesteine werden von mehreren Dezimeter tiefen und bis zu 30 cm breiten Schratten zerfurcht.

Faziell überwiegen Ooid-Cortoid-Packstones (MF-Typ 7b), die sich wiederholt durch ein überpacktes Gesteinsgefüge auszeichnen. Aufgrund des geringen Mikritisierungsgrads ihres primär calcitischen Skeletts, treten Echinodermenfragmente (Seeigelstacheln, -gehäusereste, Trochiten) als auffällige makrofaunale Elemente in Erscheinung. Großwüchsige und dickschalige *Nerineengehäuse* sind in unregelmäßigen Abständen horizontiert angereichert und nicht selten durch *Lithocodium aggregatum* bewachsen. Ansonsten bestimmen jedoch Mikroorganismen wie miliolide und textulariide Foraminiferen den Fossilbau dieses Profilstücks.

Zwischen Profilmeter 559,0 und 563,6 wird diese homogene Abfolge durch onkolithische Rudstones von MF-Typ 6f und 7g unterbrochen, deren Matrix jedoch deutlich an die vorherrschend ooidisch-cortoidische Entwicklung dieses Profilabschnitts erinnert. Die Onkoide, deren Kern zumeist durch Cortoide und Bioklasten gebildet wird besitzen einen maximalen Durchmesser von 23 mm. An ihrem Aufbau ist vorwiegend *Bacinella irregularis* und teilweise *Lithocodium* sp. beteiligt (Tafel 8/Abb. 8). Darüberhinaus ist das Gestein relativ reich an weiteren mikroinkrustierenden Organismen (z.B. *Solenopora* sp., „*Berenicea*“, Polychaeten), die gröbere Fossilreste (z.B. Stromatoporen) und auch andere Komponenten besiedeln.

Nach einer schätzungsweise 2 m mächtigen Aufschlußlücke entlang des Talbodens, setzt sich die Schichtfolge mit verringerten Fallwerten auf der gegenüberliegenden (südlichen) Talflanke fort. Sie beginnt von mit fast weiß verwitternden und gut gebankten Kalken (Meter 572,5 - 582,0), die vereinzelt in Kalkmergel übergehen. An der Basis stehen gut ausgewaschene Ooid-Bioklast-GS (MF-Typ 7a) an, in denen locker gepackte Radialoide, Aggregatkörner (lumps), *Neuropora* cf. *spinosa*, von *Lithocodium* bewachsene Austernklappen sowie Seeigelstacheln und vollständig erhaltene Seeigelgehäuse die auffälligsten Komponenten darstellen. Darüber folgen nacheinander Onkoid-Bioklast-WS (MF-Typ 6f), *Marinella*-Ooid-Bioklast-PS/RS (MF-Typ 8b) mit bruchstückhaft



vorliegenden Rotalgenthalli und schließlich Ooid-Onkoid-Bioklast-PS (MF-Typ 7g). Letztere enthalten neben goethitisch imprägnierten Mikritonkoiden oftmals radial strukturierte Ooide ohne erkennbaren Kern, die zum Teil in strukturlose Sphäroide umkristallisiert sind.

Hieran schließt sich von Meter 582 - 595 eine relativ eintönige Folge dicht gepackter, peloidreicher und foraminiferenführender Ablagerungen (MF-Typ 6l), die außer kleinwüchsigen Gastropodengehäusen und seltenen Naticaceen vom *Ampullina*-Typus keine nennenswerte Makrofauna führen. Einzelne bioturbirte Horizonte machen sich anhand einer lockeren Komponentenordnung bemerkbar. Die unauffälligen Packstones erreichen im höheren Teil dieses Profilabschnitts Schichtmächtigkeiten von 1,7 m und wittern mauerartig am Hang hervor. Innerhalb dieses dickbankigen Bereichs schalten sich geringmächtige Ooid-Cortoid-PS ein, die sich aufgrund eines höheren Verwitterungsgrades vom umgebenden Gestein abheben.

Meter 595,0 - 598,8 wird durch Riff- und Riffschuttkalke bestimmt, welche unmittelbar den Foraminiferen-Peloid-PS im Liegenden auflagern. Stromatoporenführende Korallen-Mikroben-BS (MF-Typ 10b) bilden im Zentrum dieses Profilbereichs knollig verwitternde, biohermähnliche Strukturen und sitzen invers gradierten Korallen/Stromatoporen-Bioklast-Wacke- bis Floatstones (MF-Typ 9d) auf. Die Mächtigkeit der Bioherme nimmt lateral von 2 auf 0,8 m zugunsten der gebankten Bioklastkalke ab, mit denen sie verzahnen und von denen sie überlagert werden. Das reichhaltige Organismenspektrum der Gerüstkarbonate (unbestimmbare fladige Korallen, *?Thamnasteria*, Stromatoporen, lithophage Muscheln, rhynchonellide Brachiopoden, Serpulide, thrombolithische Mikrobenkrusten, *Tubiphytes*, *Solenopora* mit Wachstumsbänderung sowie Kalkschwämme) findet sich zum Großteil in der schuttreichen Flankenfazies wieder.

Im Hangenden darüber dominieren von Meter 598,8 - 613,1 mit *Marinella*-Ooid-Bioklast-RS (MF-Typ 8b) und Ooid-GS (MF-Typ 7f) oolithische Faziesseinheiten, denen im höheren Bereich des Profilabschnitts marinellen-onkolithische Rudstones von MF-Typ 8a zwischengeschaltet sind. Die im wesentlichen von reifen und ausgesprochen locker gepackten Normalooiden aufgebauten Oolithe zeigen an der Basis der Abfolge durch lagige Korngrößenwechsel der sphärischen Komponenten eine Parallellamination. Nach oben setzt sich dagegen eine einheitlich schlechte Gesteinssortierung durch. Die Ooide besitzen einen kombinierten radial- und tangentialstrukturierten Cortex und eine Größe von 0,25 bis 1,4 mm (Tafel 9/Abb. 4). Seltene, jedoch auffällige Polyooide sowie oolithische Intraklasten vervollständigen das relativ homogene Komponentenspektrum (Tafel 9/Abb. 3). Die gebankten Ooid-GS von MF-Typ 7f nehmen den zentralen Teil dieses Profilabschnitts ein und zeichnen sich im Gegensatz zu den Marinellen-Oolithen durch ihre Fossilarmut aus. Sie dokumentieren darüberhinaus eine deutliche Beeinflussung des Sedimentationsgeschehens durch terrigenen Detritus, indem vor allem feinsandiger Quarz, aber auch vereinzelte Glimmerminerale und Feldspäte auftreten.

Innerhalb der am Top der Abfolge anstehenden Marinellenkalke nimmt der Anteil an gerüstbildenden Organismen mit Korallenbruchstücken (*Synastrea subagaricites*, weitere *Microsolenide*) beträchtlich zu. Sie leiten damit zu biostromalen Korallen-Mikroben-BS (MF-Typ 10b) über, welche als 0,5 m mächtige Bankkalke der vorwiegend oolithischen Abfolge aufliegen.

Darüber schließen sich von Meter 613,6 - 621,1 zunächst gut gebankte, am Top schwach kalkmergelige Lituoliden-*Nerinea*-Bioklast-WS (MF-Typ 6c) an. Mit ihrem offenen Gefüge repräsentieren diese Gesteine die unter den geringsten Energiebedingungen abgelagerten Einheiten dieses Profils. In der mikritreichen Matrix dominieren agglutinierende Foraminiferen (u.a. *Alveosepta jaccardi*), die zusammen mit ovoiden Koprolithen in Grabgängen konzentriert sein können. *Nerineengehäuse* und Bioklasten sind nicht selten von Serpuliden (*Serpula quadrata*) bewachsen und fallen weniger wegen ihrer Häufigkeit als durch ihre Größe auf.

Durch eine Aufschlußlücke getrennt, folgt den durch Foraminiferen bestimmten Wackestones ein 0,2 m mächtiger und lediglich partiell aufgeschlossener Boundstone-Horizont von MF-Typ 10b, in dem hohlraumreiche Mikrobenkrusten zwischen ästigen (*Calamophylliopsis* sp.) und angebohrten massigen (*Thamnasteria concinna*) Korallen vorzufinden sind. Die relativ hochdiverse, hauptsächlich inkrustierende Begleitfauna setzt sich aus *Tubiphytes morronensis*, *Koskinobullina socialis*, Stachelproblematikum (Tafel 10/Abb. 4), *Neuropora lusitanica*, thalamiden Schwämmen, Bryozoen („*Berenicea*“, *Hyporosopora*) und Polychaeten (Serpeln, *Terebella* sp.) zusammen.

Unmittelbar über der abschließenden Boundstone-Lage des vorangegangenen Profilabschnitts setzen übergangslos extrem quarzsandige Oolithe mit bräunlicher Verwitterungsfarbe ein. Die Basis dieser lückenhaft aufgeschlossenen Folge ist mit *Marinella*-Bruchstücken und einem hohen Bioklastanteil noch relativ organismenreich (MF-Typ 8b). Zum Hangenden dominieren jedoch planar und trogförmig schräggeschichtete Ooid-GS (MF-Typ 7f), welche bis auf Seeigelsatcheln vom *Balanocidaris*-Typus nahezu fossilleer sind. Die relativ feinkörnigen Gesteine mit Normalooiden und superfiziellen Sandkernooiden vermitteln aufgrund des hohen Anteils an freiem Quarz zu hybriden Sandsteinen. So treten sowohl 0,2 m mächtige Feinsandlagen als auch unregelmäßige, seitlich rasch auskeilende arenitische Linsen von MF-Typ 1b inmitten der oolithischen Bänke auf. Mit diesem Profilabschnitt schließt die gebankte, überwiegend karbonatisch entwickelte Schichtfolge des Oxfordiums ab. Er leitet mit seinem relativ hohen Siliziklastgehalt zu grauen Mergeln des Kimmeridgiums über, denen Sandsteine und Oolithe zwischengeschaltet sind (Moledo-Schichten nach KLINGEL 1991 und MANUPELLA 1999)

### 5.2.2 Grobklastisches Teilprofil (Abb. 40)

Die 28,9 m mächtige Abfolge ist auf der Südflanke des „Windmühlhügels“ nördlich von Pena Seca aufgeschlossen (Abb. 9). Sie verläuft mit einem parallelen Abstand von ungefähr 100 m im Süden der Hauptprofilinie „Pena Seca“.

Nach der stratigraphischen Position und der faziellen Ausprägung läßt sich dieses Profil zum basalen Teil der gemischt karbonatisch/siliklastischen Folge I zuordnen. Es beginnt mit einer 0,7 m mächtigen, komponentengestützten Konglomeratbank, welche sich aus „Black Pebbles“, dolomitischen Karbonatklasten und Mudstone-Geröllen zusammensetzt (MF-Typ 1e). Die kantengerundeten Komponenten besitzen eine Korngröße von maximal 7 cm; die D10-Werte betragen 5,1 cm. Im verbleibenden Porenraum bildet vorwiegend feinsandiger Quarz den geringen Matrixanteil des Gesteins.

Darüber folgen von Meter 0,7 - 8,2 schlecht aufgeschlossene Schlammsteine von MF-Typ 1d mit einer rötlich/grünlichen Pigmentierung, aus denen zwischen Profilmeter 3,6 und 4,6 strukturlose, hybride Sandsteine (MF-Typ 1b/6c) deutlich hervorwittern. Diese führen einzelne, bis zu 2,5 cm durchmessende Nerineengehäuse und karbonatische Extraklasten, die in eine aus fein- bis grobsandigem Quarz und Peloiden bestehenden Grundmasse eingebettet sind. Möglicherweise lassen sie sich in ihrer lateralen Fortsetzung mit *Nerinea*-reichen und *Alveosepta*-führenden Bänken bei Meter 90,5 des Hauptprofils korrelieren.

Im Anschluß an die Schlammsteinpartien stehen ab Profilmeter 8,2 zunächst quarzsandige Ooid-Onkoid-Bioklast-GS (MF-Typ 7g) an, in denen dünne und zum Teil abradierte mikritonkoidische Cortices kleine Korallenbruchstücke, Gastropoden und Seeigelstacheln umkrusten. Die inverse Gradierung des Gesteins wird durch eine nach oben kontinuierliche Zunahme an größeren Extraklasten (grünliche Schlammsteine, karbonatische Klasten) hervorgerufen, womit gleichzeitig der graduelle Übergang zu polymikten Konglomeraten (MF-Typ 1e) bis Profilmeter 11,3 vollzogen wird.

Die ungeschichteten und zum Teil extrem groben Konglomerate dominieren den abschließenden und weitaus mächtigsten Teil dieses Profils von Meter 11,3 - 28,9. Schlecht sortierter Grobkies und Blockwerk aus unter-/mitteljurassischen Karbonaten, Zellendolomiten und mürben, gelblichen Lithoklasten erzeugen ein komponentengestütztes Gefüge mit deutlich erkennbaren Drucklösungsstrukturen und konvex-konkaven Kornkontakten. Bis Profilmeter 25,8 beträgt die maximale Korngröße der angerundeten Komponenten 18,5 cm und nimmt am Top (ca. 3 m) auf bis zu 40 cm zu. Darüberhinaus zeigt die grobklastische Folge im wesentlichen eine Gliederung in einen unteren, normal gradierten und in einen oberen, invers gradierten Teil. Im unteren Abschnitt (ca. 6,3 m) nehmen hierbei die D10-Werte von 7,5 auf 3,8 cm ab. Die deutlich höheren D10-Werte des oberen Bereichs (ca. 10,5 m) erfahren hingegen eine Zunahme von 12,0 auf 21,6 cm. Wie die Korrelation mit grobklastischen Einschaltungen zwischen Profilmeter 100 und 107 des Hauptprofils zeigt, keilen die Konglomerate dieses oberen Teilabschnitts, bei gleichzeitiger Abnahme der D10-Werte auf 9,6 beziehungsweise 5,4 cm, rasch nach Norden aus.

Vereinzelt schalten sich in die konglomeratische Folge bei Meter 13,0 und 17,5 nahezu organismenfreie und quarzsandreiche Ooid-GS (MF-Typ 7f) mit jeweils etwa 1,0 m Mächtigkeit ein. Partiiell verlaufen innerhalb der parallelgeschichteten Gesteinsbänken reine, ausschließlich aus fein- bis grobsandigen Quarz bestehende Linsen. Die Oolithe werden nach oben zum Teil durch ausgesprochen irregulär strukturierte Schichtflächen begrenzt, welche von dem Überlagerungsdruck der mächtigen Grobklastika herrühren (Tafel 4/Abb. 4). Ihre Basis ist hingegen als ebene Fläche ausgebildet oder geht allmählich mit diffuser Grenze aus den Gesteinsserien im Liegenden hervor.

## 6. Stabile Kohlenstoff- und Sauerstoff-Isotopen

Im Rahmen dieser Arbeit wurden an Austernklappen aus verschiedenen Faziesräumen der Profilabfolgen von Montelo II/III sowie Fátima Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope gemessen (vgl. Abb. 15, 41). Austern besitzen als Epibenthos den Vorteil, mit dem Meerwasser in direktem Kontakt zu stehen, wohingegen die Oxidation von innerhalb des Substrats eingeschlossener organischer Substanz eine relative Anreicherung des  $^{12}\text{C}$ -Isotops im Porenwasser zur Folge hätte, welches verstärkt in die Hartteile von endobenthischen Organismen eingebaut wird und das Kohlenstoffverhältnis zugunsten des leichteren Isotops verändern würde (YIN et al. 1995). Des Weiteren ist ein Großteil der Austernschalen postmortal in eine mikritische Grundmasse eingebettet. Somit war in dem feinkörnigen Sediment die Zirkulation des Porenwassers stark herabgesetzt, was eine nachträgliche Veränderung des  $\delta^{18}\text{O}$  und  $\delta^{13}\text{C}$  der Organismenhartteile einschränkte (vgl. ETTER 1994). Die Sauerstoff- und Kohlenstoffwerte, die daraus errechneten Z-Werte und die Faziesbereiche, aus denen die Proben entstammen, sind aus der Zusammenstellung in Abb. 41 zu entnehmen.

### 6.1 Anwendung und Einschränkung stabiler Isotopen

Für die Aussage über fossile Ablagerungsbereiche und -bedingungen eignen sich vor allem die Kohlenstoffwerte, nur mit Einschränkungen auch die Sauerstoffwerte, da diese wesentlich stärker postdepositionellen chemischen Veränderungen unterworfen sind (vgl. PISERA et al. 1992). Dessen ungeachtet werden  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte vorwiegend zur Bestimmung der Bildungstemperatur von Karbonaten herangezogen. Am rezenten Material lassen sich Temperaturberechnungen unproblematisch durchführen, da die rezente sauerstoffisotopische Zusammensetzung des Meerwassers bekannt ist ( $\delta^{18}\text{O} = 0 \text{ ‰ SMOW}$ ) (JOACHIMSKI 1991, ROLLINSON 1993). Am fossilen Beispiel kann das  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnis des Meerwassers, in welchem das Karbonat abgeschieden wurde bestenfalls angenommen werden und ist, verursacht durch Evaporation und Vergletscherung, mit erheblichen Unsicherheiten behaftet (OBERHÄNSLI 1984, CORFIELD 1995).

Sowohl  $\delta^{18}\text{O}$ - als auch  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte werden oftmals dadurch beeinflusst, daß Organismen die Isotope nicht im Gleichgewicht mit dem Meerwasser in ihre Hartteile einbauen und dadurch eine „biogene“ Fraktionierung bewirken (WEFER 1985). Dieser sogenannte Vitaleffekt ist eng mit kinetischen Faktoren (z.B. Wachstumsraten von Organismenhartteilen, s.o.) sowie metabolischen Prozessen (Photosynthese, Atmung) verknüpft (MCCONNAUGHEY 1989).

Mit Hilfe der  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte kann auf die Produktivitätsrate (biogene Aktivität) im Wasser geschlossen werden, da vor allem durch Photosymbionten bevorzugt  $^{12}\text{C}$  dem Oberflächenwasser entzogen wird und sich dort  $^{13}\text{C}$  relativ anreichert. Folglich weisen Flachwasserkarbonate, welche sich bei hoher biogener Produktivität bildeten, hohe  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Verhältnisse auf (JOACHIMSKI 1991). Demgegenüber ist das Tiefenwasser aufgrund der Oxidation von absinkender organischer Substanz (Atmung) durch geringe  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte bestimmt (op. cit.). Der damit einhergehende Sauerstoffverbrauch kann bei gleichzeitig verzögerter Umwälzung der marinen Wassermassen die Herausbildung dysaerober Tiefwasserzonen begünstigen, in denen zusätzlich anfallende organische Substanz nicht oder nur unvollständig abgebaut wird und zu einer weiteren Zunahme des schwereren  $^{13}\text{C}$ -Isotops in oberflächennahen Wasserschichten führt. Auch zur Ermittlung der Paläosalinität können die Kohlenstoffverhältnisse dienen. Dies zeigen YIN (1991) und YIN et al. (1995) anhand jurassischer Bivalvenassoziationen aus China und dem Lusitanischen Becken. Die mit Hilfe ihrer Methode ermittelten Salinitätswerte sollten nach Ansicht der Autoren allerdings mit zusätzlichen palökologischen Hinweisen abgesichert sein (s. Kap. 6.4).

## 6.2 $\delta^{18}\text{O}$ und Paläothermometrie

Die Berechnung der absoluten Temperaturwerte wurde nach der Gleichung

$$T = 16,9 - 4,2(\delta^{18}\text{O}_P - \delta^{18}\text{O}_W) + 0,13(\delta^{18}\text{O}_P - \delta^{18}\text{O}_W)^2,$$

wie sie unter anderem bei EPSTEIN et al. (1953), MORSE & MACKENZIE (1990), JOACHIMSKI (1991) und ETTER (1994) angegeben ist, durchgeführt.

Während T die Bildungstemperatur in °C darstellt, bezeichnet  $\delta^{18}\text{O}_W$  das  $\delta^{18}\text{O}$  des Meerwassers in dem das Karbonat gebildet wurde, bezogen auf den SMOW-Standard (SMOW: standard mean ocean water).  $\delta^{18}\text{O}_P$  steht für die Abweichung des  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnisses der Karbonatprobe vom PDB-Standard.

Die Isotopenzusammensetzung des Meerwassers zur Jurazeit ist nicht bekannt. FRITZ (1965) nimmt jedoch an, daß sie sich seit dieser Zeit kaum verändert hat und postuliert  $\delta^{18}\text{O}_W$  des Jura = 0. Darüber hinaus setzt dieser Autor sowie YIN (1991) eine konstante Isotopenzusammensetzung des Meerwassers während des Jura sowie eine organogene Karbonatabscheidung im Gleichgewicht mit dem Wasser voraus. SAVIN & YEH (1981) hingegen nehmen für Perioden ohne Polvereisungen negative  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnisse des Meerwassers zwischen -0,8 bis -1,3 ‰ an. Weitere Hypothesen verschiedener Autoren hinsichtlich des  $\delta^{18}\text{O}$  im fossilen Meerwasser werden ausführlich in CORFIELD (1995) diskutiert. In der vorliegenden Arbeit erfolgten die Berechnungen einerseits nach den Vorgaben von FRITZ (1965). Unter der Annahme eisfreier Polkappen während des Oberjuras sind andererseits Vergleichskalkulationen mit erniedrigten  $\delta^{18}\text{O}_W$ -Werten erforderlich. Dabei wurde auf der Grundlage von HUDSON & ANDERSON (1989) ein Durchschnittswert des  $\delta^{18}\text{O}_W$  (SMOW) von -1 ‰ angenommen. Die Ergebnisse der Paläotemperatur-Berechnungen sind in der nachfolgenden Tabelle (Abb. 14a) gegenübergestellt.

Probe	$\delta^{18}\text{O}$ [‰]	Ermittelte Temperatur [°C]	
		$\delta^{18}\text{O}_W$ (SMOW) = 0‰	$\delta^{18}\text{O}_W$ (SMOW) = -1‰
M 614	-0,38	18,5	14,3
M 629	-3,39	(32,6)	(27,6)
M 633	-0,57	19,3	15,1
M 636	0,08	16,5	12,5
M 656	-0,85	20,5	16,3
M 663	-1,33	22,7	18,3
F 675.1	-5,62	(44,6)	(39,1)
F 675.2	-1,29	22,5	18,1
F 697	-1,25	22,3	18,0
F 721	0,15	16,3	12,2
F 737	-0,64	19,6	15,4
F 744	-1,71	24,4	19,9
F 755	-0,82	20,4	16,1
F 755	-0,85	20,5	16,3
F 769	-2,15	26,5	21,9
F 772	-0,53	19,1	15,0
		Ø = 20,9	Ø = 16,4

Abb. 14a: Ermittelte Temperaturwerte auf der Grundlage von  $\delta^{18}\text{O}$  (SMOW) = 0‰ (rezentes Meerwasser) und  $\delta^{18}\text{O}$  (SMOW) = -1‰ (eisfreie Perioden im Oberjura).

Die Sauerstoffwerte der Austernschalen aus dem Arbeitsgebiet von Montelo/Fátima streuen zwischen -2,15 ‰ und +0,15 ‰. Daneben weisen Ausreißer ein  $\delta^{18}\text{O}$  von -3,39 ‰ und -5,62 ‰ sowohl an der Basis von Montelo II/III als auch in Fátima auf. Diese lassen sich hinsichtlich der sauerstoffisotopischen Zusammensetzung als diagenetisch veränderte Werte auffassen, da  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von deutlich unter -2,5 ‰ eine Beeinflussung des Karbonats mit isotopisch negativen Fluiden andeuten (CORFIELD 1995). Die durchschnittliche Standardabweichung der

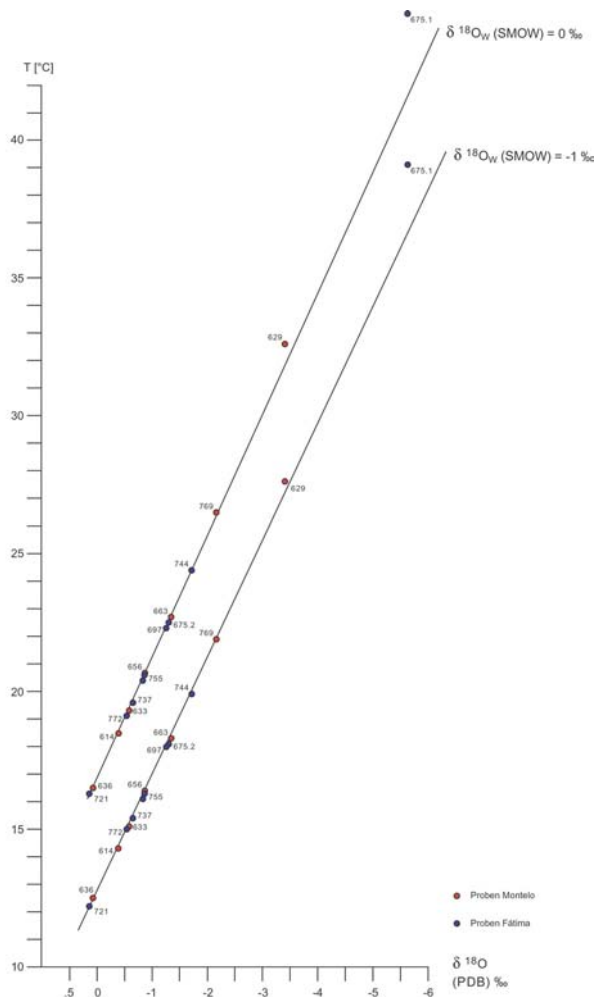


Abb. 14b: Lineare Abhängigkeit zwischen der Wassertemperatur und  $\delta^{18}\text{O}$ , wie für Karbonate unter normalmarinen Bildungsbedingungen zu erwarten ist. Die verschiedenen Geraden ergeben sich durch die Ermittlung der Paläotemperaturen mittels  $\delta^{18}\text{O}$  (SMOW) = 0 ‰ und  $\delta^{18}\text{O}$  (SMOW) = -1 ‰.

Sauerstoffwerte beträgt 0,03 ‰. Nahezu alle  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte liegen innerhalb des von YIN et al. (1995) angegebenen Intervalls für rezente vollmarine bis brackische Pelecypoden (+2 bis -5  $\delta^{18}\text{O}$ ). Die verlässlichen Daten zeigen eine auffällige Übereinstimmung mit Werten, wie sie für unterjurassische bis mittelkretazische Analysen ( $\delta^{18}\text{O}$  zwischen -2 ‰ und +1 ‰) typisch sind (vgl. HUDSON & ANDERSON 1989). Ein genereller Trend zu höheren oder niedrigen  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Werten ist in der oxfordischen Stratigraphie vom Liegenden zum Hangenden allerdings nicht zu beobachten (Abb. 14c). Die sich daraus ableitende Temperaturentwicklung entspricht damit dem insgesamt tendenzlosen und relativ konstanten Temperaturverlauf, wie er bei HUDSON & ANDERSON (1989) für den Jura und die Unterkreide angegeben wird. Im Gegensatz dazu berichten GRUSZCZYŃSKI et al. (1990b) anhand scleractiner Korallen aus Polen von einer Entwicklung zu höheren Temperatur- bzw. geringeren  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten im Verlauf des Oxfordiums.

Erwartungsgemäß liegen die Temperaturwerte, bei deren Errechnung ein Isotopenverhältnis im Meerwasser angenommen wurde, das dem heutiger Ozeane entspricht ( $\delta^{18}\text{O}_\text{W}$  (SMOW) = 0) höher als Berechnungen mit einem korrigierten  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnis für das oxfordische Meerwasser. Sie zeigen im Durchschnitt einen um 4,5°C höheren Temperaturbetrag (vgl. Abb. 14b, c). Unabhängig vom  $\delta^{18}\text{O}_\text{W}$  (SMOW) plotten sämtliche Temperaturwerte

innerhalb des in Abb. 3 von HUDSON & ANDERSON (1989) kompilierten Temperaturintervalls für flach-epikontinentale, jurassische Ablagerungen Mittel- und Nordeuropas. Die ermittelten Wassertemperaturen bei denen die untersuchten Austernklappen mineralisierten, liegen je nach isotopischer Meerwasserzusammensetzung zwischen 16,3 °C und 26,6 °C oder 12,2 °C und 21,9 °C. Ein Großteil der Analysen konzentriert sich dabei auf ein Temperaturintervall zwischen 18,5 und 22,7 °C bzw. 14,3 °C und 18,3°C. Die Proben weisen eine direkte lineare Abhängigkeit zwischen Wassertemperatur und Isotopenverhältnis auf, wie bei Karbonaten, welche unter

normalmarinen Bedingungen entstehen zu erwarten ist (vgl. DODD & STANTON 1990) (Abb. 14b). Ausgesprochen hohe Temperaturwerte, die sich aus einem  $\delta^{18}\text{O}$  von  $-3,39\text{‰}$  bzw.  $-5,62\text{‰}$  ergeben, zeigen dabei geringe, jedoch noch sichtbare Abweichungen von einer Durchschnittsgeraden und betonen die diagenetische Veränderung des Schalenmaterials. Dies läßt sich aus Abb. 14c noch wesentlich deutlicher belegen.

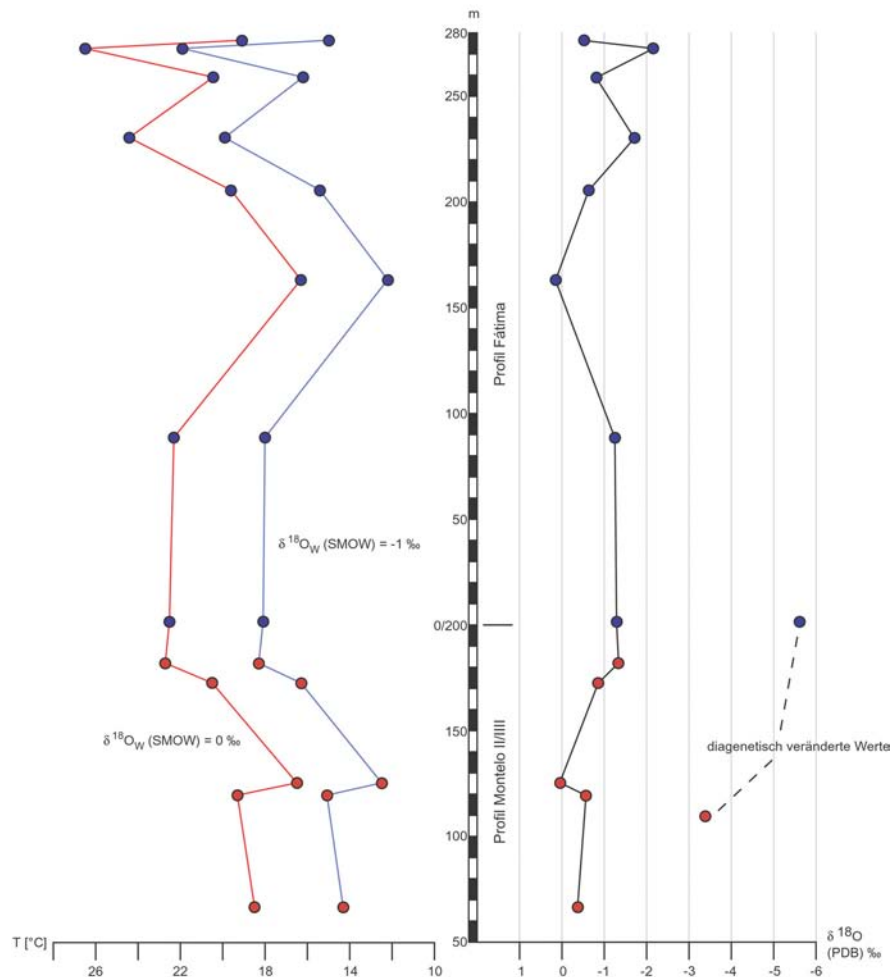


Abb. 14c: Stratigraphische Entwicklung des  $\delta^{18}\text{O}$  und der Paläotemperaturen. Die Temperaturkurven zeigen eine durchschnittliche Differenz von  $4,5\text{ °C}$  in Abhängigkeit des verwendeten  $\delta^{18}\text{O}$  (SMOW). Diagenetisch veränderte Werte liegen deutlich außerhalb der dargestellten Isotopenkurve.

Sowohl für das Meerwasser des Oxfordiums (GRUSZCZYŃSKI 1998) als auch für flachmarine Schelfbereiche der niederen Breiten in post-permischen Ozeanen (HUDSON & ANDERSON 1989) wurden durchschnittliche Wassertemperaturen von  $\sim 20\text{ °C}$  errechnet, wobei jeweils von einem  $\delta^{18}\text{O}_\text{W}$  (SMOW) =  $-1\text{‰}$  ausgegangen wurde. Die im Rahmen dieser Arbeit ermittelte Durchschnittstemperatur des untersuchten Probenmaterials zeigt unter der Annahme eines  $\delta^{18}\text{O}_\text{W}$  (SMOW) =  $0$  mit  $20,9\text{ °C}$  hierzu wesentlich größere Übereinstimmung als Temperaturberechnungen, denen ein  $\delta^{18}\text{O}_\text{W}$  (SMOW) =  $-1\text{‰}$  für eisfreie Perioden zugrunde liegt ( $\varnothing = 16,4\text{ °C}$ ). In diesem Zusammenhang sei auf PRENTICE & MATTHEWS (1988) verwiesen, die eine Anpassung des  $\delta^{18}\text{O}_\text{W}$  (SMOW) auf Grundlage von Abschätzungen des polaren Eisvolumens ablehnen, da hierdurch unrealistisch geringe Temperaturendergebnisse des tropischen Oberflächenwassers in prä-miozänen Sedimenten resultieren. Tatsächlich liegt

ein Großteil der Bildungstemperaturen bei angenommen negativer Isotopenzusammensetzung des Meerwassers deutlich unter 20 °C, bei  $\delta^{18}\text{O}_w$  (SMOW) = 0 weisen immerhin noch 25% der analysierten Proben auf relativ kalte Entstehungsbedingungen der Karbonate hin (vgl. Abb. 14a). Unter Voraussetzung eines generell hohen Meeresspiegels und fehlender Polvereisung während des Oberjuras mit einem ausgeglichenen, warmen Klima und nur geringen Temperaturgradienten zwischen den niederen und höheren Breiten (HALLAM 1985; LEINFELDER 1993a), erweisen sich somit ausgerechnet die Bildungstemperaturen als unglaublich gering, welche die isotopische Meerwasserzusammensetzung während eisfreier Zeitabschnitte berücksichtigen. Darüber hinaus zeigt die Temperaturentwicklung, auch ohne die diagenetisch veränderten Werte, ein relativ heterogenes Muster mit beträchtlichen Schwankungen in den höheren Profilabschnitten sowohl von Montelo als auch von Fátima. Sie bewegen sich innerhalb eines Temperaturintervalls von ~ 10 °C und zeigen keine generelle Tendenz zu höheren oder tieferen Werten im Verlauf des Oxfordiums (Abb. 14c). Das Lusitanische Becken nahm in dieser Zeit jedoch eine Position um 20° nördlicher Breite im Bereich der äußeren Tropen ein (YIN et al. 1995), so daß, unter der Annahme eines ausgeprägten Treibhausklimas, nicht nur davon ausgegangen werden darf, daß die Karbonate des portugiesischen Oberjuras unter Warmwasserbedingungen entstanden, sondern daß auch starke Variationen der Temperatur im tropischen Oberflächenwasser weitgehend auszuschließen sind. Obwohl im rezenten Flachwasser der Bahama-Plattform die Wintertemperaturen kurzfristig unter 20 °C fallen können (TUCKER & WRIGHT 1990), sind die vorliegenden Werte skeptisch zu bewerten, da diese mit Sicherheit keine saisonalen Klimaabkühlungen reflektieren.

Entgegen der allgemeinen Vorstellung eines ausgeglichenen Treibhausklimas während des Oberjuras (vgl. FISCHER 1981; HALLAM 1985) mit Korallenriffen in den höheren Breiten (Argentinien) (LEINFELDER 1994a, 2001; LEINFELDER et al. 2002), setzt sich vor allem bei Isotopenforschern zunehmend die Meinung einer kühlen Klimaphase von Mittel-Jura bis Unter-Kreide durch (HUDSON & ANDERSON 1989; FRAKES et al. 1992; JAMES 1997). Sie stützen sich dabei neben Isotopendaten auf glazigene Hinweise (Dropstones) und Glendonite in höheren Breiten. Sollten die im Rahmen dieser Arbeit ermittelten Paläotemperaturen diese Annahme unterstützen, indem mit Hilfe beschleunigter Ozeanströmung während Kaltphasen kühle Tiefenwässer oder insgesamt kühlere Klimaverhältnisse die Karbonatsedimentation im Lusitanischen Becken beeinflussen? So zeigen an rezenten Kaltwasserkarbonaten des süd-australischen Schelfs ermittelte Wassertemperaturen auffällige Übereinstimmungen mit einem Großteil der Werte aus dem Arbeitsgebiet um Montelo und Fátima (vgl. RAHIMPOUR-BONAB et al. 1997). Dagegen sprechen allerdings die aus den mikrofaziellen Untersuchungen gewonnenen Erkenntnisse. Zwar treten in der Serra dos Candeeiros und in der Umrahmung der Serra de Aire (Profile Montelo & Fátima) nur untergeordnet koralligene Karbonate auf, wohingegen vordergründig heterotrophe Organismen (benthische Foraminiferen, Bivalven, Echinodermen, Ostrakoden, Gastropoden) die Faunenzusammensetzung dominieren, welche als „Foramol-Assoziation“ (LEES & BULLER 1972) oder besser „Heterozoische Assoziation“ (JAMES 1997) aus temperierten Karbonaten bekannt ist. Doch mächtige Biomikrit-Serien, für deren Aufbau die Akkumulation von photoautotrophen Grünalgenresten verantwortlich war, deuten auf konstant durchlichtete Warmwasserbedingungen hin (vgl. Kap. 3.1.6). Auch sind die ausgesprochen hohen Kalkschlammanteile in den Sedimentabfolgen des Untersuchungsgebiets für eine Dominanz von matrixgestützten Gesteinsgefügen verantwortlich. Nach JAMES (1997) werden gerade tropische Provinzen von mikritreichen Plattformkarbonaten bestimmt, welche unter dem Einfluß von warmen Bodenwässern entstehen. Somit dürfte im vorliegenden Fall die Einflußnahme geringer Wassertemperaturen auf die Karbonatgenese und Faunenzusammensetzung ausgeschlossen werden.



Aus der Diskussion sind erhebliche Unsicherheiten bei Paläotemperaturbestimmungen des portugiesischen Oxfordium trotz überwiegend verlässlicher Isotopendaten ersichtlich. Dabei erweist sich in erster Linie die Abschätzung des  $\delta^{18}\text{O}_w$  (SMOW) für das Meerwasser während des Oxfordiums als schwierig. Letztendlich lassen sich Unstimmigkeiten bei der Ermittlung der Wassertemperaturen möglicherweise auf die Herkunft der untersuchten Austernklappen aus flachmarinen Rampenkarbonaten eines räumlich relativ begrenzten Lusitanischen Beckens zurückführen. Im Gegensatz zum offenen Ozean zeichnete sich dieser randliche Sedimentationsraum durch potentiell höhere Verdunstungsraten und Süßwassereinflüsse aus, welche für eine größere Variabilität der Isotopenzusammensetzung des Wassers sorgten (vgl. HUDSON & ANDERSON 1989). Auch sollte eine zumindest saisonale Vergletscherung höherer Breiten in Betracht gezogen werden, welche zwar keinen Einfluß auf die Temperaturverhältnisse in den niederen Breiten hatte, die jedoch ein uneinheitliches Sauerstoffisotopenverhältnis in den Ozeanen des Mesozoikums bewirken konnte. Unter dem Einfluß der genannten Umweltfaktoren ist es daher nicht auszuschließen, daß die Meßdaten weniger Temperaturschwankungen als vielmehr eine temperaturunabhängige Änderung der isotopischen Meerwasserzusammensetzung reflektieren.

### 6.3 $\delta^{13}\text{C}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ , Z-Werte

Die Isotopenwerte des Kohlenstoffs sind durchweg positiv, liegen zwischen 0,28 und 3,88  $\delta^{13}\text{C}$  PDB und zeigen eine durchschnittliche Standardabweichung von 0,02 ‰. In der Darstellung aus Abb. 15 läßt sich unschwer eine Gliederung des  $\delta^{13}\text{C}$  in zwei Großgruppen erkennen. Die Gruppe mit einem niederen  $\delta^{13}\text{C}$  setzt sich aus Probenmaterial der Profilabfolge von Fátima zusammen, wohingegen die höheren Kohlenstoffverhältnisse am Probenmaterial von Montelo gemessen wurden. Die geringe Überlappung beider Großgruppen bei  $\delta^{13}\text{C} = \sim 3,0$  ‰ wird durch relativ hohe Werte von zwei Austernklappen aus dem unteren Profilabschnitt von Fátima verursacht. Sie vermitteln zwischen dem generell hohen  $\delta^{13}\text{C}$  der stratigraphisch tieferen Abfolge von Montelo und den niederen Werten des sich anschließenden Profils von Fátima. Hinsichtlich des  $\delta^{13}\text{C}$  liegt insgesamt eine relativ geringe Streuung der Werte vor. Ein gemessener Wert bei 0,28  $\delta^{13}\text{C}$  weicht mit seinem relativ leichten Kohlenstoffverhältnis allerdings erheblich von den übrigen Meßdaten ab. Das Kohlenstoffisotopen-Verhältnis in Montelo weist mit einem  $\delta^{13}\text{C}$  von 2,3 bis 3,88 ‰ eine wesentlich geringere Variabilität auf als die Werte aus Fátima (0,28 - 2,95  $\delta^{13}\text{C}$ ). Aus der Darstellung ist weiter ersichtlich, daß das Sauerstoffverhältnis einer Probe (F-675.1) mit -5,62  $\delta^{18}\text{O}$  weit außerhalb beider Großgruppen liegt, was höchstwahrscheinlich, wie bereits ausgeführt, auf diagenetische Prozesse zurückzuführen ist (s. Kap. 6.2). Demgegenüber stellt das  $\delta^{13}\text{C}$  dieser Probe mit 2,67 ‰ einen realistischen Wert dar, womit sich Kohlenstoff gegenüber diagenetischen Veränderungen als wesentlich stabiler erweist als Sauerstoff. Durch die Oxidation von hydrothermal austretendem Methan („cold seeps“) können Karbonate extrem niedrige  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von -30 ‰ bis -40 ‰ (HUDSON 1977) und zum Teil bis -45 ‰ (CAMPBELL 1992) aufweisen. Der niedrigste hier an Austernklappen gemessene Wert liegt bei 0,28  $\delta^{13}\text{C}$ , womit eine Beeinflussung der Karbonate durch Methan während ihrer Bildung ausgeschlossen werden kann.

Die Isotopenwerte der oxfordischen Austernklappen werden mit den aus oberjurassischen Bivalven des Lusitanischen Beckens gewonnenen Daten (YIN et al. 1995), mit den Werten rezenter mariner und brackischer Muscheln (MOOK 1971; ROMANEK & GROSSMAN 1989) und mit vollmarinen sowie brackischen Pelecypoden des Paläogens aus dem Hampshire Becken (YOUNG 1992) verglichen. Zur Übersicht sind in der Darstellung von Abb. 15 zusätzlich zu meinen Analysewerten die Meßfelder dargestellt, welche durch die Isotopendaten der genannten Bearbeiter definiert werden. Es fällt dabei auf, daß bei ähnlichen Sauerstoffwerten, die von MOOK (1971) für rezente

brackische bis marine Muscheln gemessenen Kohlenstoffverhältnisse wesentlich leichter tendieren als das gemessene  $\delta^{13}\text{C}$  der untersuchten portugiesischen Austern. Lediglich eine Probe aus dem Topbereich in Fátima kommt im MOOK'schen Feld zu liegen. Eine größere Übereinstimmung läßt sich mit den Meßdaten rezenter Bivalven (*Tridacna maxima*) von ROMANEK & GROSSMAN (1989) feststellen. Deren Werte weisen allerdings eine sehr geringe Streuung auf, so daß sich ein Großteil meiner Meßergebnisse außerhalb des  $\delta^{18}\text{O}/\delta^{13}\text{C}$ -Bereichs von *Tridacna maxima* befindet. In diesem Feld sind ausschließlich Werte positioniert, die am Schalenmaterial aus der Profilabfolge von Fátima gemessen wurden. Im Gegensatz zu ROMANEK & GROSSMAN (1989) sind aufgrund der Vielfalt an untersuchten Pelecypoden-Arten die Isotopendaten von YIN et al. (1995) ausgesprochen heterogen und beschreiben ein weites Meßfeld. Bei einem Teil des Probenmaterials, sowohl von Montelo, als auch von Fátima plotten die Meßwerte innerhalb des rechten oberen Quadranten dieses Feldes. Sie zeigen dadurch vor allem mit den oberjurassischen Bivalven des westlichen Lusitanischen Beckens Übereinstimmungen, die sich durch ein hohes  $\delta^{18}\text{O}$  und hohes  $\delta^{13}\text{C}$  auszeichnen (z.B. *Trichites* sp., *Praeexogyra* sp.). Aber auch hier befindet sich ein nicht unerheblicher Probenanteil mit noch höheren Isotopenverhältnissen außerhalb dieses Rechtecks.

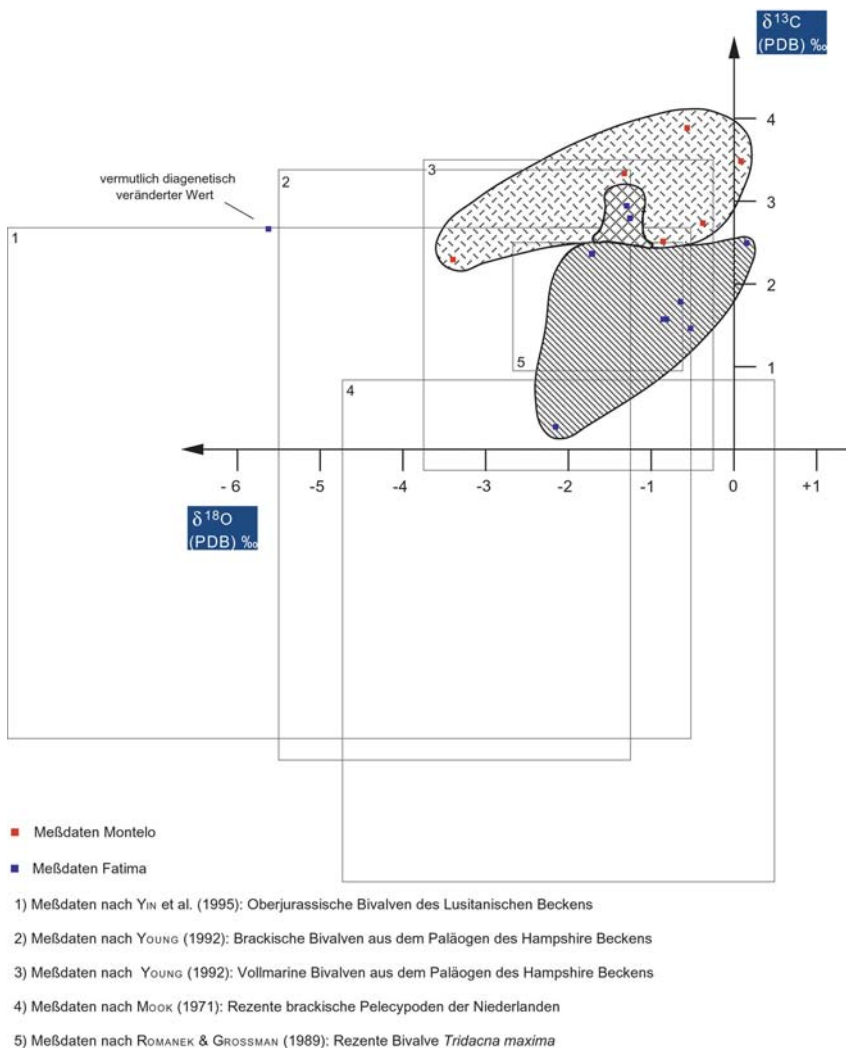


Abb. 15: Stabile Kohlen- und Sauerstoff-Isotopen von Austern. Die Messwerte von Montelo zeigen ein durchschnittlich höheres  $\delta^{13}\text{C}$  als das Probenmaterial aus der Profilabfolge von Fátima. Die Bearbeiter der Meßfelder 1 - 4 sind unterhalb der Darstellung angegeben. Die Werte finden sich im Anhang in Abb. 41.

Die größte Übereinstimmung meiner Sauer- und Kohlenstoffwerte besteht mit den Meßdaten für vollmarine Bivalven des Paläogens von YOUNG (1992). Ein weiteres, durch stärker negative  $^{13}\text{C}$ - und  $^{18}\text{O}$ -Werte bestimmtes

Feld, welches sich nach den Daten von YOUNG (1992) für Pelecypoden des Brackwassers ergibt, ist hingegen nur unzureichend mit den ermittelten Austernwerten in Deckung zu bringen. Zum Teil treten hierdurch Widersprüche zu faziesanalytischen Ergebnissen auf. So liegt die durch Charophyten sowie *Koskinobullina socialis* dominierte Probe (F-737, MF-Typ 4a/7c) innerhalb des vollmarinen und außerhalb des brackischen Feldes von YOUNG (1992), deutet jedoch anhand der Fossilzusammensetzung zumindest auf leicht hyposaline Verhältnisse hin.

Unter der Berücksichtigung des  $\delta^{13}\text{C}$  und  $\delta^{18}\text{O}$  entwickelten KEITH & WEBER (1964) eine empirische Gleichung, um fossile Ablagerungsräume gegeneinander abzugrenzen:

$$Z = 2,048 (\delta^{13}\text{C} + 50) + 0,498 (\delta^{18}\text{O} + 50).$$

Marine Lebensräume werden dabei durch einen Z-Wert von  $> 120$ , nicht-marine Bereiche durch einen Z-Wert von  $< 120$  repräsentiert. YIN (1991) erweiterte die Interpretation auf ein brackisches Milieu für Werte zwischen 117 und 122. Da das ohnehin diagenetisch leicht zu verändernde  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnis mit zunehmendem Gesteinsalter stärker beeinflusst wird, eignen sich Berechnungen nach dieser Gleichung lediglich für posttriassische Karbonate. Die nur grobe Gliederungsmöglichkeit zwischen zwei beziehungsweise drei Ablagerungsräumen schränkt die Aussagekraft dieser Methode erheblich ein, da mit Hilfe mikrofazieller Analysen wesentlich genauere Angaben über einen bestimmten Lebens- und Ablagerungsbereich gemacht werden können.

Die aus dem Probenmaterial ermittelten Z-Werte liegen zwischen 126,8 und 134,9, also ausschließlich jenseits des Grenzwertes von 120 beziehungsweise 122. Somit zeigen sie nach dieser Methode eine Bildung des  $\text{CaCO}_3$  in einem vollmarinen Sedimentationsraum an. Dies würde wiederum dem Bild entsprechen, das durch die weitgehende Übereinstimmung der Isotopenwerte aus dem portugiesischen Oxfordium mit denen aus dem vollmarinen Bereich des Paläogens aus England gewonnen wurde (s.o.). Die Z-Werte aus dem Material der Profilabfolge von Montelo sind dabei mit durchschnittlich 133 etwas höher als die aus Fátima (130,7).

#### 6.4 $\delta^{13}\text{C}$ und Ermittlung der Paläosalinität

Nach einem durch YIN (1991) und YIN et al. (1995) modifizierten Ansatz von MOOK (1971) und DODD & STANTON (1975, 1990) ermöglichen vor allem Kohlenstoffverhältnisse in Pelecypodenklappen Bestimmungen von Salinitätswerten.

MOOK (1971) erkannte an rezenten Muscheln der Niederlande einen linearen Zusammenhang zwischen  $\delta^{13}\text{C}$  und  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten und leitete daraus die Salinität unterschiedlicher Ablagerungsräume ab. Unabhängig davon verfolgten DODD & STANTON (1975) einen ähnlichen Ansatz an pliozänen Fossilien aus Kalifornien. Da vor allem an fossilem Material die Sauerstoffwerte starken Veränderungen unterworfen sein können, modifizierten YIN (1991) und YIN et al (1995) diese Methode, indem hauptsächlich das  $\delta^{13}\text{C}$  zur Bestimmung von Paläosalinitäten herangezogen wird. Das Prinzip besteht darin, daß Kohlenstoffdaten gegen Salinitätswerte aufgetragen werden. Ein zuvor festgelegtes  $\delta^{13}\text{C}$  definiert die Grenze zum Süßwasser, während die Muschel mit dem höchsten Kohlenstoffverhältnis vollmarine Bedingungen bei 35 ‰ widerspiegelt. Die Salinitätsansprüche der Bivalven mit Meßdaten zwischen beiden Extremwerten, werden anschließend durch Interpolation ermittelt (Abb. 16a).

Gemäß YIN (1991) müssen bei der Anwendung dieser Methode allerdings vier Voraussetzungen für das jurassische Probenmaterial erfüllt sein:

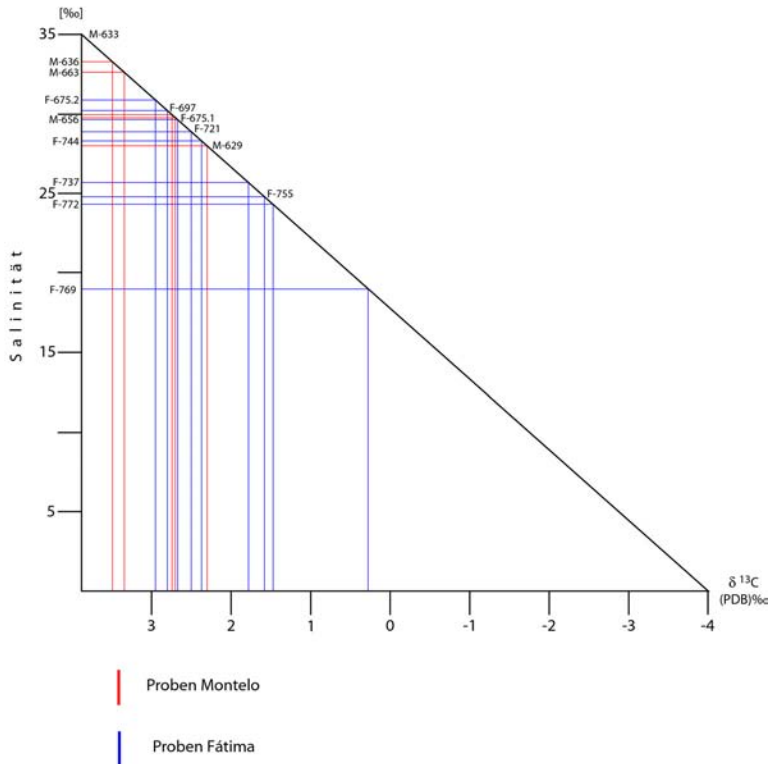


Abb. 16a: Interpolationsdreieck zur Ermittlung der Paläosalinität. Es ist der Salinitätsgehalt [%o] gegen die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte aufgetragen.

Verschiedene Bearbeiter nehmen je nach Fallbeispiel unterschiedliche  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte an, die die Grenze zum Süßwasserbereich markieren. So beträgt dieser Wert bei DODD & STANTON (1975)  $< -3,80$  ‰, bei KEITH & WEBER (1964), YIN (1991) sowie YIN et al. (1995)  $< -4$  ‰. Analog hierzu definiere ich den Grenzwert ebenfalls bei  $-4$   $\delta^{13}\text{C}$ , da wesentlich schwerere Kohlenstoffwerte aus Hartteilen von Süßwasserorganismen nicht bekannt sind (YIN et al. 1995). Ein  $\delta^{13}\text{C} = 3,88$ , das an einer Austernschale aus dem Profil von Montelo (Probe M-633) gemessen wurde stellt den höchsten Wert dar und wird infolgedessen als das vollmarine Endglied angesehen (WERNER pers. Mitteilg.). Wie aus der mikrofaziellen Analyse ersichtlich bestätigen entsprechende Begleitorganismen (Echinodermen, *Trichites*, Korallenreste) diese Annahme (s. Kap. 3.1.6).

Aus der Darstellung von Abb. 16a können graphisch Salinitätswerte zwischen 19,04 ‰ und 35 ‰ durch Interpolation ermittelt werden. Es wird ein Salinitätsbereich abgedeckt, welcher sowohl das Brachyhalinikum (18 - 30‰) als auch das Euhalinikum (30 - 35 ‰) umfaßt. Dabei untergliedere ich das Brachyhalinikum in nachfolgende Bereiche:

- unteres Brachyhalinikum: Salinität von 18 bis 22 ‰,
- mittleres Brachyhalinikum: Salinität von 22 bis 26 ‰,
- oberes Brachyhalinikum: Salinität von 26 bis 30 ‰.

- Seit dem Jura besitzt das Meer stabile Salinitätswerte von 35 ‰, wobei ein Salzgehalt von 30-40 ‰ als normalmarin (euhalin) angesehen wird.
- Keine Polvereisungen und daher ein ausgeglichenes, warmes Klima sowie nur geringe Temperaturgradienten im Jurameer zwischen den niederen und höheren Breiten.
- Inter- und Intraspezifische Variationen der Isotopenzusammensetzung in Muschelschalen, die durch unterschiedliche Wachstumsraten und durch saisonales Wachstum hervorgerufen werden, bleiben zugunsten von durchschnittlichen Isotopenwerten der gesamten Schale unberücksichtigt.
- Die isotopische Zusammensetzung des Jurameeres entspricht der des rezenten Ozeanwassers und Organismen scheiden Karbonate im isotopischen Gleichgewicht mit dem Meerwasser aus.

Probe	$\delta^{13}\text{C}$ [‰]	Ermittelte Salinität [‰]
		Methode nach YIN et al. (1995)
M 614	2,74	29,97
M 629	2,30	28,0
M 633	3,88	35,0
M 636	3,49	33,29
M 656	2,52	28,98
M 663	3,34	32,62
F 675.1	2,67	29,66
F 675.2	2,95	30,9
F 697	2,80	30,23
F 721	2,50	28,9
F 737	1,78	25,69
F 744	2,37	28,34
F 755	1,58	24,81
F 755	1,58	24,81
F 769	0,28	19,04
F 772	1,47	24,31

Abb. 16b: Ermittelte Salinitätswerte auf der Grundlage des  $\delta^{13}\text{C}$  und nach der Interpolationsmethode von YIN et al. (1995).

Ein Großteil der Salinitätswerte konzentriert sich auf das obere Brachyhalinikum im Übergang zum Euhalinikum (Abb. 16b, 17). Danach stellen zum Beispiel koralligene Sedimentite (MF-Typ 9b) und Oolithe (MF-Typ 7a), wie erwartet und bereits aus faziesanalytischen Untersuchungen ermittelt, euhaline Ablagerungen dar (vgl. Kap. 3.1.7, 3.1.9). Eine ermittelte Salinität von  $\sim 19$  ‰ weicht demgegenüber deutlich von den anderen Werten ab, so daß möglicherweise auf einen Vitaleffekt der untersuchten Auster geschlossen werden kann. Mit 28 - 35 ‰ wurden die Karbonate aus der Profilabfolge von Montelo generell bei höheren und stärker schwankenden Salzgehalten im Meerwasser gebildet als die Fazieseinheiten von Fátima (19 - 30,9 ‰). Des weiteren ist aus der Darstellung in Abb. 17 eine grundsätzliche Abnahme der durchschnittlichen Salinitätswerte im Verlauf des Oxfordiums ersichtlich. Sie läßt sich mit den aus den mikrofaziellen Untersuchungen gewonnenen Ergebnissen korrelieren, wonach die höheren Profilabschnitte von Fátima mehrfach durch brackisch-randmarine Ablagerungen einer eingeschränkten Lagune mit Charophyten und Alveosepten unterteilt werden (vgl. Kap. 3.2) und eine limnisch beeinflusste proximale Lage des Sedimentationsraums anzeigen. Allerdings weist ein Teil des Probenmaterials aus den als vollmarin interpretierten Ablagerungen zwischen den Brackwasser-Einschaltungen Kohlenstoffverhältnisse auf, welche ebenfalls auf brachyhaline Verhältnisse hindeuten (z.B. Probe F 755, F-769). Möglicherweise läßt sich aus diesem Widerspruch eine gegenüber leicht hyposalinen Verhältnissen tolerante Fauna und Flora ableiten, welche zwar bevorzugt im vollmarinen Milieu auftritt, jedoch teilweise bis in das Brachyhalinikum vordringen kann. Unter Zugrundelegung des Faziesprinzips nach WALTHER (1892/93) darf schließlich davon ausgegangen werden, daß offen-lagunäre Habitate durch benachbarte, brackisch-randmarine Faziesräume zumindest schwach beeinflusst werden, was sich jedoch nicht deutlich in mikrofaziellen Hinweisen widerspiegelt. Offensichtlich beweisen somit Kohlenstoffwerte gegenüber mikrofaziellen Analysen eine höhere Auflösung bei der Abschätzung der Paläosalinität und tragen hierdurch zu einer Verfeinerung palökologischer Aussagen bei. Obwohl Widersprüche bestehen bleiben, indem die vorliegenden Isotopenergebnisse im Vergleich mit anderen Muschelfaunen und bei der Ermittlung von Z-Werte auf

einen vollmarinen Lebensraum hindeuten (vgl. Kap. 6.3), erscheint die Interpolationsmethode nach YIN et al. (1995) aufgrund einer positiven Korrelation zwischen mikrofaziell-palökologischen Resultaten und Kohlenstoffwerten als eine adäquate Methode zur Abschätzung der Paläosalinität.

### 6.5 $\delta^{13}\text{C}$ , Produktivität und Meeresspiegel

Bei der Darstellung in Abb. 17 ist die chronologische Entwicklung der Kohlenstoffwerte angegeben, wobei angenommen wird, daß das Profil Fátima unmittelbar an die Abfolge von Montelo II und III anschließt. Der Verlauf der  $\delta^{13}\text{C}$ -Kurve zeigt ein durchgehend hohes Kohlenstoffverhältnis in den untersuchten oxfordischen Einheiten. Die generell höheren Werte aus der Folge von Montelo (vgl. Kap. 6.3) beschreiben zunächst eine geringe Abnahme, um im zentralen Profilabschnitt abrupt von 2,3 auf ~ 3,9 ‰ zuzunehmen. Dieser Exkurs des  $\delta^{13}\text{C}$  ist hierbei das wesentliche Merkmal der vorliegenden Isotopenkurve. Der sich daran anschließende Rückgang leitet zu den durchschnittlich leichteren Kohlenstoffverhältnissen im Profil Fátima über, die zunächst schwach, zum Ende hin etwas stärker abnehmen.

Vergleichbare Entwicklungen im Verlauf der  $\delta^{13}\text{C}$ -Kurve mit deutlichen Peaks während des Oxfordiums sind weitverbreitet. (vgl. JENKYN 1996). So berichten WEISSERT & MOHR (1996) von einem  $\delta^{13}\text{C}$ -Anstieg um 1 ‰ auf

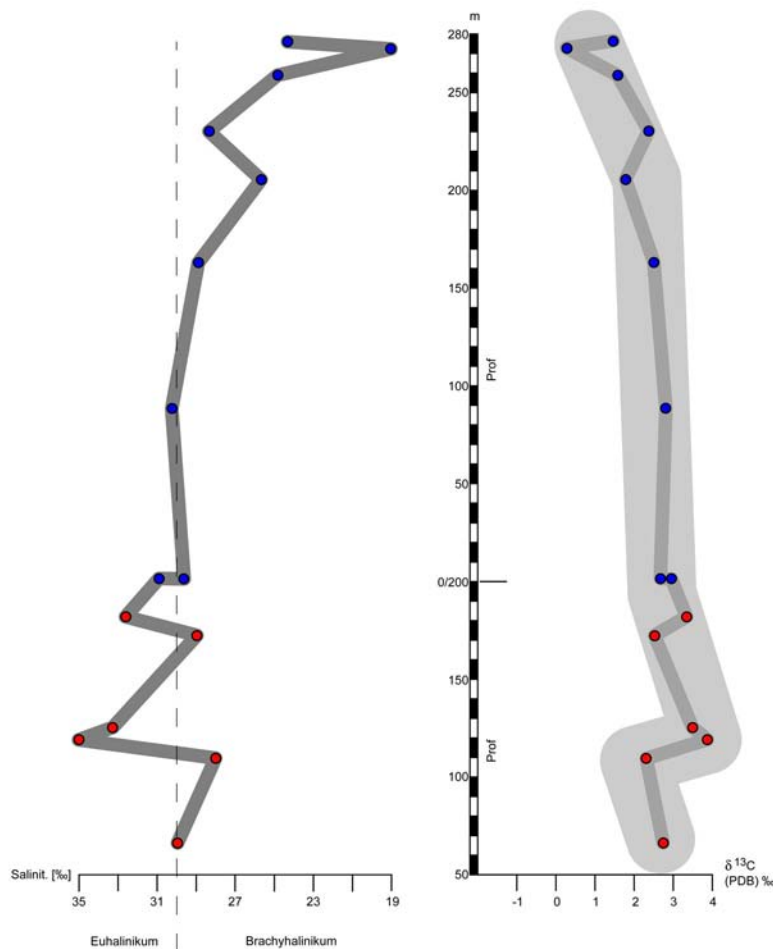


Abb. 17: Stratigraphische Entwicklung des  $\delta^{13}\text{C}$  im Oxfordium von Montelo/Fátima. Beachte die abrupte Zunahme des  $\delta^{13}\text{C}$  im unteren Kurvenabschnitt. Daneben ist die korrelierte Paläosalinität mit durchschnittlicher Abnahme der Salinitätswerte dargestellt. Die gestrichelte Linie markiert den Übergang vom Brachy- zum Euhalinikum.

2,9 - 3,1 ‰ innerhalb von Mergeln und Knollenkalken der basalen Schilt-Formation (*transversarium*) aus den helvetischen Decken der Schweiz. In den oberen Liesbergsschichten (*transversarium*) des Schweizer Jura steigt das Kohlenstoffverhältnis um 2 ‰ auf maximal 3,5 ‰ (BILL et al. 1995). GRUSZCYŃSKI et al. (1990b) analysierten aragonitisch überlieferte Korallen aus dem Mittel-Oxfordium von Polen. Ihre Daten erreichen ein  $\delta^{13}\text{C}$  zwischen 2,5 und 3,5 ‰. Auch am Tethys-Südrand belegen pelagische Schwellenkarbonate in Ammonitico Rosso-Fazies eine positive Verschiebung des  $\delta^{13}\text{C}$  auf maximal 3,7 ‰ innerhalb der *transversarium*-Zone (JENKYN 1996). Des Weiteren ermittelte GRUSZCYŃSKI (1998) an jurassischem Probenmaterial von Europa, Australien und der Karibik einen ausgesprochen starken Anstieg der Kohlenstoffwerte auf bis zu 4,5 ‰ während des Mittel-Oxfordiums. Nicht zuletzt schwankt das  $\delta^{13}\text{C}$  um Extremwerte zwischen +3 und +6 ‰ in den bituminösen Basislaminiten (teilweise *transversarium*) der Smackover-Formation im Golf von Mexiko (HEYDARI & WADE 1993). Zahlreiche weitere Beispiele für mitteloxfordische  $\delta^{13}\text{C}$ -Maxima finden sich in JENKYN (1996). Die starke Zunahme des  $\delta^{13}\text{C}$  wird als Folge eines eustatischen Flutungsereignisses während des Mitteloxfordiums (*transversarium/glosense*-Biozone) interpretiert (WEISSERT & MOHR 1996; JENKYN 1996; vgl. HALLAM 1988). Infolge des steigenden Meeresspiegels nahm das Schelfmeervolumen zu, wobei die vergrößerte Wasserfläche zur Klimanivellierung und zu einer Intensivierung des atmosphärischen Wasserkreislaufs (Evaporation-Niederschlag) führte. Zunehmende Humidität und beschleunigte chemische Hinterlandverwitterung hatten daraufhin einen erhöhten Nährstoffeintrag (Nitrate und Phosphate) in Randmeerbereichen zur Folge. Dieser war für eine Verstärkung der organischen Produktion und an einer daran gekoppelten Verstärkung der Versenkungsrate von  $C_{\text{org}}$  verantwortlich (aktivierte  $C_{\text{org}}$ -Pumpe). Da Schwankungen des  $^{13}\text{C}$  Variationen im Verhältnis von sedimentärem  $C_{\text{org}}/C_{\text{carb}}$  widerspiegeln, führt schließlich die verstärkte Versenkung von organischem Material (relativ zur Karbonatkohlenstoff-Versenkung) zu einem Anstieg des  $\delta^{13}\text{C}$  in Karbonaten (HOEFS 1997).

Auch in der vorliegenden Isotopenkurve ist der starke  $\delta^{13}\text{C}$ -Anstieg auf eine hohe organische Produktion und/oder hohe Versenkungsraten an  $C_{\text{org}}$  zurückzuführen. Einen Hinweis darauf könnten die Cabaços-Schichten aus den zentralen Bereichen des Lusitanischen Beckens liefern. Es handelt sich dabei um dunkle, nahezu schwarze Mikrite mit einem hohen Bitumengehalt. Diese Karbonate sind das CH-Muttergestein in Portugal und wurden während des Mitteloxfordiums abgelagert (vgl. Kap 9). WILSON (1979) führte ihre Bildung weniger auf euxinische Verhältnisse als vielmehr auf einen primär hohen Anteil an organischer Substanz zurück (Eutrophierung?). Der Entzug an  $C_{\text{org}}$  aus dem marinen Kohlenstoff-Reservoir führte schließlich zu einer Anreicherung an  $^{13}\text{C}$  im randlich-marinen Oberflächenwasser wie die rasche Zunahme der Isotopenwerte in der Abfolge von Montelo II/III belegen. Zeitlich wird der  $\delta^{13}\text{C}$ -Peak bei ~ 3,9 ‰ durch das Auftreten von *Heteroporella lusitanica* im Liegenden davon abgesichert, welche parastratigraphischen Leitwert für das portugiesische Mittel-Oxfordium besitzt (vgl. RAMALHO 1981; BASSOULLET et al. 1979). Darüber hinaus zeigten die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten stratigraphischen Untersuchungen, daß das  $\delta^{13}\text{C}$ -Maximum in der Nähe von koralligen Gerüstkarbonaten gemessen wurde. Diese Horizonte markieren innerhalb der Ablagerungssysteme maximale Flutungsphasen und korrelieren mit kondensierten Folgen aus Meeresspiegelkarten (PONSOT & VAIL 1991a,b; RIOULT et al. 1991; HARDENBOL et al. 1998). Die in diesen Karten dargestellten und zumindest europaweiten Transgressionsmaxima untermauern den Zusammenhang von Meeresspiegelanstieg und  $\delta^{13}\text{C}$ -Anstieg im Gebiet von Montelo/Fátima. Es bleibt hierbei anzumerken, daß die gemessenen  $\delta^{13}\text{C}$ -Höchstwerte und die damit korrelierten Flutungsereignisse in der "Vail-Kurve" zeitlich nicht mit den Transgressionen übereinstimmen, die zu Beginn dieses Kapitels aufgeführt wurden. Diese gehören zu einer Sequenz mit einem Transgressionsmaximum in der *transversarium*-Zone (z.B. HARDENBOL et al. 1998). Es handelt sich hier vielmehr um ein Flutungsereignis mit Maximum an der Wende

*plicatilis/transversarium*-Zone (vgl. Kap. 9). Trotzdem zeichnet sich somit eine relativ deutliche zeitliche Übereinstimmung zwischen eustatischem Meeresspiegelanstieg, positivem  $\delta^{13}\text{C}$ -Exkurs der untersuchten Karbonateinheit und dem Ablagerungszeitraum zumindest der oberen Cabaços-Schichten ab (s.o.). Das  $\delta^{13}\text{C}$ -Maximum tritt bei einem raschen Meeresspiegelanstieg in Flachwasserkarbonaten zumeist zeitverzögert auf („lag time“) und ist erst bei vollständiger Plattformflutung festzustellen (GRÖTSCH et al. 1998). Dies erklärt, weshalb das  $\delta^{13}\text{C}$ -Maximum erst innerhalb der mikritischen Serie an der Wende *plicatilis/transversarium*-Zone auftritt (Abb. 19), wohingegen die transgressiven oberen Cabaços-Schichten auf die *plicatilis*-Zone datieren (vgl. ATROPS & MARQUES 1988; Kap. 9).

Eine abrupte  $\delta^{13}\text{C}$ -Zunahme, wie sie in Ablagerungen des Mittel-Oxfordiums auftritt, ist in den Abfolgen des Kimmeridgiums und Tithoniums trotz hoher Versenkungsraten an  $\text{C}_{\text{org}}$  (z.B. Kimmeridge Clay) nicht festzustellen. WEISSERT & MOHR (1996) folgern daraus Krisen in der Plattformentwicklung während des Oxfordiums sowie eine zunehmende Effektivität der Karbonatpumpe im Verlauf des höheren Oberjuras durch die Ausdehnung von Karbonatplattformen. Hohe Versenkungsraten an  $\text{C}_{\text{org}}$  werden dabei durch eine hohe Versenkung an  $\text{C}_{\text{carb}}$  in Plattformkarbonaten kompensiert. Dies äußert sich in ausgesprochen geringen Amplituden der  $\delta^{13}\text{C}$ -Kurve. Für GRÖTSCH et al. (1998) ist hingegen nur die Rate des Meeresspiegelanstiegs für positive  $\delta^{13}\text{C}$ -Änderungen ausschlaggebend, was die Autoren an unterkretazischen Plattformkarbonaten in Griechenland beweisen. Hiernach machen sich positive  $\delta^{13}\text{C}$ -Verschiebungen lediglich bei raschen Transgressionen bemerkbar. Meines Erachtens lassen sich beide Annahmen nicht voneinander trennen, da bevorzugt rasche Transgressionen zu einer Ausweitung von Sauerstoffmangelzonen infolge nachlassender ozeanischer Wasserumwälzung (z.B. LEINFELDER et al. 1994) und zusätzlicher Eutrophierung des Flachmeerbereichs aufgrund intensivierter organischer Produktion führen. Krisen in der Plattformentwicklung sind unter diesen Bedingungen oft zu beobachten, indem hochproduktive und hochdiverse Riffassoziationen nicht existenzfähig waren und zum Teil von reinen Mikrobolithen vertreten wurden. Die Isotopenkurve aus der Profilabfolge im Raum Montelo und Fátima deutet möglicherweise ebenfalls auf Plattformkrisen während des Mittel-Oxfordiums (*plicatilis-/transversarium*-Biozone) hin. Extreme Verhältnisse verhinderten sogar das Mikrobolith-Wachstum im Beckenzentrum. Erst in der Abfolge von Fátima pendeln sich die Kohlenstoffwerte auf konstant hohe Werte ohne ausgeprägte Amplitude der  $\delta^{13}\text{C}$ -Kurve ein. Sie zeigen daß im Oberoxfordium die Voraussetzungen für die Bildung mächtiger Karbonatplattformen geschaffen wurden, welche hohen Versenkungsraten an  $\text{C}_{\text{org}}$  mit einer verstärkten Versenkung an  $\text{C}_{\text{carb}}$  entgegenwirkten. Dies bestätigt auch der tethysweite Höhepunkt der Riffentwicklung im Oberoxfordium (LEINFELDER 2001). Die kontinuierliche Abnahme des  $\delta^{13}\text{C}$  ist möglicherweise auf eine zunehmende Aridität im Laufe des Oxfordiums zurückzuführen (vgl. WRIGHT & WILSON 1987), welche eine Abnahme der organischen Produktivität sowie eine verringerte Nährstoffzufuhr bewirkte und das Plattformwachstum begünstigte.

## 6.6 Zusammenfassende Ergebnisse der Isotopenuntersuchungen

Als Ergebnis der Isotopenmessungen kann man folgendes festhalten:

1. Die Isotopenwerte lassen sich anhand des Kohlenstoffverhältnisses in zwei Großgruppen gliedern, von denen diejenige mit den höheren Werten der Abfolge von Montelo entstammt. Die Gruppe mit dem generell geringeren  $\delta^{13}\text{C}$  können dem Profil von Fátima zugeordnet werden (Abb. 15)
2. Die aus dem  $\delta^{18}\text{O}$  errechneten Einzeltemperaturen erweisen sich in einem ausgeglichenen warm-humiden Klima während des Oberjuras als unrealistisch gering (Abb. 14a). Auch Temperaturschwankungen von  $\sim 10\text{ }^{\circ}\text{C}$  dürften im Oberjura, vor allem im Bereich der äußeren Tropen, kaum verwirklicht gewesen sein.



3. Die Karbonatgenese unter Kühl-/Kaltwasser-Bedingungen kann ausgeschlossen werden.
4. Die Meßdaten reflektieren temperaturunabhängige Schwankungen der oxfordischen Meerwasserzusammensetzung, welche im relativ isolierten Lusitanischen Becken vor allem durch Evaporation und Süßwasserzufluß gesteuert wurden.
5. Eine Beeinflussung der Karbonate durch Methanaustritte kann mit Sicherheit ausgeschlossen werden.
6. Hinsichtlich der Bewertung der Paläosalinität bleiben Widersprüche bestehen. Einerseits entsprechen die Isotopenwerte weitgehend den Meßdaten von vollmarinen Bivalven des Paläogens aus England (YOUNG 1992), obwohl einige Karbonatproben sicher unter herabgesetzten Salzgehalten gebildet wurden (Abb. 15). Zusätzlich weisen Z-Werte ausschließlich Beträge über 120 auf und deuten damit ebenfalls auf vollmarine Sedimentationsräume hin. Andererseits reichen die nach einer Methode von YIN (1991) und YIN et al. (1995) über das Kohlenstoffverhältnis graphisch ermittelten Salinitätswerte vom unteren Brachyhalinikum bis in das Euhalinikum, mit einer Konzentration im oberen Brachyhalinikum (Abb. 16a, b). Die Ablagerungen von Montelo spiegeln hierbei insgesamt höhere Salzgehalte wider als Karbonate aus dem Arbeitsgebiet um Fátima. Hierbei darf eine Beeinflussung vollmariner Lagunenbereiche durch proximale Brackwassergebiete nicht ausgeschlossen werden.
7. Offensichtlich belegen Kohlenstoffwerte gegenüber mikrofaziellen Analysen eine höhere Auflösung bei der Abschätzung der Paläosalinität und tragen zu einer Verfeinerung palökologischer Aussagen bei.
8. Der  $\delta^{13}\text{C}$ -Peak korreliert mit einer europaweiten Transgression im Mitteloxfordium und markiert den Grenzbereich zwischen *plicatilis*- und *transversarium*-Zone. Er läßt sich nicht mit den Flutungsereignissen während der *transversarium*-Zone aus den Studien anderer Bearbeitern korrelieren sondern gehört der Ablagerungssequenz 3. Ordnung darunter an.
9. Das  $\delta^{13}\text{C}$ -Maximum ist Ausdruck hoher organischer Produktivität während eines steigenden Meeresspiegels. Die bituminösen Cabaços-Schichten bezeugen dabei hohe  $\text{C}_{\text{org}}$ - und geringe  $\text{C}_{\text{carb}}$ -Versenkungsraten. Sie weisen möglicherweise auf Krisen der Karbonatplattform-Entwicklung während des Mitteloxfordiums hin.
10. Konstant hohe und zurückgehende  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte sind auf zunehmende Aridität im Ober-Oxfordium zurückzuführen, welche die Bildung von Plattformkarbonaten begünstigte.

Wie die Beispiele zeigen, bergen Untersuchungen an stabilen Isotopen ein großes Potential, um fossile Lebensräume und Umweltbedingungen zu rekonstruieren. Sie stellen ein hervorragendes Mittel dar, um mittel- und langfristige Paläotrends herauszuarbeiten. Vor allem der chemostratigraphische Ansatz auf der Grundlage des  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Verhältnisses erlaubt in leitfossilarmen Flachwassersedimenten und bei der Becken-Plattform-Korrelation eine Verfeinerung der zeitlichen Abfolge. Allerdings nimmt die Verlässlichkeit des ohnehin durch zahlreiche Faktoren leicht zu beeinflussenden Isotopenverhältnisses mit zunehmendem Alter der zu untersuchenden Proben ab. Auch bilden die Voraussetzungen, die an unbekannte fossile Lebensräume gestellt werden einen wesentlichen Unsicherheitsfaktor bei der Berechnung von Absolutwerten (Temperatur, Salinität). Zusätzlich widersprechen sich, je nach angewandeter Methode, die einzelnen Aussagen über bestimmte Umweltparameter (z.B. Salinität). Daher dürfen, vor allem an jurassischen Karbonaten, Isotopenanalysen nicht losgelöst von mikrofaziellen bzw. palökologischen Interpretationen betrachtet werden. Darüber hinaus sind im Bereich der hier untersuchten Arbeitsgebiete weitere isotopechemische Analysen notwendig, um die erzielten Ergebnisse qualitativ und quantitativ zu überprüfen.

## 7. Stratigraphie

### 7.1 Biostratigraphie

#### 7.1.1 Orthostratigraphie

Die stratigraphische Gliederung im Oberjura des Lusitanischen Beckens geht auf CHOFFAT (1901) zurück. Aufgrund der faziellen Vielfalt des Oberjuras führte er zwei stratigraphische Einheiten ein: „Lusitanien“ und „Neojurassique“. Im Rahmen dieser Arbeit ist ausschließlich der oxfordische Anteil des „Lusitanien“ von Bedeutung, welches erstmalig von RUGET-PERROT (1961) orthostratigraphisch festgelegt wurde. Das Lusitanien beginnt über einer beckenweiten Schichtlücke im Mittel-Oxfordium (*plicatilis*-Zone) und reicht bis an die Basis des Ober-Kimmeridgium (*pseudomutabilis*-Zone). Es wird von der Basis zum Top in die Cabaços-, Montejunto- und Abadia-Schichten weiter untergliedert, wobei letztere nicht Gegenstand der Untersuchungen waren.

Die Cabaços-Schichten setzen über der Schichtlücke des Lusitanischen Beckens ein, welche mindestens 3 Biozonen vom Ober-Callovium bis in das Unter-Oxfordium umfaßt (z.B. AZERÊDO et al. 1998). Sie werden nach älteren Bearbeitern in das Mittelloxfordium (*plicatilis*- bis *transversarium*-Zone) gestellt (RUGET-PERROT 1961; MOUTERDE et al. 1979). Bei ATROPS & MARQUES (1988) bleiben sie auf die *plicatilis*-Zone (*vertebrale*-Subzone) beschränkt. Neuerdings wird den Cabaços-Schichten, möglicherweise schon im obersten Unter-Oxfordium beginnend, wieder eine Reichweite bis in die oberste *transversarium*-Zone zugeschrieben (vgl. PENA DOS REIS et al. 1996, 2000).

Die Montejunto-Schichten reichen je nach Bearbeiter von der *bifurcatus*-Zone (MOUTERDE et al. 1979) oder der *plicatilis*-Zone (ATROPS & MARQUES 1988) bis in die *bimammatum*-Zone (*hypselum*-Subzone). Die Tojeira-Schichten, bereits ein Formationsglied der Abadia-Schichten, werden orthostratigraphisch in die oberste *bimammatum*-Zone (*hypselum*-Subzone) und *planula*-Zone gestellt. Das Auftreten von *Amoeboceras bauhini* in der obersten *bimammatum*-Zone des Süddeutschen Oberoxfordium stellt jedoch die Biozonierung des submediterranen Ober-Oxfordiums in Frage (SCHWEIGERT 1995). Dieser Ammonit gilt als Index-Fossil des Unter-Kimmeridgiums (*baylei*-Zone) im borealen Raum. Dies könnte bedeuten, daß die oberste *bimammatum*- und die vollständige *planula*-Zone der submediterranen Klassifikation, auf der die biostratigraphische Gliederung des portugiesischen Oberjuras fußt, bereits in das Kimmeridgium zu stellen sind, und damit auch die kompletten Tojeira-Schichten.

Bei eigenen Geländebegehungen in den Typus-Lokalitäten (Torres Vedras, Serra de Montejunto) konnten Ammoniten geborgen werden, die allesamt aus dem Ober-Oxfordium stammen:

*Dichotomoceras* sp. (*bifurcatus*-Zone), *Pseudoorthosphinctes* sp. (*bimammatum*-Zone, *hypselum*-Subzone), *Euaspidoceras* sp. (*bimammatum*-Zone), *Taramelliceras* cf. *costatum* (*bimammatum*-Zone), *Taramelliceras* sp., *Praeataxioceras* sp. (mittl. *bimammatum*-Zone).

Zwei besondere Exemplare von der Hochfläche der Serra de Montejunto sind ein Perisphinctide, welcher nach SCHWEIGERT (mündl. Mitteilg.) an unbeschriebenes Material aus der *hypselum*-Subzone erinnert, und *Subnebrodites* sp. (*planula*-Zone). Hiernach könnte die Ablagerung der Montejunto-Schichten zumindest partiell bis in das oberste Oxfordium, zeitgleich mit den Tojeira-Schichten, stattgefunden haben.

Während das Oxfordium im Montejunto-Torres Vedras-Gebiet orthostratigraphische hinreichend gegliedert werden kann, stehen in den Arbeitsgebieten nord- und nordöstlich der Serra de Montejunto (Serra dos Candeeiros, Plateau von Fátima) alluviale Feinklastika, terrestrische Karbonate, peritidal-randmarine Abfolgen sowie lagunäre Plattformkarbonate an, die eine Biozonierung mit Ammoniten nahezu ausschließen. Obwohl ein unbestimmbarer Perisphinctide in onkolithischen Flachwasserkarbonaten in der Abfolge von Pena Seca gefunden wurde, treten auch in der Serra de Cesaredas und Serra do Bouro am Westrand des Lusitanischen Beckens keine geeigneten Sedimente

(Siliziklastika, hochenergetische Plattformkarbonate, limnische Kalke) zur orthostratigraphischen Gliederung auf. Aus diesem Grund bereitet die stratigraphische Einteilung des lusitanischen Oberjuras seit jeher große Probleme.

In der Serra dos Candeeiros, auf dem Plateau von Fátima und um Alcobaça finden die Cabaços-Schichten ihre zeitliche Entsprechung in den die Vale Verde-Schichten, wohingegen Montejunto- und Tojeira-Schichten von den *Pholadomya proteii*-Schichten vertreten werden (Abb. 10). Ammonitenfunde CHOFFATS, von denen RUGET-PERROT (1961) berichtet, sind ausgesprochen spärlich und bleiben auf die *Pholadomya proteii*-Schichten beschränkt. Mit *Perisphinctes* sp. sowie *Epipeltocheras bimammatum* bei Mendiga und Alcobaça deuten sie jedoch auf den Ablagerungszeitraum der höheren Montejunto-Schichten hin. Der Übergang zwischen den Vale Verde- und *Pholadomya proteii*-Schichten und die zeitliche Übereinstimmung zwischen den Sedimenten der Becken- und Randfazies muß mit anderen stratigraphischen Methoden geklärt werden.

### 7.1.2 Parastratigraphie

Bei Ermangelung geeigneter Ammoniten in flach-marinen Abfolgen erweist sich die Biozonierung mit Hilfe von Mikrofossilien oftmals als adäquater Lösungsansatz, um stratigraphische Fragestellungen zu klären. In oberjurassischen Plattformkarbonaten wird bevorzugt eine Foraminiferen-Biozonierung vorgenommen (z.B. RAMALHO 1981; LEINFELDER 1986, 1994a). Diese beschreibt einen Zeitraum von Mittel-Oxfordium bis in die unterste Kreide? und gliedert sich in 3 Biozonen:

- *jaccardi* Biozone (Mittel-Oxfordium - Unter-Kimmeridgium),
- interval-Biozone (oberstes Unter-Kimmeridgium - Unter-Portlandium (*sensu gallico*)),
- *lusitanica*-Biozone (Ober-Portlandium (*sensu gallico*) - unterste Kreide?).

Im Rahmen der Untersuchungen war lediglich die *jaccardi*-Biozone von Bedeutung, die durch die gesamte stratigraphische Reichweite von *Alveosepta jaccardi* definiert wird. Diese Zone gliedert sich wiederum in die *Heteroporella lusitanica*-, Interval- und *Clypeina jurassica*-Subzonen.

Sämtliche Ablagerungssequenzen beschränken sich auf die *Heteroporella lusitanica*- und die Interval-Subzonen. Nach RAMALHO (1981) besitzt *H. lusitanica* eine stratigraphische Reichweite über das gesamte Mittel-Oxfordium. Somit birgt die Basis der *H. lusitanica*-Subzone gewisse Unsicherheiten, denn als typische Dasycladacee in eingeschränkt-randmarinen Faziesseinheiten wurde *H. lusitanica* nicht in palustrinen und lakustrinen Karbonaten im Liegenden der marinen Sequenzen angetroffen. Nach dieser Biozonierung sind die basalen Vale Verde-Schichten also nicht eindeutig gegliedert.

*H. lusitanica* und *A. jaccardi* sind im gesamten Arbeitsgebiet der Serra dos Candeeiros und des Plateaus von Fátima vertreten, *A. jaccardi* zusätzlich innerhalb der Ablagerungen von Pena Seca. Lediglich im Bereich der Serra do Bouro wurden die Organismen nicht vorgefunden. *H. lusitanica* tritt grundsätzlich in stratigraphisch tieferen Niveaus auf als *A. jaccardi*, ausnahmsweise finden sie sich gemeinsam in den obersten Abschnitten der peritidalen/randmarinen Serie. Das zonierte Auftreten muß nicht unbedingt auf eine stratigraphische Ursache zurückgeführt werden, sondern kann faziell bedingt sein, obwohl sich beide Mikroorganismen relativ tolerant gegenüber Salinitätsschwankungen erweisen.

Die Foraminifere *Kurnubia palastiniensis* besitzt mit unterschiedlicher Häufigkeit eine große stratigraphische Reichweite von Callovium bis Portlandium (RAMALHO 1971a), tritt aber im Untersuchungsgebiet der Serra dos Candeeiros zusammen mit *H. lusitanica* in Erscheinung und bestätigt ihr kurzfristig gehäuftes Auftreten im Mittel-Oxfordium (vgl. RAMALHO 1981). Mit dem Auftreten von *Labyrinthina mirabilis* ab dem obersten Ober-Oxfordium

(op. cit.) wäre der Grenzbereich Oxfordium/Kimmeridgium gut zu markieren. Diese Foraminifere wurde jedoch in den Arbeitsgebieten nicht nachgewiesen.

In den basalen Mergeln der Serra dos Candeeiros und der Serra do Bouro konnten Gyrogonite von *Porochara jaccardi* (Oxfordium - Unter-Kreide), *P. fusca*, (Mittel-Jura - Unter-Kreide), *Aclistochara* sp. (Oxfordium - Berriasium) und *Porochara raskyae* (Oxfordium - Unter-Berriasium) bestimmt werden. Durch ihre große stratigraphische Reichweite besitzen sie jedoch kaum einen stratigraphischen Leitwert. Ostrakoden sind dagegen für stratigraphische Untersuchungen im Oxfordium geeigneter (SCHUDACK, pers. Mitteilg.), waren aber aufgrund des ausgesprochen schlechten Erhaltungszustand unbestimmbar.

Der Grenzbereich Oxfordium/Kimmeridgium in der Serra dos Candeeiros konnte mit Hilfe von Palynomorphen-Assoziationen definiert werden und fällt ziemlich genau mit der petrologischen Grenze zwischen Karbonaten des Ober-Oxfordium und mit Siliziklastika des Unter-Kimmeridgium (Alcobaça-Schichten) zusammen (MOHR & SCHMIDT 1986; SCHMIDT 1986). Darüberhinaus ließ sich mittels Pollenanalysen das Alter der Kohle-Grube von Guimarota mit den mittelloxfordischen Kohleflözen von Vale Verde parallelisieren (op. cit.) Bisher wurden die Kohlevorkommen bei Leiria aufgrund der Ostrakoden-Fauna in das Unter-Kimmeridgium gestellt (HELMDACH 1971).

Aus der Untergrundsondierung in Barreiro (BR-2) und aus Torres Vedras beschreiben TERMIER et al. (1985) *Thalamopora lusitanica*, welche nach Ansicht der Autoren einen guten stratigraphischen Markierungspunkt im Ober-Oxfordium liefert. Sie kann in der rein karbonatischen Folge von Pena Seca nachgewiesen werden, trägt jedoch nicht zur Verfeinerung der stratigraphischen Aussagen bei.

## 7.2 Lithostratigraphie

Die zu geringe stratigraphische Auflösung der mikrofossilen Biozonierung und das faziesabhängige Auftreten von Mikroorganismen in Ablagerungsräumen mit raschen lateralen Faziesvariationen machen lithostratigraphische Korrelationen zwischen den Abfolgen der einzelnen Arbeitsgebiete notwendig. Sie erleichtern das Erkennen der räumlichen Beziehung von Sedimentpaketen und erlauben in Verbindung mit Leithorizonten und dem verfügbaren Fossilinventar sinnvolle zeitliche Abschätzungen.

Diachrone Faziesgrenzen stellen jedoch eine große Fehlerquelle der Lithostratigraphie dar, welche in der Vergangenheit zu Mißinterpretationen von Sedimentationsabfolgen führten. Während transgressive Schichtkontakte aufgrund des schnellen Flutungseignisses als relativ isochron angesehen werden, sind regressive Grenzen, z.B. durch siliziklastische Schüttungen, ausgesprochen heterochron. Auch in progradierenden Ablagerungssystemen (Karbonatplattform, Delta) verlaufen die Zeitlinien nicht parallel zu den Faziesgrenzen. Nicht zuletzt entstanden stratigraphische Unstimmigkeiten, wie sie in Portugal nicht selten vorzufinden sind, durch die Verquickung von litho- und biostratigraphischen Anwendungen durch frühere Bearbeiter (z.B. CHOFFAT 1893a).

Die Ablagerungssequenzen in den Untersuchungsgebieten lassen sich durchweg in vier Einheiten gliedern (Abb. 18). Vorschläge zu neuen Formationsnamen auf der Grundlage von Lokalitätsnamen werden in dieser Arbeit nicht gemacht. Vielmehr erhalten die einzelnen Einheiten informelle Bezeichnungen, die dem Faziesraum oder dem lithologischen Aufbau Rechnung tragen. Es zeigen sich große lithologische Übereinstimmungen zwischen sämtlichen Abfolgen der Serra dos Candeeiros und der Profile von Montelo/Fátima. Hiervon weichen die Serien der Serra do Bouro und der Serra de Cesaredas aufgrund der Hydraulik und der größeren Nähe zum aktiven Westrand des Lusitanischen Beckens erheblich ab.

Ein wichtiger Bezugshorizont stellt die Basis der gesamten Abfolge dar. Dieser markiert den Übergang zu mitteljurassischen Plattformkarbonaten, die von der oxfordischen Schichtfolge getrennt werden. Diese Basis ist dabei nicht zwingend isochron, da die Sedimentation im Oberjura zu unterschiedlichen Zeitpunkten in den einzelnen Gebieten eingesetzt haben könnte. Onkolithische Bänke oder Bankbereiche gelten als relativ isochron, da diese Faziesseinheiten eine allgemeine Herabsetzung der Sedimentationsrate widerspiegeln und oftmals den Beginn einer Transgression anzeigen (vgl. NOSE 1995). Aus dem gleichen Grund dienen korallen- und mikrobenkrustenreiche Einheiten als Korrelationshorizonte. In terrestrischen Milieus werden oftmals Caliche-Horizonte zu Korrelationszwecken herangezogen. Diese Vorgehensweise ist jedoch mit Unsicherheiten behaftet, da unter geeigneten klimatischen Bedingungen (z.B. Spanien) Krustenkalke sub-rezent in fossilen Gesteinsserien abgeschieden werden können und bei begrenzten Aufschlußverhältnissen folglich einen lithostratigraphisch brauchbaren Leithorizont nur vortäuschen (FELS pers. Mitteilg.).

#### 7.2.1 Lithostratigraphische Gliederung der Serra dos Candeeiros und des Plateaus von Fatima

Die Mächtigkeit der Abfolgen dieses Arbeitsbereichs variiert beträchtlich, was zum einen daran liegt, daß die Schichtfolge entweder von Störungen am Diapirrandbereich gekappt wurde (Vale Verde) oder zum Teil kondensiert vorliegt (Vale da Trave). Trotzdem ist die typische Viergliederung der oxfordischen Ablagerungsgeschichte stets nachvollziehbar (Abb. 18), die im Hauptuntersuchungsgebiet die klassische lithostratigraphische Einteilung in Vale Verde-Schichten an der Basis (Mittel-Oxfordium) und *Pholadomya protei*-Schichten am Top (Oberoxfordium) ersetzen soll.

##### Palustrine/lakustrine Serie: (untere Vale Verde-Schichten)

Vermutetes Alter: unteres Mittel-Oxfordium

Die Mächtigkeit dieser Folge schwankt zwischen 9 m (Val da Trave) und ~ 100 m (Montelo). Sie besteht aus offen- und randlich-lakustrinen Ablagerungen, Boden- und Caliche-Bildungen (Tafel 1/Abb. 1), lignitreichen Horizonten sowie alluvialen Feinklastika mit Bohnerzen und Toneisenkonkretionen (Abb. 26a, 30, 34a, Tafel 1/Abb. 5). Sie läßt sich weiter untergliedern in eine palustrine Folge an der Basis und einen lakustrinen Abschnitt am Top. Lediglich im Bereich von Vale da Trave wird diese Serie ausschließlich von geringmächtigen Palustrinkalken repräsentiert (Abb. 28a). Der Schichtkontakt zu mitteljurassischen Flachwasserkarbonaten im Liegenden bildet die Untergrenze dieser Serie.

##### Peritidale/randmarine Serie: (obere Vale Verde-Schichten)

Vermutetes Alter: unteres Mittel-Oxfordium

Die Mächtigkeit schwankt zwischen 17 m in Val da Trave und 103 m in Casal de Vale de Ventos. Die Basis wird von terrestrischen Ablagerungen aus Serie 1 gebildet und markiert einen abrupten Wechsel von terrestrischer zu randmariner Sedimentation. *Heteroporella lusitanica* tritt in sämtlichen Abfolgen erstmalig im Bereich der Basis auf und belegt den isochronen Charakter der Faziesgrenze und eine rasche Transgression.

Diese Einheit besteht aus zahlreichen Verflachungs-Zyklen mit wenigen Metern Mächtigkeit (z.B. Abb. 27b, c). Die Zyklen werden von subtidalen Foraminiferen-Mollusken-Karbonaten, Ostrakodenkalken, Stromatolithen und Fensterkalken mit Trockenrissen (Tafel 4/Abb.1) aufgebaut. In Vale da Trave ist auch diese Serie kondensiert und weist gegenüber den anderen Profilen fazielle Variationen auf. Sie besteht sowohl aus randmarinen Karbonaten und Ostrakodenkalken als auch aus küstensumpffartigen Sedimenteinheiten mit „Black Pebbles“ (Abb. 28a).

Mikritische Serie: (untere *P. protei*-Schichten)

Vermutetes Alter: unteres/oberes Mittel-Oxfordium und unteres Ober-Oxfordium

Diese Serie besitzt Mächtigkeiten von 180 (Vale Verde) bis 340 m (Vale da Trave/Murteira). Die Basis wird durch das massenhafte Einsetzen von textulariiden Foraminiferen gekennzeichnet. Pelecypoden-führende und zum Teil stark bioturbirte Biomikrite mit Foraminiferen aus offen-marinen Lagunenbereichen dominieren diese Serie (z.B. Abb. 35b, c, d, 37a - c). Zusätzlich finden sich Bioklastkalke mit Echinodermen und Gastropoden sowie Einschaltungen von korallenreichen Bänken. Weitverbreitete, geringmächtige Sparitflecken-Onkolithe verlaufen horizontkonstant an der Basis der mikritischen Serie und dienen als hervorragende Leithorizonte (vgl. Kap. 7.3). Im Bereich von Montelo ist dieser Horizont allerdings nicht vorzufinden. Oberhalb dieses onkolithischen Bereichs aber noch in den basalen Abschnitten der mikritischen Serie, treten korallenreiche Bänke auf, die sich wahrscheinlich von Vale Verde über Vale da Trave bis nach Montelo im Osten verfolgen lassen (Abb. 27d, 28b, 35c). Möglicherweise werden diese Bänke durch stotzenartig hervorwitternde Knollenkalke mit reicher *Pholadomya*-Führung in Casal de Vale de Ventos vertreten (Abb. 31b, Tafel 5/Abb. 3).

In der Umgebung von Fátima tritt eine korallenreiche Doppelbank (im Profil bei ~ 160 m) mit konstanter Mächtigkeit und zumindest lokaler Verbreitung auf (vgl. RUGET-PERROT 1961). Sie läßt sich vermutlich mit *Rhizocorallium*-reichen Abschnitten (nur in der Profilabfolge von Murteira nachgewiesen) (Abb. 29e, Tafel 5/Abb.4), Onkolithen oder Korallenkalken im Westen der Serra dos Candeeiros sowie Korallenbänken in Vale Verde parallelisieren und markiert meines Erachtens ein zeitgleiches transgressives Maximum.

Verflachungsserie: (obere *P. protei*-Schichten)

Vermutetes Alter: untere *bimammatum*-Zone

Die Mächtigkeit reicht von 50 m in Murteira bis 125 in Fátima. Unter dieser Serie werden nicht Gesteinseinheiten aus einem bestimmten Faziesraum, sondern Ablagerungen zusammengefaßt, welche eine deutliche Abnahme der Wassertiefe oder eine größere Nähe zur Küste dokumentieren. Infolgedessen findet sich neben weiterhin auftretenden lagunären Mikriten eine Vielzahl von faziell unterschiedlichen Sedimenten (hochenergetische Partikelkalke, *Marinella*-Kalke, randmarin-brackische Einheiten, fossilreiche Mergel und Onkolithe) (z.B. Abb. 27g, h, 29 f, 33e, g, h, 37d - f). Diese Serie beginnt mit den ersten Sedimenteinschaltung, die auf einen deutlichen Verflachungstrend hindeuten (brackische, siliziklastische und hochenergetische Faziesseinheiten). Die Obergrenze der Sequenz wird von flachmarinen bis fluvialen Siliziklastika des Unter-Kimmeridgiums (Alcobaça-Schichten) markiert.

## 7.2.2 Lithostratigraphische Gliederung der Serra de Cesaredas

In diesem Untersuchungsgebiet ist eine Viergliederung der Gesamtabfolge durch eine mosaikartige Faziesverteilung wesentlich undeutlicher ausgeprägt (vgl. Abb. 18). Ein Großteil der Ablagerungssignale (z.B. Transgressionen), wie sie im Osten des Beckens eine Gliederung der Schichtfolge erlauben, ist allerdings auch hier zu beobachten.

Terrestrische Serie

Die Mächtigkeit dieser Serie schwankt beträchtlich und erreicht bei Pena Seca Maximalwerte um 85 m. Sie keilt nach NNE zugunsten von Ostrakoden-, Charophyten-, Foraminiferen- und „Black Pebble“-führenden, randmarinen Kalkmergeln aus (vgl. RUGET-PERROT 1961). Eine winkeldiskordante Anlagerung von Rotklastika an verkarstete Plattformkarbonate des Ober-Calloviums im Liegenden markiert die Basis in diesem Arbeitsgebiet (Tafel 2/Abb. 1).

Die Obergrenze dieser Folge zeigt ein intensives Verzahnungsmuster mit transgressiven Plattformkarbonaten und besitzt einen stark diachronen Charakter. Karbonatisch/siliziklastische Alluvialfächer-Sedimente, fluviale Sandsteine mit Wurzelhorizonten (Tafel 2/Abb. 2, 3), klastische Überschwemmungs- und Dammuferbruch-Sedimente einer Playa-ähnlichen Küstenebene bestimmen die Gesteinsserien dieser Einheit (Abb. 39a). Die Basis von Alluvialfächern stellt bedingt brauchbare Leithorizonte dar. Sie besitzt allerdings nur geringe laterale Ausdehnung und ist bei autozyklisch gesteuerter Sedimentation heterochron. Weitere Leithorizonte sind in einem von mäandrierenden Fließrinnensystemen bestimmten Gebiet nicht zu erwarten oder zu Korrelationszwecken ungeeignet (z.B. Caliche). Auch repräsentieren Wurzelhorizonte lediglich lokale Lagen im Uferbereich von Fließrinnen mit nur geringer lateraler Ausdehnung.

#### Hybride Serie I

Die Mächtigkeit dieser Einheit ist uneinheitlich, beträgt jedoch mindestens 180 m. Der Basiskontakt wird durch den abrupten Wechsel von terrigener zu mariner Sedimentation definiert und ist heterochron (s.o.). An der Obergrenze der Serie endet die siliziklastische Sedimentation schlagartig und deutet auf eine isochrone Herabsetzung des terrigenen Eintrags hin (Abb. 39f). Die Faziesvariabilität ist in dieser Einheit am größten, da terrigene Gesteinsserien (Konglomerate, Siliziklastika) mit flachmarinen Rampenkarbonaten (Oolithe, Marinellenkalke, Onkolithe) intensiv verzahnen (Abb. 39c - e, 40). Hybride Sandsteine sind hierbei die charakteristischen Ablagerungsformen. Geringmächtige Onkolithe an der Basis finden als lokale Leithorizonte Verwendung.

#### Karbonatische Serie

Mit ungefähr 260 m zwischen Pena Seca und Moledo weist diese Serie die größte Mächtigkeit auf. Sie wird nach SW geringmächtiger und erreicht nach NE Gesamtmächtigkeiten von wahrscheinlich über 500 m (vgl. KLINGEL 1991). Die Obergrenze wird durch das erstmalige Auftreten quarzsandiger Karbonate und lignitführender Feinsandsteine bestimmt (Abb. 39 m). Höherenergetische Plattformkarbonate (oolithische Barrensedimente, flächige Karbonatsande, Marinellenkalke) mit großer Bankmächtigkeit und Onkolithe (z.B. subtidale Rinnenfazies, Randfazies von oolithischen Barren) dominieren die Schichtfolge, in die zahlreiche biostromale Korallen- und Stromatoporenkalke eingeschaltet sind (Abb. 18, Abb. 39g - l). Auch an der Basis dieser Serie treten, wie schon in den unteren Abschnitten der mikritischen Folge im Osten, onkolithische Bankbereiche auf. Zusätzlich dient ein geringmächtiger Thrombolith-Horizont (Profilmeter 465) mit konstanter Mächtigkeit als isochrone Leitbank (vgl. Kap. 7.3.1).

#### Hybride Serie II

Die Obergrenze dieser ~ 90 m mächtigen Einheit wird durch das Einsetzen von Mergeln der Moledo-Schichten (untere Alcobaca-Schichten) gekennzeichnet. Die Gesteine spiegeln eine zunehmende siliziklastische Beeinflussung des Sedimentationsraums wider. Weiterhin treten siliziklastfreie Plattformkarbonate mit zum Teil großer Schichtmächtigkeit auf (z.B. flächig abgelagerte Ooidsande, Ooidbarren, Onkolithe, Korallen-Mikrobenkrusten-Biostrome), welche mit oftmals extrem quarzsandigen Oolithen (am Top planar- und trogförmig schräggeschichtet) und dünnen, lignitführenden Feinsandsteinlagen wechsellagern (Abb. 39o).

### 7.2.3 Lithostratigraphische Gliederung der Serra do Bouro

Die kondensierte Schichtfolge in der Serra do Bouro ist auf aktive Hebungsvorgänge im Bereich des Caldas da Rainha-Diapirs zurückzuführen. Vor allem die marinen Plattformkarbonate in den höheren Profilabschnitten besitzen im Vergleich zu den anderen Untersuchungsgebieten eine ausgesprochen geringe Mächtigkeit (vgl. Abb. 18). Trotzdem sind, wie in den anderen Arbeitsgebieten, sämtliche Ablagerungssequenzen nachzuweisen. Die Mächtigkeitsangaben beziehen sich auf die Profildaten. Aufgrund mangelnder Aufschlüsse konnte ein laterales Auskeilen einzelner Serien nicht untersucht werden.

#### Terrestrische/limnische Serie

Im Arbeitsgebiet tritt diese Serie mit einer Gesamtmächtigkeit von ca. 25 m in Erscheinung (Abb. 38a). Die Basis wird von hellen Plattformkarbonaten des Mitteljuras unterlagert und ist durch pflanzenreiche Siltsteine definiert (Tafel 4/Abb. 2). Es treten siliziklastische Rinnen- und Überschwemmungssedimente (Tafel 2/Abb. 5), Caliche-Horizonte sowie Sumpf- und Seekalke als Ablagerungen der oberen Deltaebene auf. Zum Hangenden begrenzen peritidal-randmarine Einschaltungen die Folge.

#### Terrestrische/marine Serie

Die Mächtigkeit dieser Sequenz beträgt ~ 45 m. Ablagerungen der unteren Deltaebene setzen sich aus schräggeschichteten Rinnen- und Overbank-Sedimenten (Abb. 38b, Tafel 4/Abb. 3) im Wechsel mit peritidalen Karbonaten (Ostrakoden-Kalke) zusammen. Nach oben wird die Folge durch eine kondensierte marine Organismenlage begrenzt.

Im Normalfall dokumentieren deltaisiche Ablagerungen progradierende Verflachungsabfolgen, wohingegen in der Serra do Bouro eine Zunahme der Wassertiefe zum Hangenden erkennbar ist. Eine Gliederung in zwei getrennte Serien (terrestrische/limnische, terrestrische/marine) erscheint deshalb sinnvoll, da es sich hier offensichtlich nicht um einen kontinuierlichen Vorbau von Deltasedimenten handelt.

#### Marine Serie

Diese Sequenz weist eine Mächtigkeit von 45 m auf und wird von offen-lagunären Flachwasserkarbonaten (Pelecypoden-führende Biomikrite), plattforminternen Barrensedimenten (Oolithe, Echinodermensande) und barrennahen Onkolithen gebildet, die in Form eines symmetrischen Zykloliths abgelagert wurden (Abb. 38b-c). Die Gesteinsserien zeichnen sich durch eine große Mächtigkeit der Einzelbänke aus. Onkolithe stehen bevorzugt an der Basis dieser Serie an. Die Obergrenze der Folge wird von brackischen Faziesseinheiten der nachfolgenden Serie markiert.

#### Limnische/brackische Serie

Diese Serie besitzt 20 m Mächtigkeit und wird nach oben von mergeligen Feinklastika des Kimmeridgiums begrenzt. Sie läßt sich in einen basalen Abschnitt mit Pelecypoden-führenden Brackwasserkarbonaten und einen oberen Bereich mit limnischen Charophyten-Kalken weiter untergliedern (Abb. 38c).



### 7.3 Beckenweite lithostratigraphische Korrelation

Innerhalb des Lusitanischen Beckens stehen weitere oxfordische Abfolgen in der Serra de Sico, am Capo Mondego, in S. Martinho do Porto, im Torres Vedras-Montejunto-Gebiet und in der Serra da Arrábida zur Korrelation zur Verfügung. Mit Hilfe von Profilaufnahmen und Bohrdaten anderer Bearbeiter wird an ausgesuchten Beispielen eine lithostratigraphische Korrelation auf der Grundlage der im vorangegangenen Kapitel vorgestellten Viergliederung des lusitanischen Oxfordiums vorgenommen, um deren Anwendbarkeit zu überprüfen. Bei dem Korrelationsversuch dienen die Abfolgen und die Gliederung der Hauptarbeitsgebiete im Bereich der Serra dos Candeeiros und des Plateaus von Fátima als Referenz. Zunächst werden diese Profile jedoch mit den Gesteinsserien der im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Gebiete im Westen (Serra de Cesaredas, Serra do Bouro) verglichen (s. Abb. 18).

#### 7.3.1 Korrelation mit der Serra de Cesaredas und Serra do Bouro (eigene Bearbeitung)

Die unterschiedliche Prägung zwischen den Abfolgen im Westen und Osten des Lusitanischen Beckens scheinen auf den ersten Blick keinen lithostratigraphischen Vergleich zuzulassen. Bei genauer Betrachtung zeigt sich jedoch, daß sich die Ablagerungsgeschichte sämtlicher Profile in Verbindung bringen läßt. So beginnt die Entwicklung in allen Gebieten mit terrestrischen Ablagerungen, die von küstenbeeinflußten marinen Sedimenten überlagert werden. Darüber folgen Gesteinsserien einer zumeist stabilen Plattformphase mit höherenergetischen Partikelkalken im Westen und niederenergetischen Lagunensedimenten im Osten (Abb. 18). Auch die Verflachungstendenzen am Ende der Profile lassen sich stets mit einer Vielzahl an Faziesseinheiten nachvollziehen.

#### Serra de Cesaredas (Profil Pena Seca)

Bei dem Vergleich läßt sich die palustrine/lakustrine Serie (9 - ca. 100 m) an der Basis der Profile im Osten mit den Rotklastika der terrestrischen Serie (0 - 85 m) korrelieren. Mit einer offensichtlich heterogenen Obergrenze ist der lithostratigraphische Vergleich der terrestrischen Serie mit palustrinen/lakustrinen Abfolgen der Serra dos Candeeiros und Serra de Aire mit Unsicherheiten behaftet. Doch als Transgressionsfläche in einem tektonisch aktiven Gebiet dürften sich zeitliche Unstimmigkeiten noch innerhalb der Auflösung von Bio-Subzonen bewegen. Sie findet daher trotz aller Vorbehalte Verwendung als lithostratigraphische Grenze. Die im Profil darüberfolgende hybride Serie I (> 180 m) kann mit der peritidalen/randmarinen Serie (17 - 103 m) des Hauptuntersuchungsgebiets parallelisiert werden. Die mikritische Serie (180 - 340 m) wiederum wird durch die karbonatische Serie (ca. 260 m) im Westen repräsentiert. Hierbei stellen onkolithische Horizonte an der Basis ein Analogon zu sparitfleckenonkoidischen Horizonten in der Serra dos Candeeiros dar. Der Thrombolith-Horizont innerhalb der karbonatischen Serie (Profilmeter: 465) zeigt in diesem Arbeitsgebiet die maximale Transgression an und korreliert wahrscheinlich mit Leithorizonten (*Rhizocorallium*-reiche Bänke, Onkolithe, Korallenlagen) in höheren Abschnitten der mikritischen Serie im Bereich der Serra dos Candeeiros und in Fátima (vgl. Kap 7.2.1). Die Verflachungsserie (50 - 125 m) im Osten findet schließlich ihre Entsprechung in der hybriden Serie II von Pena Seca.

#### Serra do Bouro

Obere Deltaebenen-Sedimente der terrestrischen/limnischen Serie (ca. 25 m) lassen sich mit palustrinen/lakustrinen Serien in der Serra dos Candeeiros parallelisieren. Die terrestrische/marine Serie (45 m) findet ihre Entsprechung in den Gezeitenablagerungen der peritidalen/randmarinen Serie im Osten. Hochenergetische Barrensedimente der marinen Serie (45 m) korrelieren mit den mächtigen Abfolgen niederenergetischer Plattformsedimente (mikritische Serie). Dabei fällt erneut die Übereinstimmung onkoidreicher Basisabschnitte zu den anderen

Untersuchungsgebieten auf. Verflachungstendenzen lassen sich anhand von brackischen und limnischen Karbonaten (limnische/brackische Serie, 20 m) miteinander vergleichen.

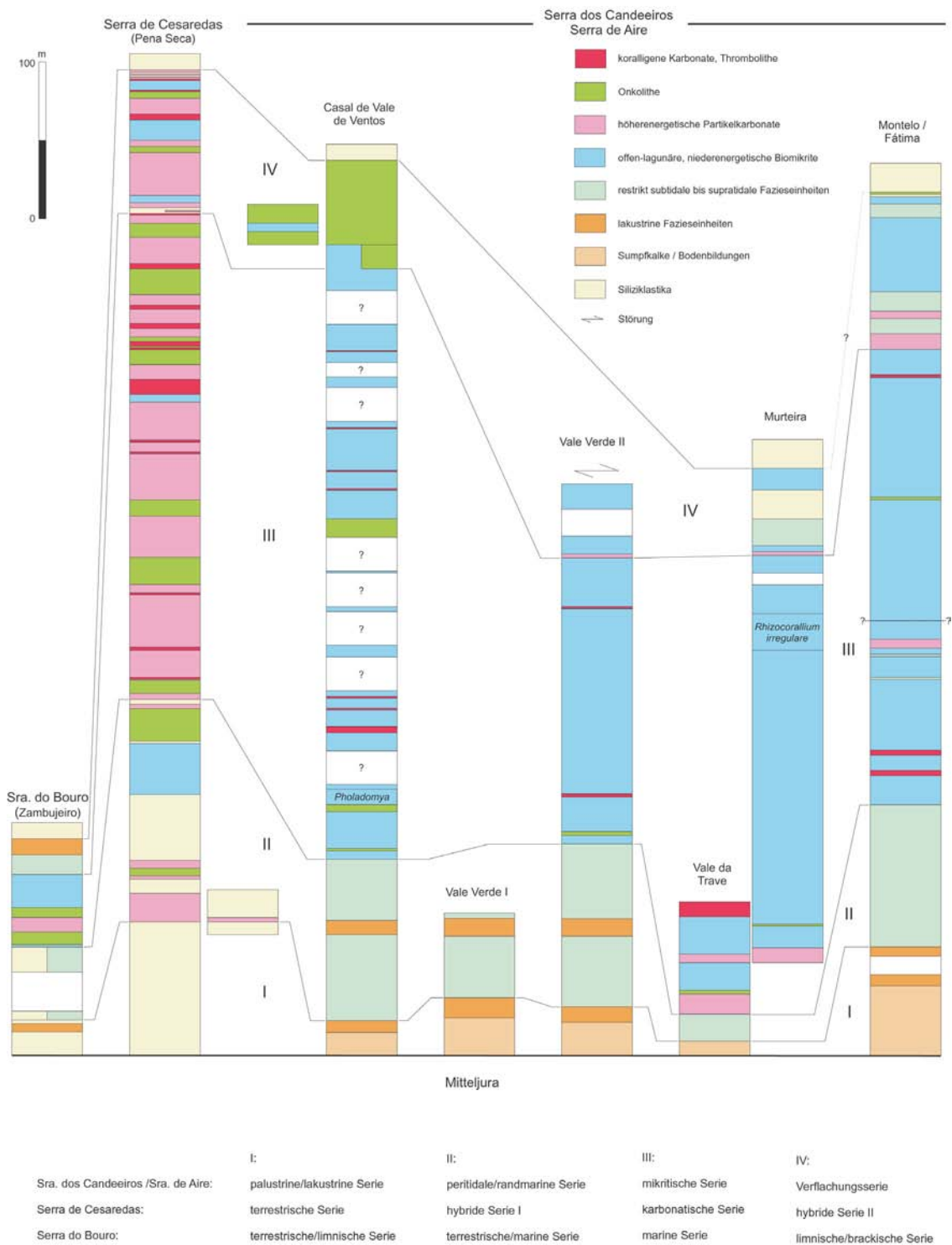


Abb. 18: Lithostratigraphische Korrelation und Viergliederung der Ablagerungssequenzen in den Untersuchungsgebieten der Serra dos Candeeiros, Serra de Cesaredas und Serra do Bouró.

### 7.3.2 Weitere Korrelationen nach Westen, Nordwesten und Norden

An der heutigen Westküste Portugals stehen zusätzlich mächtige oberjurassische Sequenzen an, welche in Entsprechung zu den Abfolgen der Serra do Bouro und Serra de Cesaredas durch siliziklastische Sedimente geprägt sind und von WILSON (1979) und WRIGHT (1985) eingehend untersucht wurden.

#### Capo Mondego (nach WILSON 1979)

Nach WILSON (1979) setzt die oxfordische Schichtfolge ohne erkennbare Lücke über mitteljurassischen Karbonaten ein. Seine Profildarstellung erlaubt eine grobe Gliederung der Ablagerungen in folgende Einheiten:

- Meter 0 - 129 m:

Zum Teil karbonatisch gebundene Siltsteine, in die im unteren Profilabschnitt (Meter 12 - 33) hochenergetische Barrenkarbonate eingeschaltet sind.

- Meter 129 - 196 m:

Wechselfolge aus Biomikriten, bituminösen Laminiten und Fensterkalken mit Ostrakoden, Charophytenresten, Gips pseudomorphosen sowie Trockenrissen. Innerhalb dieser Abfolge treten in unregelmäßigen Abständen seltene Breccienbänke mit Extraklasten auf.

- Meter 196 - 270:

*Pholadomya protei*-Schichten: Bivalven-Biomikrite mit einer Muschelfauna bestehend aus *Pholadomya*, *Arcomytilus*, *Ostrea* und *Trichites*.

- Meter 270 - 300:

Wechselfolge aus Biomikriten, Silt- und Sandsteinen. Diese Ablagerungssequenz wird von terrestrischen Rotklastika jüngerer Sedimenteinheiten des Oberjuras überlagert.

Der Profiltail von 0 - 129 m repräsentiert nach WILSON (1989) einen deltaischnen Faziesraum, wohingegen Profilmeter 129 - 196 als limnische Algenmarsch-Ablagerungen und als typisch für die Vale Verde-Schichten interpretiert werden (WRIGHT 1985). Darüber folgen mit den *Pholadomya protei*-Schichten offen-marine Plattformkarbonate. Dieses Profil zeigt an der Basis große Übereinstimmungen mit der Abfolge der Serra do Bouro, während darüber zunehmende Affinitäten mit den Ablagerungen der Serra dos Candeeiros und Fátima zu erkennen sind. Auch hier lassen sich vier Einheiten voneinander abgrenzen und in die Gliederung der Abfolgen im Ostteil des Lusitanischen Beckens einbinden.

So entspricht die basale Siltsteinfolge (196 m) der palustrinen/lakustrinen Serie im Osten und darüberhinaus der terrestrischen/limnischen Folge aus der Serra do Bouro. Darüber werden Profilmeter 129 - 196 durch die peritidale/randmarine Serie vertreten. Die *Pholadomya protei*-Schichten von Capo Mondego sind identisch mit der mikritischen Serie in der Serra dos Candeeiros und die Verflachungsserie zeigt sich am Ende der Abfolge mit einer geringen Mächtigkeit von 30 m durch erneute Zunahme an terrigenem Detritus (Biomikrit-, Silt- und Sandstein-Wechselfolge).

#### S. Martinho do Porto (nach WILSON 1979)

Diese Profildarstellung befindet sich in unmittelbarer Nähe der Serra do Bouro, unterscheidet sich in ihrem oberen Teil jedoch grundlegend in der Zusammensetzung und Aufeinanderfolge der Gesteinsserien. Die basalen Einheiten entziehen sich entlang der Diapirrandstörung der Beobachtung. Der obere Abschnitt der Vale Verde-Schichten bildet die Profildarstellung und besteht aus einer Sukzession aus Algenlaminiten und Fensterkalken (vgl. BERNARDES 1992). Der verbleibende Rest der basalen Schichtfolge zeigt grobe Sandsteine und wird von den Biomikriten der

*Pholadomya protei*-Schichten überlagert (ca. 155 m). Im Gegensatz zu den bisher untersuchten Profilen sind den Mikriten 60 m Siltsteine zwischengeschaltet (WILSON 1979).

Ein exakter Korrelationsversuch von S. Martinho do Porto mit den Profilreihen im Osten erweist sich als problematisch. Trotzdem sind fazielle Übereinstimmungen mit den östlichen Arbeitsgebieten erkennbar. So besitzt die Profilbasis von S. Martinho do Porto den Charakter der peritidalen/randmarinen Serie. Auch die bioturbierten und pelecypodenführenden Biomikrite lassen sich mit der mikritischen Serie im Osten vergleichen. Ansonsten sind nicht nur große Teile der Basis unzugänglich, sondern werden die in anderen Profilen sichtbaren Entwicklungstendenzen durch die Ablagerung eines mächtigen Siltsteinkomplexes maskiert. Der westliche Beckenrand nahm offensichtlich einen großen Einfluß auf das Ablagerungsgebiet, zu einer Zeit, als in den anderen Beckenteilen eine homogene Entwicklung von Karbonatplattformen stattfand.

#### Pedrogão (nach AZERÊDO et al. 1998)

Eine ungefähr 55 m mächtige Abfolge an der Westküste Portugals südlich von Capo Mondego beschreiben AZERÊDO et al. (1998). Die oxfordische Ablagerungssequenz beginnt ohne erkennbare Schichtlücke über Ammoniten-führenden Karbonaten und Mergeln des Calloviums.

Das Profil besteht aus folgenden lithologischen Einheiten:

- Meter 0 - ~ 25 m:

Wechselfolge aus lignitischen Tonen/Mergeln, Ostrakoden-Charophyten-Kalken, Caliche-Horizonten. Einzelne Schichtflächen der brackisch-limnischen Faziesseinheiten zeigen goethitische Imprägnationen.

- Meter 25 - ~ 29:

randmarine Kalke und Kalkmergel mit *Heteroporella lusitanica*, Foraminiferen und Ostrakoden. Dazwischen finden sich tempestitische Bioklastlagen eingeschaltet.

- Meter 29 - 55:

Wechselfolge von Stromatolithen und einzelnen Evaporitlagen mit Bioklastkalken

- Meter > 55:

Biomikrite der *Pholadomya protei*-Schichten.

Diese Schichtfolge ist unvollständig beschrieben und repräsentiert lediglich die basalen Abschnitte der oxfordischen Ablagerungssequenz. Trotzdem zeigen die lithologischen Einheiten von Pedrogão große Übereinstimmung mit den basalen Ablagerungen der Serra dos Candeeiros und Serra de Aire. So besitzt die basale Einheit bis Meter 25 einen sumpffartig limnischen/brackischen Charakter und kann trotz offensichtlicher mariner Beeinflussung mit der palustrinen/lakustrinen Serie korreliert werden. Meter 25 - 55 zeigt eine äquivalente Faziesentwicklung zur peritidalen/randmarinen Serie und erweist sich mit *H. lusitanica* auch als zeitgleich. Die darüber folgenden Biomikrite der *Pholadomya*-Schichten sind identisch mit den Ablagerungen in den östlichen Arbeitsgebieten und entsprechen der mikritischen Serie.

#### Serra de Sico (nach RUGET-PERROT 1961)

Grobe Übersichtsbeschreibungen eines unvollständigen Profils von RUGET-PERROT (1961) lassen mit wahrscheinlich identischen Mikrofaziestypen auf eine vergleichbare Entwicklung wie in Montelo schließen. Aufgeschlossen ist die oxfordische Basis mit einer außergewöhnlich mächtigen palustrinen/lakustrinen Serie, welche eine stärkere Betonung des Sumpfkalkanteils gegenüber den lakustrinen Karbonaten zeigt. Nach den Ausführungen von RUGET-PERROT (1961) folgen auf die Ablagerungen der palustrinen/lakustrinen Serie

unmittelbar vollmarine Biomikrite mit Korallen, Austern und Echinodermen. Unter Umständen ist in diesem Gebiet die peritidale/randmarine Serie stark oder komplett unterdrückt.

### 7.3.3 Korrelationen nach Süden

#### Ota-Region (nach LEINFELDER (1994a))

Von einer schmalen und tektonisch beanspruchte Karbonatrippe (Forno-Kalk) berichtet LEINFELDER (1994a). Mittelloxfordische Kalke mit *Heteroporella lusitanica*, des weiteren Ostrakoden-, Peloid- und Charophyten-WS/PS zeigen sich faziell identisch mit Ablagerungen der peritidalen/randmarinen Serie in Fátima und der Serra dos Candeeiros. Sie besitzen somit eindeutig den Charakter proximaler Faziesräume des nördlichen Beckenteils (obere Vale Verde-Schichten). Im benachbarten Montejunto-Gebiet hingegen kamen zeitgleich biomikritische zum Teil noch bituminöse Karbonate der klassischen Cabaços-Schichten zum Absatz, welche die Beckenfazies repräsentieren und keinesfalls mit den Karbonaten des Forno-Kalkes verwechselt werden dürfen.

#### Serra da Arrábida (nach LEINFELDER (1983))

Anhand detaillierter Profilangaben in LEINFELDER (1983) läßt sich für einen Teilbereich der Serra da Arrábida eine ähnliche Ablagerungsgeschichte wie in der Serra dos Candeeiros ableiten. Dies zeigt sich nicht nur durch eine Viergliederung der oxfordischen Einheiten, sondern auch durch die Ausbildung identischer Mikrofaziestypen in den Untersuchungsgebieten zwischen Achada und Pincaro.

Profil 2 in LEINFELDER (1983) besitzt vereinfacht folgenden Aufbau:

- Meter 1,6 - 9,3: Wechselfolge aus „Black Pebble“- und kohleführenden Mergeln, vereinzelt Charophyten-Biomikrite.
- Meter 9,3 - 26,7: Vorwiegend Charophyten-Biomikrite, untergeordnet „Black Pebble“- und lignitführende Mikrite. Diese Bankfolgen entsprechen der palustrinen/lakustrinen Serie im Hauptuntersuchungsgebiet, wobei auch hier eine weitere Gliederung in einen unteren palustrinen und einen oberen lakustrinen Abschnitt möglich ist.
- Meter 26,7 - 46: Bioklastische Wackestones mit *A. jaccardi* und *H. lusitanica* in Wechsellagerung mit Fensterkalken. Mit dem Auftreten wichtiger Leitfossilien und der Wechselschichtung von inter-/supratidalen mit subtidalen Karbonaten korreliert dieser Profilabschnitt mit der peritidalen/randmarinen Serie im Norden.
- Meter 46 - 117: Foraminiferen-reiche und Dasycladaceen-führende Biomikrite, vereinzelt Charophyten-Kalke. An der Basis treten onkoidführende Mikrite auf, etwas darüber geringmächtige Biomikrite mit parautochthonen Korallen.

Aufgrund der faziellen Ausbildung und stratigraphischen Position innerhalb des Profils parallelisiert dieser Abschnitt mit der mikritischen Serie. Möglicherweise lassen sich die onkoidführenden Mikrite an der Basis mit Sparitflecken-Onkolithen in der Serra dos Candeeiros und onkoidischen Bankbereichen in den westlichen Arbeitsgebieten korrelieren, die jeweils an der Basis der dritten Serie (mikritische, karbonatische, marine) vorkommen (Abb. 31a, 38b, 39e). Die korallenführenden Biomikrite darüber entsprechen wahrscheinlich koralligen Horizonten in den nördlichen Beckenbereichen, die dort ebenfalls über onkolithischen Bänken auftreten (vgl. Abb. 18). Bei dem Vergleich der Serra dos Candeeiros mit der Serra da Arrábida zeigt sich trotz großer Entfernung eine identische Aufeinanderfolge von Markerhorizonten (Onkolithe darüber Korallenhorizonte) an der Basis der mikritischen Serie. Beide Niveaus dürften somit als hervorragende Korrelationshorizonte zwischen nördlichen und südlichen Teilen des Lusitanischen Beckens gelten. Sie repräsentieren ein zeitgleiches Ereignis, wie beispielsweise herabgesetzte Hintergrundsedimentation aufgrund relativer Meeresspiegelschwankungen.

- Meter > 117:

In der schlecht aufgeschlossenen Fortsetzung dieses Profils deuten Einzelaufschlüsse mit Fensterkalken und Trockenrissen erneut auf peritidale Ablagerungsräume hin. Mit einem deutlichen Hinweis auf geringere Wassertiefen läßt sich dieser Profilabschnitt mit der Verflachungsserie vergleichen.

Die Gesteine der letzten Profileinheit stammen nach Ansicht von LEINFELDER (1983) aus Zone C der *Alveosepta jaccardi*-Biozone, der einen Zeitraum von Ober-Oxfordium bis Unter-Kimmeridgium annimmt. Aufgrund der identischen Faziesentwicklung zwischen diesem Sedimentationsraum und den Ablagerungen im Bereich der Serra dos Candeeiros und Aire gehe ich von einem oberoxfordischen Sedimentationszeitraum aus und interpretiere die darüberfolgenden terrigenen Kalkkonglomerate als ein tektonisches Signal an der Wende Oxfordium/Kimmeridgium, wie es auch im Norden durch Hebung der Beckenränder während des Höhepunkts der zweiten Riftphase zu erkennen ist.

Barreiro (nach RAMALHO 1971a; ELLIS et al. 1990)

Mit Hilfe seismischer Anomalien wurde die recifale Struktur des Barreiro-„buildup“ am südlichen Tejo-Ufer gegenüber Lissabon entdeckt. Profilbeschreibungen dieser Struktur und der angrenzenden Flankenfazies waren dank mehrerer Sondierungen möglich und finden sich in RAMALHO (1971a). Die Karbonate aus den Bohrungen Barreiro #1-3 besitzen nach RAMALHO (1971a) Oxfordium-Alter. Dieser Autor nahm eine Viergliederung dieser Struktur (BR-2) vor und erkannte einen glaukonitischen Horizont an der Basis der dritten Einheit. Diese glaukonitische Lage, welche auf eine Herabsetzung der Sedimentationsrate während transgressiver Vorgänge hinweist, könnte nach der stratigraphischen Position ihres Auftretens unter allen Vorbehalten mit Korallenkalk-Horizonten an der Basis der mikritischen Serie in Montelo/Fátima, Val da Trave/Montelo und Vale Verde korrelieren (vgl. Abb. 18) und entspricht möglicherweise *Pholadomya*-reichen Knollenkalkbereichen in Casal de Vale de Ventos (Tafel 5/Abb. 3). Des weiteren tritt in dem ebenfalls in 4 lithologische Teile gegliederten Bohrkern von Barreiro #1 in den beiden unteren Abschnitten (ca. 130 m) *Heteroporella lusitanica*, *Alveosepta jaccardi*, Ostrakoden und zahlreiche Charophyten auf (op. cit.). Diese Faunenzusammensetzung gibt einen zeitlichen Hinweis (*H. lusitanica*) auf peritidale/randmarine Serien in der Serra dos Candeeiros und der Serra de Aire. Trotz geringer Auflösung zeigen sich an der Basis fazielle und auch zeitliche Übereinstimmungen mit den Profildarstellungen in den Untersuchungsgebieten in nördlichen Beckenteilen.

Neuere Detailuntersuchungen der Bohrkern von Barreiro #1-4 (ELLIS et al. 1990) berichten demgegenüber von durchgehend vollmarinen Ablagerungen und zeigen eine „shallowing-upward“-Tendenz des „build-ups“, dessen Entwicklung durch Ertrinken („drowning“) beendet wurde. Nach diesen Autoren sitzt die Hügelstruktur unmittelbar auf mitteljurassischen Sedimenten auf, wobei die Cabaços-Schichten nicht ausgebildet sein sollen. Gemäß LEINFELDER (1994a) beginnt die Schichtfolge mit 250 m tonführenden Onkoid-WS, denen eine 5 m mächtige Korallenlage eingeschaltet ist. Darüber schließen sich 400 m tonarme Nerineen-WS/PS an, welche mit thrombolithischen Microsolenen-BiS wechsellagern. Am Top dieser Folge treten Schwamm-Thrombolith-BiS mit wenigen Metern Mächtigkeit auf (ELLIS et al. 1990, Abb. 12). Es folgen *Tubiphytes*-Wackestones, die den Hangablagerungen im Montejunto-Gebiet ähneln und schließlich 100 m debritische Kalkbreccien aus Flachwasserkomponenten, welche in eine Mudstone-Matrix eingebettet sind.

Der lithostratigraphische Vergleich dieser Mud Mound-Struktur mit den Sedimentfolgen in der Serra dos Candeeiros und Aire zeigt nach dieser Darstellung einen gegenläufigen Entwicklungstrend. Während die Profildarstellungen von Barreiro zuerst eine Verflachung und anschließend ein „Ertrinken“ der Mud Mound-

Struktur dokumentieren, ist in den nördlichen (und auch westlichen) Arbeitsgebieten eine deutliche Zunahme und erst am Ende der Entwicklung eine Abnahme der Wassertiefe erkennbar.

Diese Unstimmigkeit könnte zwei Gründe haben:

- Die Ablagerungen in Barreiro waren von gerüstbildenden Organismen geprägt und daher in der Lage, den oxfordischen Meeresspiegelanstieg zu kompensieren.
- Die Entwicklung des Barreiro-„build-ups“ auf einer aktiven, nach Südosten einfallenden Kippscholle des Beckenrandes war am Ende des Oxfordium stärker von tektonischen Vorgängen beeinflusst.

Eine anhand dieser Darstellung vorgenommene lithostratigraphische Korrelation zwischen Barreiro-„build-up“ und den nördlichen Arbeitsgebieten erscheint mir daher zweifelhaft. Interpretiert man jedoch das 5 m mächtige Korallenband innerhalb der basalen Onkoid-WS sowie Schwamm-Thrombolith-BiS am Top der Abfolge darüber mit akzentuierten Flutungseignissen, so läßt sich die untere Korallenlage mit Korallenbänken und *Pholadomya*-reichen Knollenkalken an der Basis der mikritischen Serie in der Serra dos Candeeiros und Serra de Aire parallelisieren. Schwamm-Thrombolith-BiS dürften demnach das Transgressionsmaximum widerspiegeln, welches im Hauptuntersuchungsgebiet vor allem durch Korallenbänke und *Rhizocorallium*-reiche Bankabschnitte, in der Serra de Cesaredas durch reine Thrombolithe markiert wird.

#### Montejunto - Torres Vedras (nach RUGET-PERROT 1961; eigene Beobachtungen)

Die mit Hilfe von Ammoniten gut datierten Sedimente mit den Cabaços- und Montejunto-Schichten zeigen als „pelagische Fazies“ eine vollmarine Entwicklung während des Oxfordiums. Nach eigenen Profilaufnahmen in Torres Vedras (Termas dos Cucos) ließ sich lediglich eine Dreigliederung der Schichtfolge vornehmen:

Nach den Beschreibungen von RUGET-PERROT (1961) aus dem Montejunto-Gebiet (Vale das Rosas) ergibt sich jedoch folgende Profilzusammenfassung:

- 0 - 20 m: dünne, bituminöse Kalke ohne Fossilinhalt
- 20 - 210 m: Pelecypodenführende Biomikrite mit *Ceratomya excentrica*, *Anisocardia*, *Arcomytilus morrisii*, *Astarte*, *Ostrea*. An der Basis ist die Schichtfolge mitunter oolithisch entwickelt, am Top ist sie bituminös und enthält Silex-Knollen.
- ? m: Kompakte Kalke mit Korallen
- ? m: Pelecypodenführende Biomikrite mit z.B. *Arcomytilus*
- 100 m Ammoniten-Mudstones mit großer Einzelschichtmächtigkeit
- 100 m Kalk-Mergel-Wechselfolge mit Ammoniten.

RUGET-PERROT (1961) konnte die basalen 200 Profilmeter zeitlich nicht präzisieren, weist anhand von Ammoniten-Funden den Einheiten darüber (Korallenkalke, Biomikrite) jedoch ein *transversarium*-Alter zu. Eine ähnliche Schichtfolge beschreibt die Autorin aus dem Gebiet um Torres Vedras.

Aus eigenen Untersuchungen wurden innerhalb der Ammoniten-Mudstones und der Kalk-Mergel-Wechselfolge darüber zusätzliche Peloid-Lithoklast-Packstones mit Fragmenten lithistider Schwämme, Korallen, *Neuropora spinosa*, Serpeln und angebohrten Thrombolith-Resten nachgewiesen.

An dieser Profilabfolge zeigt sich ebenfalls zunächst ein Vertiefungstrend, um mit zunehmendem Toneintrag und calciklastischer Schüttung am Top auf eine anschließende Verflachung hinzuweisen. An dieser Darstellung fällt die fazielle Übereinstimmung von Pelecypoden-führenden Biomikriten mit den Faziesseinheiten der Mikritischen Serie im Norden auf. Des weiteren berichtet RUGET-PERROT (1961) von Korallenkalken innerhalb der Pelecypoden-führenden Biomikrite und erwähnt diesen Horizont in vergleichbarer stratigraphischer Position aus Torres Vedras.

Diese Korallenkalke könnten vorbehaltlich mit korallenführenden oder bioturbierten Bankbereichen in den Untersuchungsgebieten korrelieren. Somit läßt sich eine vage Viergliederung der Profilabfolge von Vale das Rosas vornehmen, wonach bituminöse Kalke an der Basis (20 - 30 m) mit palustrinen/lakustrinen Abfolgen zu vergleichen sind. Muschelführende Biomikrite (190 m) entsprechen zeitlich der peritidalen/randmarinen Serie. Ammoniten-führende Mudstones korrelieren mit der mikritischen Serie. Mit dem Einsetzen von siliziklastischen Sedimenten (Mergel) und einer deutlichen Häufung von turbiditischen Schuttkalken („highstand shedding“) von der Montejunto-Plattform entspricht die oberste Sedimentfolge im Montejunto-Torres Vedras-Gebiet der Verflachungsserie. Keinesfalls dürfen die Bivalven-Kalke aus Vale das Rosas trotz gleicher fazieller Ausgestaltung mit den Biomikriten der mikritischen Serie verglichen werden. Sie stellen vielmehr die distale Faziesentwicklung zur peritidalen/randmarinen Serie dar.

In diesem Zusammenhang möchte ich auf ein mutmaßliches Mißverständnis hinweisen. In der Literatur hält sich hartnäckig die Meinung, daß es sich bei den Cabaços-Schichten ausschließlich um eine randmarine bis lakustrine Ablagerungssequenz handeln soll, in der *Heteroporella lusitanica*, Ostrakoden und Charophyten weitverbreitet sind (z.B. WILSON et al. 1989; LEINFELDER & WILSON 1989; u.a.). Eigene Studien der Cabaços-Schichten im Montejunto- und Torres Vedras-Gebiet konnten dies nicht bestätigen (komponentenarme Mudstones mit variablem Bitumengehalt, Austern und einzelnen Echinodermen). Auch RUGET-PERROT (1961) weist neben einer vollmarinen Muschelfauna (s.o.) bereits auf Ammonitenfunde in den Cabaços-Schichten hin (Torres Vedras) und schließt somit lakustrine Faziesräume aus. Sie berichtet lediglich aus einem Profil am Montejunto von einer Ostrakoden- und Dasycladaceen-führenden Faziesentwicklung an der Basis des Oxfordiums, was eventuell auf randmarine Ablagerungsräume zwischen den vollmarinen Gebieten im Süden und palustrinen/lakustrinen Bereichen im Norden hindeutet.

Die oben genannte Fossilzusammensetzung ist jedoch typisch für die zeitlich analogen Vale Verde-Schichten in nördlichen und östlichen Beckenteilen (Serra dos Candeeiros, Serra de Aire und Ota-Gebiet, s.o.). Nach der von mir vorgestellten Viergliederung im Gebiet der Serra dos Candeeiros und Aire gehören die in der Literatur zitierten Vorkommen von *H. lusitanica*, Ostrakoden und Charophyten in die peritidale/randmarine Serie der oberen Vale Verde-Schichten und repräsentieren die proximale Randfazies zu den klassischen und vollmarinen Cabaços-Schichten im Beckenzentrum. Trotzdem kann am Westrand eine brackisch/randmarine Faziesentwicklung aufgrund einer Halbgrabenstruktur des Lusitanischen Beckens schon an der Basis oxfordischer Abfolgen auftreten. Sie besitzt dort ohne *H. lusitanica*, dafür mit „Black Pebbles“ (Pena Seca) sowie lignitischen Mergeln und Bodenhorizonten (Pedrogão) Küstensumpf-ähnlichen Charakter an der Schnittstelle zwischen randmarinen und lakustrinen Faziesräumen. Sie vertritt dort zeitlich die palustrine/lakustrine Serie im Osten.

In der Flachwasserfazies des Montejunto lassen sich lithostratigraphische Korrelationen kaum verwirklichen. Dies liegt einerseits an der mangelnden Verfügbarkeit vollständiger Profilabfolgen und andererseits an der weitgehend aggradativen Entwicklung der Montejunto-Plattform mit einer relativ stabilen Fazieszonierung durch die Zeit.

#### 7.3.4 Lithostratigraphische Gemeinsamkeiten und Unterschiede der Ablagerungssequenzen im Oxfordium

Ausgehend von der Plattformentwicklung in der Serra dos Candeeiros und des Plateaus von Fátima mit terrestrischen Karbonaten an der Basis, gezeitenbeeinflußten Zyklolithemen, vollmarinen Lagunenablagerungen und randmarinen, faziell hochvariablen Abfolgen darüber, lassen sich folgende Vergleiche ziehen:

Zur Küste nach Westen & Nordwesten nimmt mit Delta- und Küstenebenen-Sedimenten der siliziklastische Einfluß an der Basis des Oxfordiums auf Kosten von palustrinen und lakustrinen Folgen zu. Lediglich südlich von Capo



Mondego (Pedrogão) nahm der Einfluß des aktiven Westrandes ab, so daß hier Karbonate mit küstensumpffartiger Prägung zum Absatz kamen. Anschließend ist die Entwicklung im Nordwesten (Capo Mondego, Pedrogão) und in der Serra dos Candeeiros mit karbonatischen Gezeitenablagerungen und mächtigen Biomikriten einer offenen Lagune identisch. Dagegen treten in unmittelbarer Nähe zur tektonisch aktiven Grabenschulter im Westen weiterhin siliziklastisch dominierte Sedimente auf, welche aber zunehmend vor dem vorrückenden Meer zurückwichen.

Niederenergetische Lagunensedimente einer stabilen Plattformphase im Osten und Nordwesten gehen nach Südwesten (Serra do Bouro, Serra de Cesaredas) in hochenergetische Partikelkalke über. Zum Teil werden biomikritische Plattformkarbonate durch Siliziklastika ersetzt (S. Martinho do Porto). Dies beschränkt sich jedoch auf räumlich eng begrenzte tektonische Ereignisse am westlichen Beckenrand.

Die Verflachung am Ende der Plattformentwicklungen machte sich am westlichen und nordwestlichen Beckenrand erneut durch verstärkten siliziklastischen Eintrag bemerkbar, wohingegen in den Arbeitsgebieten der Serra dos Candeeiros und Serra de Aire die Plattformentwicklung anhielt und vorwiegend höherenergetische Sedimente gebildet wurden.

Nach Norden (Pombal) ändert sich die fazielle Grundprägung gegenüber den Arbeitsgebieten in Montelo/Fátima (Serra de Aire) nicht. Aufgrund der proximalen Randlage ist vor allem die Bildung von Sumpfkarbonaten begünstigt, möglicherweise sogar auf Kosten der peritidalen/randmarinen Serie.

Nach Süden in die zentralen Beckenregionen sind Korrelationsversuche mit Unsicherheiten behaftet, da durch aggradative Plattformentwicklungen keine vergleichbaren Entwicklungstrends erkennbar sind. Pelagische Beckenzonen lassen dagegen vage Korrelationen zu. Möglicherweise gehen lakustrine/palustrine Faziesseinheiten über einen schmalen randmarinen Bereich in bituminöse Mudstone-Abfolgen über. Anschließend bildete sich im Beckenzentrum ein niederenergetischer Lagunenbereich (Torres Vedras, Montejunto) heraus, der die Ansiedlung einer muschelreichen Fauna erlaubte und im Norden von einem eingeschränkt lagunären und von Gezeiten bestimmten Faziesraum vertreten wurde (peritidale/randmarine Serie). Die Mikritische Serie mit Pelecypoden-Kalken einer niederenergetischen Lagunenzone blieb möglicherweise durch eine akzentuierte Plattformentwicklung im Montejunto-Gebiet von ammonitenführenden Hemipelagiten südlich davon getrennt. Die Verflachungsserie wird in der Beckenregion wahrscheinlich durch siliziklastischen Eintrag und einer drastischen Zunahme an Hochstand-Schüttungen von der Plattformkante repräsentiert.

Der südliche Beckenrand zeigt große lithologische Übereinstimmungen mit dem Untersuchungsgebiet im Norden. Dies wird zunächst durch das Auftreten von Gezeitenablagerungen im Ota-Gebiet angedeutet, die faziell und zeitlich der peritidalen/randmarinen Serie entsprechen. Weiter nach Süden findet sich in der Serra da Arrábida eine identische Aufeinanderfolge der oxfordischen Serien. Nur am Top wird die Verflachungsserie, im Gegensatz zu hochenergetischen oder brackischen Einheiten im Norden, durch Gezeitenablagerungen vertreten.

Lithostratigraphische Korrelationen mit der oxfordischen Hügelstruktur im Untergrund von Barreiro sind problematisch. Lediglich zwei voneinander unabhängigen Gerüstkarbonat-Horizonten lassen sich wahrscheinlich mit korallenreichen oder stark bioturbirten Lagen in der Serra dos Candeeiros und im Bereich von Fátima/Montelo korrelieren. Nach älteren Profildarstellungen (RAMALHO 1971a) gleichen sich die basalen Abschnitte der Barreiro-Struktur und peritidale/randmarine Serien im Norden. Demnach würden sie das Bindeglied zwischen den peritidal/randmarinen Serien im Ota-Gebiet und der Serra da Arrábida darstellen.

## 8. Meeresspiegel und Tektonik: sequentielle Untersuchungen und Interpretationen

### 8.1 Mega-Zyklothema zweiter Ordnung

Wie sich in Kap. 7.2 und 7.3 zeigte, ermöglichen lithostratigraphische Untersuchungen eine Viergliederung der untersuchten Ablagerungssysteme (Abb. 18), die im Ost- und Südteil des Lusitanischen Beckens teilweise mit Hilfe von *Heteroporella lusitanica* geeicht werden konnten. Anhand dieser Gliederung wird eine Sedimentationsfolge deutlich, welche mit terrestrischen Karbonaten/Siliziklastika über randmarine Gezeitenablagerungen bis zu vollmarinen Plattformkarbonaten eine zunehmende Wassertiefe von der Basis bis zu den höheren Abschnitten der mikritischen/karbonatischen/marinen Serie erkennen lassen. Damit dokumentiert diese Sukzession eine Entwicklung auf dem ansteigenden Ast einer transgressiven/regressiven Sequenz zweiter Ordnung, wie sie von LEINFELDER & WILSON (1998) für die zweite Riftphase (Mittel-Oxfordium bis Unter-Berriasium) angenommen wird (vgl. HARDENBOL et al. 1998). Volumenänderungen des Akkomodationsraums im Lusitanischen Becken, welche von tektonischen Ereignissen und dem Sedimenteintrag gesteuert werden, kontrollierten diese Sequenz.

Die Verflachungsserie, brackische/limnische und hybride Serie am Top der untersuchten Sequenzen zeigen hierzu einen gegenläufigen Trend und weisen mit höherenergetischen Ablagerungen auf eine Verflachung des Sedimentationsraums und mit zunehmenden siliziklastischen Schüttungen auf gleichzeitige Hebungen der Beckenschultern hin (vgl. Kap. 10). Sie liefert bereits erste Hinweise auf den Beginn des Höhepunkts der zweiten Riftphase, wie er anschließend in der höheren *bimammatum*-Zone erfolgte (LEINFELDER 1993b; LEINFELDER & WILSON 1989, 1998). Der Rift-Höhepunkt führte schließlich zur Akzentuierung der Beckenmorphologie, wobei Hangendschollen in tiefere Bereiche abgeschoben und Liegendschollen entlang von steil einfallenden Störungsbahnen relativ gehoben wurden (op. cit.). Dadurch kam es in zentralen Beckenbereichen am Montejuento einerseits zur Ablagerung tiefmariner Turbiditsequenzen und andererseits zur partiellen Verkarstung von Flachwasserkarbonaten. In den Arbeitsgebieten der randlichen Beckenzonen machten sich erste tektonische Hebungsbewegungen vor dem Rifthöhepunkt lediglich durch eine sichtbare Verflachung des Sedimentationsraums bemerkbar, ohne daß dabei die Karbonatproduktion zusammenbrach. Erst zu dem Zeitpunkt als sich im Montejuento-Gebiet die Tojeira-Schichten bildeten, kam es zur siliziklastischen Verfüllung des weiterhin flachen Sedimentationsgebiets. Dies dokumentiert der Umschlag von vorwiegend karbonatischer Sedimentation zu rein siliziklastischen Ablagerungen, die in den Ablagerungsgebieten oftmals die untersuchten Folgen überlagern.

### 8.2 Zyklen dritter Ordnung

Nachdem nicht nur verschiedene Beckenregionen lithostratigraphisch erfolgreich korreliert, sondern auch der grobe Ablauf der oxfordischen Sedimentationsgeschichte rekonstruiert werden konnte, wäre eine höhere stratigraphische Auflösung der untersuchten Ablagerungssequenzen wünschenswert. So sind mikritische Beckensedimente im Montejuento - Torres Vedras-Gebiet mittels orthostratigraphischer Biozonierung gut gegliedert. Äquivalente Sedimentfolgen im Nord- und Westteil des Beckens können mit *Heteroporella lusitanica*, *Alveosepta jaccardi* und lithostratigraphischen Korrelationen nicht mit annähernder Genauigkeit datiert werden (vgl. Kap. 7). Ein Vergleich zwischen der nördlichen/westlichen Rand- und der zentralen Beckenfazies muß zwangsläufig spekulativ bleiben. Erst recht ist eine Korrelation mit Abfolgen aus dem tethydischen oder borealen Raum (z.B. London-Paris-Becken) bisher mit großen Unsicherheiten behaftet. Aufgrund der unzureichenden biostratigraphischen Kontrolle in den Arbeitsgebieten westlich und östlich des Bombarral-Teilbeckens werde ich mit Hilfe eines sequentiellen Ansatzes die Einteilung der Abfolgen in logische Ablagerungssequenzen vornehmen. Bei dieser Vorgehensweise sind vor

allem lithologische Trennflächen von Bedeutung, die eine Sequenz begrenzen oder innerhalb dieser vorzufinden sind.

Die Sequenzgliederung geht auf VAIL et al. (1977) zurück und beruht auf den Ergebnissen seismischer Untersuchungen. Die Autoren erkannten die zyklische Aufeinanderfolge von Sequenzen 3. Ordnung (1 - 10 m.a.) und interpretierten diese als rein eustatische Signale eines schwankenden Meeresspiegels. Dies versuchten sie an tektonisch relativ stabilen Sedimentationsräumen zu beweisen (z.B. Pariser Becken). Aus diesen Studien und mit Hilfe kompilierter Datensätze entstanden phanerozoische Meeresspiegelkurven („coastal onlap“-Karten (HAQ et al. 1987, 1988), welche in der Folgezeit ständig verfeinert wurden (PONSOT & VAIL 1991a, b; RIOULT et al. 1991; HARDENBOL et al. 1998). Diese Kurven sind jedoch nicht unumstritten, sondern oftmals Gegenstand heftiger Diskussionen (z.B. MIALL 1996, 2000).

Die von MITCHUM et al. (1977) und VAIL et al. (1977) eingeführte sequentielle Gliederung mit den entsprechenden Abkürzungen findet in dieser Arbeit Verwendung. Unter sequenzstratigraphischer Hinsicht läßt sich jede Sequenz in drei Einheiten gliedern:

- Tiefstand-Systemzug (LST - lowstand systems tract) oder Schelfrand-Systemzug (SMST - Shelf margin systems tract)
- 2. Transgressions-Systemzug (TST - transgressive systems tract)
- 3. Hochstand-Systemzug (HST - highstand systems tract)

Eine nachträglich eingeführte Sequenzgliederung (HUNT & TUCKER 1992), wonach dem fallenden Meeresspiegel („forced regressive wedge systems tract“) und dem Meeresspiegeltiefstand („lowstand prograding wedge systems tract“) separate Systemzüge zugeordnet werden, wird im Rahmen der hier durchgeführten Untersuchungen nicht berücksichtigt.

Die einzelnen Systemzüge werden von typischen Trennflächen begrenzt:

- Transgressionsflächen (ts) zwischen Tiefstand- und Transgressions-Systemzug
- Maximale Flutungsflächen (mfs) zwischen Transgressions- und Hochstand-Systemzug
- Sequenzgrenzen (SB) zwischen Hochstand- und Tiefstand-Systemzug der nachfolgenden Sequenz.

### 8.2.1 Diskontinuitäts- und Trennflächen in den untersuchten Gebieten

Auf der Grundlage sequenzstratigraphischer Analysen lassen sich in den Abfolgen der Arbeitsgebiete unterschiedliche Trennflächen ausgrenzen. Diese Horizonte hatten bereits bei lithostratigraphischen Vergleichen eine zum Teil größere Bedeutung (vgl. Kap. 7.2, 7.3, Abb. 18).

#### Sequenzgrenzen: (vgl. Abb. 19)

Die Basis sämtlicher untersuchter Profile ist durch eine beckenweite Schichtlücke markiert. Die Oberfläche mitteljurassischer Plattformkarbonate darunter bezeugt mit Verkarstungserscheinungen, Caliche-Horizonten (in der Sra. da Arrábida), Eisenimprägnationen und Erosionsdiskordanzen mit groben Karbonatbreccien (WRIGHT & WILSON 1987; LEINFELDER 1994a, eigene Beobachtungen) eine Hebung in den subaerischen Bereich und somit eine Sequenzgrenze von Typ 1 (*sensu* VAN WAGONER et al. 1988). Dieser Grenze lagert die palustrine/lakustrine, terrestrische und terrestrische/limnische Serie auf.

Eine weitere Sequenzgrenze läßt sich am Top der meisten Gesamtabfolgen nachweisen, indem mit abruptem Fazieswechsel karbonatische Einheiten von siliziklastischen Sedimenten (fluviale Rotklastika in Murteira, fossilführende Mergel der Alcobaça-Schichten in Pena Seca und Casal de Vale de Ventos) überlagert werden. Sie

besitzt in den Arbeitsgebieten den Charakter einer Sequenzgrenze von Typ 2 ohne Hinweise auf Erosions- und Auftauchereignisse. Im Montejunto-Gebiet deutet jedoch ein Fazieswechsel in Verbindung mit verkarsteten Riffkalken auf eine Sequenzgrenze von Typ 1 hin (Tojeira-Schichten). Weitere eindeutige Sequenzgrenzen treten in den Untersuchungsgebieten nicht auf. Trotzdem gibt es mit späten Hochstand-Ablagerungen und nachfolgenden Transgressionsflächen Hinweise auf eine weitere Sequenzgrenze innerhalb der mikritischen beziehungsweise karbonatischen Serie.

#### Transgressionsflächen:

Die auffälligste Transgressions-Fläche tritt in sämtlichen Arbeitsgebieten mit einem deutlichen Fazieswechsel zwischen den terrestrischen Karbonaten/Siliziklastika der basalen lithostratigraphischen Einheiten (terrestrische, palustrine/lakustrine, terrestrische/limnische Serie) und den faziell hochvariablen randmarinen Abfolgen der randmarinen/peritidalen, hybriden und terrestrisch-marinen Serie auf (Abb. 19). Sie markiert den Beginn der oxfordischen Transgression und den Übergang von progradierenden zu retrogradierenden Faziesmustern.

Weitere Transgressionsflächen werden von Onkolith-Horizonten gebildet, welche sich lateral über weite Strecken verfolgen lassen. Onkolithe deuten auf instabile Umweltbedingungen hin und können an den Beginn transgressiver Phasen gebunden sein (PERYT 1981; NOSE 1995). Sie dokumentieren eine Herabsetzung der Hintergrundsedimentation, welche durch das vorrückende Meer auf küstennahe Ablagerungsbereiche beschränkt bleibt. In den Arbeitsgebieten treten onkolithische Transgressionsflächen ausnahmslos innerhalb der mikritischen/karbonatischen/marinen Serie auf. Diese Bänke und Bankbereiche führen generell Onkoide mit dicht-mikritischen und glatten Cortices.

#### Maximale Flutungsflächen

Diese lithologischen Trennflächen besitzen in den Untersuchungsgebieten eine herausragende Bedeutung, da sie in einer homogenen und mächtigen Abfolge auffällige Gerüstkalk- oder Kondensationshorizonte ausbilden und im Gegensatz zu Transgressionsflächen/Sequenzgrenzen als ausgesprochen isochron gelten (vgl. MANCINI & TEW 1997). Sie treten an der Basis und in den höheren Abschnitten der mikritischen/karbonatischen Serie auf (Abb. 19). *Pholadomya*-reiche Knollenkalke und *Rhizocorallium*-dominierte Bankbereiche stellen innerhalb der Serra dos Candeeiros extrem bioturbirte Horizonte dar (Tafel 5/Abb. 3, 4). Die durch frühe Verhärtung oftmals knollig verwitternden Kalke belegen ausgesprochen geringe Sedimentationsraten (vgl. FÜRSICH & SCHMIDT-KITTLER 1980). Unter diesen Verhältnissen entwickelten die stark bioturbirten Bankbereiche im Untersuchungsgebiet geringmächtige und kondensierte Horizonte. Ich interpretiere daher die *Pholadomya*-Kalke im Basisabschnitt der mikritischen Serie in Casal de Vale de Ventos und *Rhizocorallium*-Horizonte in den oberen Bereichen der mikritischen Serie von Murteira als Ausdruck maximaler Plattformflutung.

Auch Gerüstkarbonate (Mikrobolithe, koralligene Karbonate) stellen auffällige Indexhorizonte dar. Ihr Auftreten innerhalb der zumeist monotonen Gesteinsabfolgen dürfte auf eine Änderung der Umweltparameter zurückzuführen sein. Auf der Grundlage der Studien von LEINFELDER et al. (1994) und NOSE (1995) lassen sich hier ebenfalls verringerte Sedimentationsraten annehmen, die das Wachstum von Korallenrasen, Korallen-Mikrobenkrusten-Boundstones und reinen Thrombolithen in vergleichbaren stratigraphischen Positionen innerhalb der unterschiedlichen Profilabfolgen begünstigten. So dokumentieren im Extremfall von Profil Pena Seca reine Thrombolith-Horizonte sauerstoffkontrollierte Transgressionshöhepunkte (Abb. 19, Tafel 7/Abb. 1, 2) (vgl. LEINFELDER et al. 1993b, 1996; LEINFELDER 1997). In den östlichen Arbeitsgebieten lassen sich einzelne

koralligene Horizonte mit extrem bioturbirten Biomikriten (*Pholadomya/Rhizocorallium*) parallelisieren. Sie treten in stratigraphisch vergleichbaren Positionen auf und weisen gemeinsam auf ein transgressives Maximum hin.

Untersuchungen an stabilen Isotopen unterstützen die Annahme eines transgressiven Höhepunktes, welcher von Gerüstkarbonaten angezeigt wird.  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von  $\sim 3,9\%$  repräsentieren in den höheren Profilabschnitten von Montelo ein transgressives Maximum während des Mittel-Oxfordiums (Kap. 6.5). Der starke positive Exkurs des  $\delta^{13}\text{C}$  liegt dabei im Bereich eines als maximale Flutungsfläche interpretierten Korallen-BS (Abb. 19).

### 8.2.2 Sequenzen in den untersuchten Gebieten

Die nachfolgende sequentielle Gliederung der bearbeiteten Abfolgen beruht auf der Grundlage der identifizierten Diskontinuitätsflächen. Vor allem maximale Flutungsflächen mit streng isochronem Charakter spielen eine entscheidende Rolle. Bei der sequenzstratigraphischen Interpretation sollte jedoch berücksichtigt werden, daß in karbonatischen Systemen vor allem Sequenzgrenzen und maximale Flutungsflächen durch das Wechselspiel von eustatischen Meeresspiegelschwankungen und tektonischem Subsidenzverhalten des Ablagerungsraums maskiert sein können (vgl. SCHLAGER 1993). Aus diesem Grund sind in den Arbeitsgebieten die Begrenzungen der einzelnen Systemzüge trotz detaillierter Untersuchungen nicht immer vorzufinden. Die Grenzziehung erfolgte somit durch Interpolation nach dem „best fit“-Prinzip. Die Profilabfolge von Montelo/Fátima stellt dabei die am vollständigsten entwickelte Ablagerungssequenz dar (Abb. 19).

verwendete Abkürzungen:

LST - Tiefstand-Systemzug; TST - Transgressions-Systemzug; HST - Hochstand-Systemzug; SB - Sequenzgrenze.

#### Serra dos Candeeiros und Plateau von Fátima

Die Einzelprofile des Hauptuntersuchungsgebiets zeigen hinsichtlich der sequenzstratigraphischen Gliederung eine große Übereinstimmung. Sie werden gemeinsam interpretiert und dienen bei dem Vergleich mit anderen Ablagerungsgebieten als Referenz (Abb. 19).

#### *Sequenz 1*

SB-A1: Die Sequenzgrenze von Typ 1 wird von einem Auftauchhorizont repräsentiert und von Eisenimprägnationen (Casal de Vale de Ventos, Vale da Trave) sowie Verkarstungserscheinungen (Casal de Vale de Ventos, Vale Verde) begleitet.

LST-A1: Die Tiefstandablagerungen sind identisch mit der palustrinen/lakustrinen Serie (vgl. Abb. 18, 19). Sie beginnen mit Sumpfkarbonaten und Bodenbildungen auf distalen alluvialen Überschwemmungsebenen und bestehen aus lignitführenden Kalkmergeln, „Black-Pebble“-Lithoklast-FS, Pisolithen und Caliche-Horizonten. Darüber folgen zumeist offen-lakustrine Charophyten-Ostrakoden-Kalke, welche den Abschluß des LST-A1 bilden. Der Übergang von palustrinen zu lakustrinen Faziesseinheiten kann auf höhere Niederschlagsraten zurückgeführt werden, die als Ausdruck erhöhter Humidität auf einen beginnenden Meeresspiegelanstieg am Ende des Tiefstands hindeuten.

In Vale da Trave sind die palustrinen Tiefstandsablagerungen stark kondensiert und weisen am Top keine Kappe aus Lakustrinkarbonaten auf. Möglicherweise befand sich der Ablagerungsraum über einer lokalen Schwellenregion mit verringerten Subsidenzraten.

TST-A1: Beginnt mit dem raschen Einsetzen kleinmaßstäblicher Verflachungsabfolgen randmariner/peritidaler Zyklen (flache subtidale Biomikrite, Cyanophyceen-BS, Fensterkalke mit Gipsseudomorphosen (Tafel 3/Abb. 3)

und Trockenrissen (Tafel 4/Abb. 1) auf offen-lakustrinen Faziesseinheiten. Die Obergrenze (maximale Flutungsfläche) des TST-A1 ist nicht identisch mit dem Übergang von der peritidalen/randmarinen zur mikritischen Serie, sondern wird hauptsächlich von Korallen-Bound-/Floatstones innerhalb des Basisabschnitts der mikritischen Serie markiert (Abb. 19). In der Profilabfolge von Casal de Vale de Ventos repräsentieren bioturbirte *Pholadomya*-Horizonte die Kondensationslage der maximalen Flutung und entsprechen zeitlich den Korallenhorizonten. Der TST-A1 umfaßt somit die gesamte randmarin/peritidale und die Basis der mikritischen Serie.

Auch die Transgressionssedimente von Vale da Trave stehen im Vergleich mit den anderen Untersuchungsgebieten in geringer Mächtigkeit an. Sie besitzen ebenfalls peritidalen Charakter, beweisen jedoch mit „Black Pebble“-reichen Faziesseinheiten aufgetauchte und küstennahe Sumpfreigionen. Erst in den späten Transgressionsphasen nahm in diesem Gebiet die Subsidenz des Ablagerungsraums stark zu. Es entstanden dadurch zunächst noch gezeitenbeeinflusste Karbonatsande, im Anschluß daran jedoch zunehmend Mollusken- und Foraminiferen-reiche Karbonate der mikritischen Serie, welche mit Korallen-Horizonten (maximale Flutungsfläche) abschließen.

HST-A1: Beginnend über den Korallenhorizonten und *Pholadomya*-reichen Kondensationen liegt dieser Systemzug vollständig im unteren Teil der mikritischen Serie. Es überwiegt eine Wechselfolge aus bioturbirten/nicht bioturbirten Biomikriten mit benthischen Foraminiferen, Mollusken und Gastropoden. In Casal de Vale de Ventos treten in den Hochstandsablagerungen horizontalisiert Korallenstöcke auf. Eine Sequenzgrenze (SB-A2) am Top der Hochstandsablagerungen kann in den Ablagerungsräume vermutet werden. Höherenergetische Barrensedimente und Einschaltungen von brackischen Faziesseinheiten in Montelo lassen sich als späte Hochstandssedimente ansprechen. Sie weisen somit indirekt auf eine Sequenzgrenze (SB-A2) im Hangenden hin (Abb. 19). Es ist wahrscheinlich, daß die Sequenzgrenze (Typ 2) zu Zeiten starker Beckensubsidenz und gleichzeitig hoher Karbonatproduktion während des Oxfordiums in Portugal vollständig maskiert wurde.

#### *Sequenz 2*

LST-A2: Mit nur vagen Hinweisen auf SB-A2 bleibt die Basis des darauffolgenden Tiefstand-Systemzugs (LST-A2) spekulativ. Weitere Beckensubsidenz bei gleichzeitig hoher Karbonat-Akkumulation verhinderte eine Änderung der Sedimentationsbedingungen, so daß die Tiefstandssedimente innerhalb der Biomikrite der zentralen mikritischen Serie enthalten sein dürften. Trotzdem gibt es Hinweise auf LST-A2, indem in den Profilen von Casal de Vale de Ventos und Fátima mikritonkoidische Einschaltungen in einer monotonen Abfolge auf den Beginn der nachfolgenden Transgression hinweisen (Abb. 19, 33b, 37b). Diese Einschaltungen interpretiere ich als Transgressionsfläche an der Basis des nachfolgenden Transgressions-Systemzugs.

TST-A2: Mit einer onkolithischen Transgressionsfläche an der Basis (Casal de Vale de Ventos, Fátima) schließt dieser Systemzug mit einer deutlich entwickelten Flutungsfläche in sämtlichen Arbeitsgebieten der Serra dos Candeeiros und Serra de Aire die mikritische Serie nach oben hin ab. Die Obergrenzen von TST-A2 und der mikritischen Serie sind somit identisch. In der Folge von Murteira wird diese Flutungsfläche von kondensierten *Rhizocorallium*-Biomikriten dargestellt, die in den übrigen Gebieten der Serra dos Candeeiros von koralligenen Horizonten mit zum Teil großer lateraler Ausdehnung (Fátima) ersetzt werden. Auch diesen Systemzug charakterisieren fast durchgehend Foraminiferen- und Mollusken-reiche Wacke- bis Floatstones. In der mikritischen Serie von Casal de Vale de Ventos drängen sich jedoch korallenreiche Horizonte. Sie kennzeichnen den transgressiven Charakter von TST-A2 (Abb. 18, 19, 33b - d).

HST-A2 & SB-A3: Deutliche Anzeichen auf eine zunehmende Verflachung liefern Marinellen-Kalke (Casal de Vale de Ventos), fossilführende Mergel (Murteira) und brackische Einschaltungen in Wechsellagerung mit hochenergetischen Barrensedimenten (Fátima). Letztere trennen eingeschränkt marine von offen-lagunären

Faziesräumen. Diese Ablagerungen dokumentieren späte Hochstand-Sedimente. Die Basis von HST-A2, unmittelbar über der Flutungsfläche, zeigt hingegen weiterhin die biomikritische Entwicklung früher Hochstandablagerungen (Abb. 19).

Nach oben wird HST-A2 von SB-A3 begrenzt, welche in den Arbeitsgebieten nur zum Teil aufgeschlossen ist. Sie zeichnet einen Fazieswechsel von rein karbonatischen Plattformsedimenten zu fluvialen Rotklastika (Murteira) oder fossilführenden Mergeln (Casal de Vale de Ventos) der Alcobaca-Schichten nach.

### Serra de Cesaredas

Flache Rampengeometrien und das Fehlen eines deutlichen Hangknicks an der Plattformkante sind für die mangelnde Fazieszonierung auf der Ramalhal-Plattform, zu der das Untersuchungsgebiet um Pena Seca gehört, verantwortlich. Zugegebenermaßen erscheint vordergründig vor allem innerhalb der karbonatischen Serie ein Faziesmosaik vorzuherrschen, welches keinen eindeutigen Gesetzmäßigkeiten folgt. Mit Hilfe detaillierter Mikrofaziesuntersuchungen konnte das Faziesmosaik in grobe Faziesassoziationen gegliedert werden, die eine sequenzstratigraphische Einteilung der Abfolge von Pena Seca zulassen (Abb. 19).

#### *Sequenz 1*

**SB-B1:** Zwischen mitteljurassischen Plattformkarbonaten und oberjurassischen Siliziklastika ist SB-B1 als Winkeldiskordanz entwickelt (Tafel 2/Abb. 1). Die durch Siliziklastika verfüllten Verkarstungshohlräume auf der Oberfläche des karbonatischen Unterbaus beweisen auch im Westen des Bomabarral-Beckens eine Sequenzgrenze von Typ 1.

**LST-B1:** Die basalen Tiefstand-Ablagerungen unmittelbar über SB-B1 stimmen mit der palustrinen/lakustrinen Serie im Osten des Arbeitsraums überein und bestehen vorwiegend aus feinkörnigen Siliziklastika von Küstenebenen. Neben Hochwassersedimenten (selten mit lignitischem Anteil) treten fluviale Arenite mit Wurzelhorizonten auf. Polymikte Karbonat-Konglomerate in unterschiedlichen Niveaus wurden als grobklastische Alluvialfächer abgelagert. Die typischen Tiefstandfächer zeichnen weniger eustatische Meeresspiegelschwankungen als vielmehr akzentuierte Hebungsvorgänge des Caldas da Rainha-Bolhos-Diapirs nach. In dessen Scheitelregion war der unter-/mitteljurassische Untergrund bereits freigelegt („Black Pebbles“, Dolomit- und Mikrit-Gerölle).

Die Tiefstand-Sedimente in terrigener Ausbildung sind nur in einem kleinen Bereich des Arbeitsgebiets (Pena Seca, vgl. Sondierung Lourinhã #1), in der Nähe des kristallinen Beckenrands, abgelagert. Sie werden nach NE durch Oogonien- und „Black Pebble“-führende Biomikrite ersetzt (vgl. RUGET-PERROT 1961). Nach SE (Bohrung Campelos #1) gehen sie ebenfalls in Ostrakoden-Charophyten-Kalke über (vgl. ELLIS et al. 1990).

LST-B1 wird nach oben von einer heterochronen Transgressionsfläche begrenzt, die durch das Einsetzen stark quarzsandiger Plattformkarbonate gekennzeichnet ist. Diese Grenze zeigt ein großräumiges Verzahnungsmuster (mehrere km) zwischen terrigenen Rotklastika und hybriden Sandsteinen/Karbonaten. Solche Verzahnungen sind typisch für gemischt siliziklastisch/karbonatische Ablagerungsräume, die durch relative Meeresspiegelschwankungen (eustatisch & tektonisch) gesteuert werden (LEINFELDER 1994a).

**TST-B1:** Über der Transgressionsfläche folgen faziell hochvariable Transgressionsablagerungen, wie oolithische und onkolithische Partikelkalke, hybride Sandsteine, Gastropoden- und Foraminiferen-reiche Wackestones und Stromatoporen-Biostrome. In diese sind weiterhin arenitische Rinnenfüllungen und karbonatische Alluvialfächer-Sedimente (Abb. 40) eingeschaltet. Der Widerspruch einer erneuten Progradation siliziklastischer Systeme während TST-B1 lässt sich auf Phasen hoher Sedimentakkumulation zurückführen. Der entstandene Akkomodationsraum wurde zugeschüttet, der relative Meeresspiegelanstieg durch ein Überangebot an terrigenem Detritus

überkompensiert. Die maximale Flutungsfläche liegt innerhalb der karbonatischen Serie und wird einerseits durch das Aussetzen der Quarzsandführung und andererseits durch einen auffälligen Korallen-Mikrobenkrusten-Boundstone markiert. TST-B1 umfaßt somit die hybride Serie I und den basalen Abschnitt der karbonatischen Serie (Abb. 19).

**HST-B1:** Mit den Hochstandsablagerungen beginnt eine monotone Abfolge von oolithischen Faziesseinheiten, denen nur vereinzelt Stromatoporen- und Korallen-Biostrome zwischengeschaltet sind. Quarzsand-führende und mergelige Marinellen-Onkolithe am Top von HST-B1 lassen sich auf einen erhöhten Toneintrag am Ende des Hochstands, bei beginnendem Meeresspiegelabfall, zurückführen (Abb. 39h). Analog zu den Abfolgen der Serra dos Candeeiros und Serra de Aire ist auch in diesem Arbeitsgebiet keine Sequenzgrenze (SB-B2) festzustellen. Trotzdem läßt sie sich im Hangenden der siliziklastisch beeinflussten (späten) Hochstand-Sedimente annehmen (Abb. 19).

#### *Sequenz 2*

**LST-B2:** Die geringmächtigen oolithischen Tiefstand-Sedimente (~ 30 m) besitzen eine nicht näher definierte Untergrenze, werden jedoch im Hangenden durch eine onkolithische Transgressionsfläche begrenzt.

**TST-B2:** Zunehmende Einschaltungen von Gerüstkarbonaten belegen den transgressiven Charakter dieses Systemzugs. Ihm liegen Mikrobenkrusten-reiche Korallenkalke auf, die mit einem rein thrombolithischen Horizont abschließen. Dieser kennzeichnet den Transgressionshöhepunkt innerhalb des Arbeitsgebiets und spiegelt dysaerobe Verhältnisse unterhalb der Schönwetterwellenbasis wider.

**HST-B2:** Der frühe Hochstand setzt mit einer zyklischen Aufeinanderfolge von flächig abgelagerten Karbonatsanden (Ooid-Cortoid-PS) und Korallen-Mikrobenkrusten-Biostromen ein. Die Zyklen dokumentieren Modulationen des Meeresspiegels von höherer Ordnung. Hierbei stellen oolithische Einheiten mit großen Bankmächtigkeiten aggradierende/progradierende Hochstand-Phasen dar, wohingegen koralligene Boundstones kurzfristige Transgressionen innerhalb des frühen Hochstands anzeigen. Insgesamt dominierten jedoch die Hochstand-Sedimente, deren Ablagerung im Übergang zu späten Hochstand-Phasen zu stärker progradierenden Faziesmustern führte.

Der späte Hochstand beginnt mit der Zuschüttung von Korallenbiohermen durch feinkörnige Quarzarenite (Abb. 39m). Während der späten Hochstand-Phase werden Gerüstkarbonate zugunsten von mächtigen Ooid-Cortoid-PS selten. Am Ende von HST-B2 machen sich erneut einsetzende Hebungen der westlichen Beckenschulter durch einen terrigenen Eintrag bemerkbar. Infolgedessen schließen Feinsandlagen und stark sandige Barrensedimente mit Quarzkernooïden diesen Hochstand-Systemzug ab.

**SB-B3:** Die Sequenzgrenze wird durch das Einsetzen feinkörniger Siliziklastika der unteren Alcobaça-Schichten (Moledo-Schichten *sensu* KLINGEL 1991) markiert. Sie stellt in diesem Bereich eine Sequenzgrenze von Typ 2 dar.

#### Serra do Bouro

Die sequentielle Gliederung dieses Arbeitsgebiets ist aufgrund der stark kondensierten marinen Serie problematisch (vgl. Abb. 18, 19). Im Gegensatz dazu bildet diese Serie in den anderen Arbeitsgebieten den Hauptteil der Profile. Es lassen sich hieraus ausgesprochen geringe Subsidenzraten des Untergrunds ableiten, welche auf verstärkte Diapirtätigkeit hinweist, die einem steigenden Meeresspiegel entgegenwirkte. Die Subsidenz nahm dabei erst im Verlauf des Oxfordiums ab, nachdem an der Basis noch vergleichbare Mächtigkeiten zwischen den Untersuchungsgebieten auf eine einheitliche Beckenentwicklung hindeuten.



### *Sequenz 1*

**SB-C1:** Die Sequenzgrenze zwischen mittel- und oberjurassischen Sedimentabfolgen ist nicht unmittelbar aufgeschlossen. Mitteljurassische Gerölle innerhalb von lignitreichen Schlammsteinen lassen jedoch die Sequenzgrenze direkt im Liegenden der Siliziklastika annehmen. Die Karbonatgerölle wurden vermutlich durch die Wurzeln umstürzender Bäume in oberflächennahe siltige Sedimente transportiert.

**LST-C1:** Progradierende Feinklastika oberer deltaischer Sedimentationsgebiete im Übergang zu Überschwemmungsebenen bilden mit teilweise lignitischen Schlammsteinen LST-C1. Am Top kamen infolge zunehmender Humidität am Ende des Tiefstands lakustrine Faziesseinheiten zum Absatz. Mit dem Einsetzen erster randmariner Einschaltungen (Pelecypoden, Ostrakoden) wird dieser Systemzug nach oben von einer deutlichen Transgressionsfläche begrenzt. Damit sind die terrestrische/limnische Serie und LST-C1 deckungsgleich.

**TST-C1a:** Das Retrogradieren der unteren Deltaebene zeigt eine Wechselfolge peritidaler, randmariner Pelecypoden-/Ostrakodenkalke und planar-/schräggeschichteter Rinnensedimente (Quarzarenite, lithische Wacken) an (Tafel 4/Abb. 3). Küstenparallele Strömung in Verbindung mit einem steigenden Meeresspiegel verhinderte die Vermischung von terrigenem Detritus und Karbonaten.

Mit diesem Systemzug endet die sequentielle Übereinstimmung mit den bisher untersuchten Arbeitsgebieten. Ein geringmächtiger Bankbereich mit faziell hybrider Charakteristik lagert auf der Abfolge der unteren Deltaebene. Er zeichnet sich durch lagunäre (benthische Foraminiferen, Echinodermen, ?*Ceratomya*) sowie peritidale (Ostrakoden, Phytoklasten) Komponenten aus und ist reich an Lithoklasten (mikritische Intraklasten, „Black Pebbles“, Extraklasten aus Quarzsilt). Die Zusammenschwemmung der verschiedenen Partikel ist auf rasche Transgressionsereignisse zurückzuführen, welche küstennahe Ablagerungsräume aufarbeiteten. Eine maximale Flutungsfläche ist dabei nicht anzunehmen, da im Hangenden darüber Barrensedimente aus distalen Rampenzonen folgen. Ich interpretiere daher die Basis dieses geringmächtigen Bankbereichs als weitere Transgressionsfläche; den nachfolgenden Systemzug werde ich als TST-C1b bezeichnen. Es kann für TST-C1a bis zur darauffolgenden Transgressionsfläche folgendes Szenario nachgezeichnet werden: zu Beginn (TST-C1a) veranlaßte ein moderat ansteigender Meeresspiegel die Progradation unterer Delta- über obere Deltaebenenablagerungen. Anschließend nahm die Rate des relativen Meeresspiegelanstiegs zu und führte zur Herausbildung eines offenmarin-lagunären Sedimentationsraums einerseits und zur Aufarbeitung der Küstenregionen andererseits. Der Systemzug TST-C1a entspricht dabei vollständig der terrestrischen/marinen Serie.

**TST-C1b:** Weiterhin transgressive Verhältnisse zogen die Retrogradation offen-mariner Rampenkarbonate (Onkolithe, Echinodermen-Barren, Ooidsande) nach sich. Den Transgressionshöhepunkt markieren ooidische Bioklastkalke. Diese stammen von externen Barrensystemen und stellen innerhalb der marinen Serie die Ablagerungen mit dem geringsten Siliziklastika-Anteil dar. Eine maximale Flutungsfläche in Form auffälliger Faunenhorizonte oder Kondensationen ist nicht ausgebildet. Die Basisfläche von TST-C1b fällt mit dem Übergang von terrestrischer/mariner zu mariner Serie zusammen. Der obere Abschnitt von TST-C1 beschränkt sich infolgedessen auf den Basisbereich der marinen Serie.

**HST-C1:** Die nachfolgenden Hochstand-Ablagerungen zeigen eine spiegelbildliche Abfolge zu den marinen Faziesseinheiten im Liegenden. Sie reflektieren einen symmetrischen Sedimentationszyklus im Hangenden der deltaischen Serien. Ein früher Hochstand läßt sich durch das Aufwachsen von mächtigen Echinodermenbarren ableiten. Dagegen zeichnen progradierende Faziesmuster und das Vorrücken der karbonatischen Küstenlinie (randmarine/(peritidale) und lakustrine Karbonate) den späten Hochstand nach.

**SB-C2:** Eine Sequenzgrenze von Typ 2 trennt auch hier feinkörnige Siliziklastika im Hangenden von karbonatischen Flachwasserablagerungen im Liegenden.

### 8.2.3 Sequentieller Vergleich der Arbeitsgebiete

In den Arbeitsgebieten der Serra dos Candeeiros, Serra de Aire und Serra de Cesaredas können ohne Zwang zwei Sequenzen ausgewiesen werden. Die Systemzüge ließen sich innerhalb eines durch zwei deutliche Sequenzgrenzen (SB-1, SB-3) vorgegebenen stratigraphischen Rahmens in einer logischen Aufeinanderfolge anordnen. Auf eine weitere Sequenzgrenze im Zentrum der Abfolgen (SB-2) konnte durch Interpolation zwischen späten Hochstandsedimenten (brackische oder hochenergetische Faziesseinheiten, erhöhter Toneintrag) und darüberfolgenden Transgressionsflächen geschlossen werden.

Die Systemzüge entsprechen in ihrer Ausdehnung nur zum Teil den lithostratigraphischen Einheiten (Abb. 18, 19). So sind LST-A1, A2 identisch mit der palustrinen/lakustrinen beziehungsweise terrestrischen Serie in Pena Seca. Die zweite maximale Flutungsfläche markiert in den Arbeitsgebieten die Grenze zwischen mikritischer Serie und Verflachungsserie einerseits und karbonatischer und hybrider Serie andererseits. Die verbleibenden Grenzen der Systemzüge verlaufen jedoch innerhalb der lithologischen Abschnitte.

Es erweisen sich maximale Flutungsflächen als hilfreiche isochrone Markerhorizonte, die in sämtlichen Profilen der genannten Untersuchungsgebiete deutlich in Erscheinung treten. In der Serra de Cesaredas bestehen diese aus Gerüstkarbonaten, in den östlichen Gebieten wurden sie von korallenreichen Karbonaten und stark bioturbierten Bankbereichen gebildet. Dabei entspricht ein Korallen-Mikrobenkrusten-BS an der Basis der karbonatischen Serie korallenreichen beziehungsweise bioturbierten *Pholadomya*-Kalken innerhalb der mikritischen Serie. Reine Thrombolithe als Abschluß der karbonatischen Serie korrelieren mit *Rhizocorallium*-dominierten Biomikriten oder lateral durchhaltenden Korallenbänken in stratigraphisch vergleichbarer Position im Osten.

Transgressionsflächen in der Serra dos Candeeiros und Serra de Aire können an der Grenze zwischen palustriner/lakustriner und randmariner/peritidaler Serie mit Hilfe von *Heteroporella lusitanica* (MF-Typ 4f) als isochrone Grenze zwischen Tiefstand-Systemzug und Transgressions-Systemzug geeicht werden. Dahingegen besitzt die Transgressionsfläche zwischen terrestrischer Serie und hybrider Serie I in der Serra de Cesaredas heterochronen Charakter und ist nur bedingt mit der Transgressionsfläche zwischen Tiefstand- und Transgressions-Systemzug im Osten korrelierbar. Sie überlagert sowohl Siliziklastika als auch randmarine Karbonate. Vor allem terrigene Rotklastika treten nicht nur als Tiefstand-Systemzug auf, sondern kompensieren auch den durch relativen Meeresspiegelanstieg entstandenen Akkomodationsraum während des TST-B1. Weitere Transgressionsflächen in der Abfolge von Pena Seca sind aufgrund eines mosaikartigen Faziesmusters wesentlich undeutlicher ausgeprägt als in den Arbeitsgebieten östlich des Bombarral-Beckens.

Die sequenzstratigraphische Gliederung in der Serra do Bouro weicht mit nur einer Sequenz erheblich von den übrigen Untersuchungsgebieten ab. An der Basis sind noch große Übereinstimmungen zu Tiefstand- und frühen Transgressions-Systemzügen der Serra dos Candeeiros und Serra de Aire festzustellen, indem LST-C1 ebenfalls eine Zweigliederung mit lakustrinen Karbonaten über deltaischen Ablagerungen erfährt. Auch der nachfolgende TST-C1a besitzt mit randmarinen/peritidalen Karbonaten noch große Affinitäten zu TST-A1. Dieser Transgressions-Systemzug wird sowohl im Liegenden als auch im Hangenden von Transgressionsflächen begrenzt, die mit den lithologischen Grenzen übereinstimmen. Unter der Voraussetzung, daß tektonische Aktivitäten bevorzugt im höheren Oxford stattfanden (z.B. LEINFELDER & WILSON 1989) und folglich die oberen Abschnitte der marinen Serie amalgamiert wären, so dürfte die obere Flutungsfläche wie sie in den anderen Untersuchungsgebieten konstant

nachgewiesen wurde, unterdrückt sein. Ein Indiz für die Beeinflussung der höheren Profilabschnitte ist die oben erwähnte Parallelentwicklung der basalen Ablagerungssequenzen zwischen der Serra do Bouro und beispielsweise der Serra dos Candeeiros. Dies bedeutet wiederum, daß das nachgewiesene Transgressionsmaximum (oolithische Barrensediment) zu den unteren Flutungsflächen der anderen Profilabfolgen äquivalent ist und daß TST-C1a und TST-C1b einen zusammengesetzten Systemzug darstellen. Darüber nimmt die sequentielle Entwicklung in der Serra do Bouro allerdings einen anderen Verlauf. Zusammen mit einer extrem kondensierten marinen Serie ist dies auf eine zunehmende Diapirtätigkeit während des Oxfordiums zurückzuführen. Ein positiver Vergleich mit den östlichen Arbeitsgebieten bleibt demnach auf LST-C1, TST-C1a, b, auf ein vermutetes Transgressionsmaximum innerhalb der marinen Serie und einer Sequenzgrenze (SB-C2) am Top beschränkt.

Die Ausgestaltung der einzelnen Systemzüge erlaubt Rückschlüsse auf das Subsidenzverhalten des Untergrunds in den einzelnen Ablagerungsräumen. So deuten kondensierte Systemzüge an der Basis des Profils Vale da Trave auf eine Schwellenregion zu Beginn der oxfordischen Ablagerungsgeschichte hin. Noch zu Beginn der mikritischen Serie lagerten sich hier hochenergetische Karbonatsande in geringen Wassertiefen ab, wohingegen am Westrand der Serra dos Candeeiros und im Nordosten der Serra de Aire bereits Biomikrite unterhalb der Schönwetterwellenbasis entstanden. Im Verlauf des Oxfordiums nahm auch in Val da Trave, genauso wie in den umliegenden Sedimentationsräumen die Beckensubsidenz zu, woraus extrem mächtige und zum Teil eintönige Sedimentabfolgen resultierten. Beim Vergleich der einzelnen mikritischen Serien, welche mit der zweiten maximalen Flutungsfläche enden, fallen trotzdem die geringeren Mächtigkeiten in Vale Verde und Vale da Trave im Zentrum der Serra dos Candeeiros auf. Im Nordosten (Fátima) und am Westhang der Serra dos Candeeiros erreicht die mikritische Serie dagegen ausgesprochen hohe Mächtigkeiten und deutet auf einen stark subsidenten Ablagerungsraum an den Rändern der Serras hin. Trotzdem beweist die homogene Entwicklung der Sedimentabfolgen eine relativ einheitliche Absenkung des Ablagerungsraums, wobei diese durch zentrale Diapirbewegungen zum Teil kompensiert wurde. Modulationen des Meeresspiegels erzeugen in dieser homogenen Serie geringmächtige, jedoch lateral durchhaltende und auffällige Markerhorizonte.

Waren in den östlichen Gebieten vor allem zu Beginn der oxfordischen Sedimentationsgeschichte einzelne Bereiche durch geringe Subsidenzraten gekennzeichnet, so läßt sich dies am Westrand des Lusitanischen Beckens (Serra do Bouro) vor allem in späteren Phasen des Oxfordiums nachweisen. Als Folge davon sind Sequenzgrenzen und für die Gliederung von Ablagerungssequenzen wichtige Trennflächen wahrscheinlich durch eine stark kondensierte marine Serie (entspricht der mikritischen Serie im Osten) maskiert. Diapirbewegungen wurden vor allem in der zweiten Hälfte der oxfordischen Sedimentationsgeschichte intensiviert. Auf der SE-Seite des Caldas da Rainha-Bolhos-Diapirs, zum Beckenzentrum des Bombarral-Teilbeckens hin (Serra de Cesaredas), herrschten durch Abwanderung von triassischen Salzen in die benachbarte Diapirstruktur dagegen konstant hohe Subsidenzraten. Dieses Ablagerungsgebiet stand allerdings nicht nur unter dem Einfluß eines subsidenten Untergrundes, sondern wurde wie das Gebiet um die Serra do Bouro anfänglich auch durch einen sich hebenden kristallinen Beckenrand im Westen beeinflusst. Starke siliziklastische Schüttungen kompensierten dabei den durch Subsidenz gewonnenen Akkomodationsraum.

Letztendlich lag im Bereich der Serra dos Candeeiros und Serra de Aire ein zwar durch Diapirbewegung strukturierter Ablagerungsraum vor, der jedoch ausschließlich von einer relativ einheitlichen Beckensubsidenz gekennzeichnet war. In den Arbeitsgebieten im Westen interferierten zusätzlich tektonische Hebungen des kristallinen Beckenrandes mit einer selektiven Subsidenz des Untergrunds.

#### 8.2.4 Vergleich mit weiteren Gebieten

Wichtige Beiträge zur Sequenzstratigraphie des portugiesischen Oberjuras stammen von BERNARDES (1992), LEINFELDER (1993b), MARQUES et al. (1993), LEINFELDER & WILSON (1998) und PENA DOS REIS et al. (1996, 2000). Diese Arbeiten besitzen eine hohe Detailgenauigkeit hinsichtlich der Ablagerungssequenzen des Kimmeridgiums und Tithoniums. Sequentielle Detailuntersuchungen des Oxfordiums sind dagegen selten (BERNARDES 1992). Vergleiche zwischen den im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Gebieten mit sequenzstratigraphischen Studien gestalten sich daher schwierig. Trotzdem gibt es Hinweise auf wichtige Trennflächen in anderen Sedimentationsgebieten des Lusitanischen Beckens, welche einen groben Vergleich mit den im vorangegangenen Kapitel interpretierten Sequenzen zulassen.

##### Serra da Arrábida

Aus der Profilbeschreibung in Kap. 7.3.2 (LEINFELDER 1993) ist eine identische Faziesentwicklung zu den Abfolgen in der Serra dos Candeeiros und Serra de Aire ersichtlich. Ein Korallenmikrit an der Basis und ein Stromatoporen-führender Bankbereich am Top der mikritischen Serie deuten wahrscheinlich Flutungshorizonte an, die den beiden Flutungsflächen in den Arbeitsgebieten äquivalent sein könnten. Diese Annahme mag eine Überinterpretation der bestehenden Profilbeschreibung von LEINFELDER (1983) darstellen. Doch treten diese Horizonte als Besonderheit in einer monotonen, von Foraminiferen dominierten Folge auf, so daß hier ebenfalls auf Umweltveränderungen (z.B. geringe Sedimentationsraten) infolge von Transgressionsereignissen geschlossen werden kann. Diese ermöglichten die punktuelle Ansiedlung von gerüstbildenden Invertebraten. In der Serra da Arrábida markiert die Basis von groben Breccien-Lagen eine Sequenzgrenze, die SB-3 in dieser Arbeit entspricht (Abb. 19). Aufgrund dieser Interpretation ließe sich ein Teilbereich der Serra de Arrábida in ebenfalls zwei Sequenzen mit vergleichbarer Faziesfolge gliedern.

##### Barreiro

Aus diesem Gebiet liegen verschiedene Profildarstellungen vor (vgl. Kap. 7.3.2). Nach der lithologischen Viergliederung von RAMALHO (1971a) treten an der Basis der dritten Einheit glaukonitische Horizonte auf (BR-#2), die mit der basalen maximalen Flutungsfläche in der mikritischen Serie im Bereich der Serra dos Candeeiros, Serra de Aire und Serra de Cesaredas vergleichbar sind. Das Auftreten von *Heteroporella lusitanica* bekräftigt die Korrelation dieser Trennflächen. Eine grobe zeitliche Abschätzung innerhalb der „build up“-Struktur ist dadurch ermöglicht.

Dahingegen sind nach der Darstellung von ELLIS et al. (1990) die mittelloxfordischen Cabaços-Schichten nicht vertreten. LEINFELDER (1994a) berichtet von einem Korallenband innerhalb der basalen Onkoid-WS. Sollten mittelloxfordische Einheiten tatsächlich fehlen, so würde dieser Gerüsthorizont der unteren maximalen Flutungsfläche innerhalb der mikritischen Serie der untersuchten Arbeitsgebiete entsprechen. Die Wechselfolge aus Korallenkalken und Nerineen-WS darüber besitzt mit deutlicher Abnahme des Tonanteils einen transgressiven Charakter. Schwammreiche Thrombolith-Horizonte am Top dieser Einheit markieren in dieser Hügelstruktur ebenfalls maximale, mitunter auch sauerstoffkontrollierte Plattformflutungen. Sie dürften dem oberen Transgressionshöhepunkt im Nordosten entsprechen und finden ihr Analogon in reinen Thrombolithen innerhalb der Serra de Cesaredas. Auf einen gegenläufigen Vertiefungstrend im Gegensatz zu den Verflachungshinweisen in den Untersuchungsgebieten wurde bereits in Kap. 7.3.2 hingewiesen. Möglicherweise werden mächtige Karbonatbreccien von Tiefwasserkarbonaten durch eine Sequenzgrenze getrennt, welche SB-3 entspricht (Abb. 19).

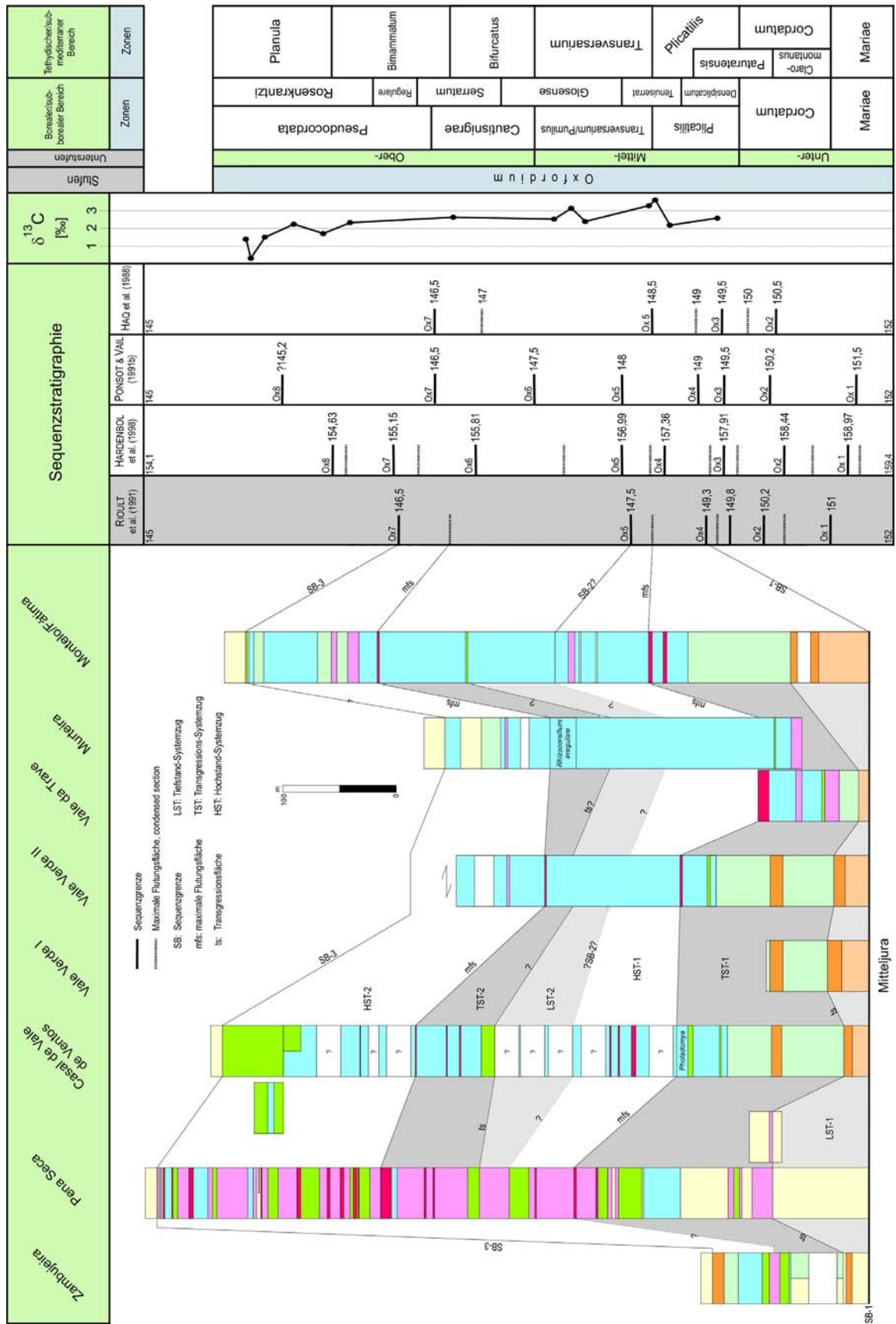


Abb. 19: Sequentielle Gliederung der Ablagerungsreihen in den Untersuchungsgebieten und Korrelation mit RIOULT et al. (1991) (grau unterlegt). Zum Vergleich sind zusätzlich die sequenzstratigraphischen Ergebnisse von HAQ et al. (1987, 1988) und HARDENBOL et al. (1998) angegeben. Die geochronologischen Angaben beziehen sich auf HAQ et al. (1987) und GRADSTEIN et al. (1995). Die  $\delta^{13}\text{C}$ -Kurve korreliert nicht mit der angegebenen Biozonen-Gliederung, sondern stimmt mit der Profildarstellung von Montelo/Fátima überein. (Legende s. Abb. 18).

### Montejunto

LEINFELDER (1993b) UND LEINFELDER & WILSON (1998) deuten die Cabaços-Schichten im Montejunto-Gebiet als Tiefstand-Ablagerungen. Die Montejunto-Schichten darüber werden einer Transgression und einem nachfolgenden Hochstand-Systemzug zugesprochen. Späte Hochstände machten sich dabei durch verstärkte calciklastische Schüttungen von der Plattformkante bemerkbar („highstand-shedding“ nach SCHLAGER et al. 1994). Eine Kalk-Anhydrit-Wechselfolge am Top der Cabaços-Schichten dient als Hinweis auf semiaride Verhältnisse und wird unterstützend für die Tiefstand-Interpretation der gesamten Cabaços-Abfolge herangezogen. Wenn auch diese evaporitisch-kalkige Wechselfolge große Mächtigkeit erreicht (70 m) und deutliche seismische Reflexionen zeigt, so ist die Genese von Anhydrit wahrscheinlich auf die Verwitterung von Pyrit zurückzuführen, der in großer Menge in den bituminösen Kalken der Cabaços-Formation vorzufinden ist. Die Umwandlung dieses Sulfids dürfte zunächst durch die Oxidation von  $\text{FeS}_2$  und anschließend durch die Substitution von  $\text{Fe}^{2+}$  durch  $\text{Ca}^{2+}$  erfolgt sein, welches aus den Karbonaten bezogen wurde. Anhydrit ist daher nicht unbedingt ein verlässlicher Anzeiger für Tiefstand-Systemzüge. Gegen eine Interpretation der gesamten Cabaços-Folge als Tiefstand-Systemzug spricht darüberhinaus ein Trend, der in den höheren Bereichen der Faziesabfolge eher auf transgressive Verhältnisse hindeutet. Ich möchte daher folgenden Vorschlag zur sequenzstratigraphischen Gliederung auf der Grundlage der Profilbeschreibung aus Kap. 7.3 machen:

Die bituminösen Karbonate an der Basis dürften als Tiefstandablagerungen von LST-1 angesprochen werden. Die Pelecypoden-führenden und am Top bituminösen Biomikrite darüber markieren den Beginn von TST-1. Ammonitenführende Mudstones darüber repräsentieren sowohl späte Phasen von TST-1 als auch Hochstandablagerungen, welche keine höhere Auflösung der sequentiellen Entwicklung erkennen lassen. Lediglich zunehmende Hochstandschüttungen und verstärkter Toneintrag deuten nach oben auf einen sich verflachenden Sedimentationsraum und auf späte Hochstand-Phasen hin. Die Sequenzgrenze SB-3 (Abb. 19) wird im Montejunto-Gebiet durch das Einsetzen siliziklastischer Folgen der Tojeira-Schichten markiert, welche Karbonatblöcke der zuvor verkarsteten Plattform enthalten.

### S. Martinho do Porto & Sobral da Lagoa

Diese Arbeitsgebiete an den Flanken des Caldas da Rainha-Diapirs wurden von BERNARDES (1992) sequenzstratigraphisch bearbeitet. Die Autorin erkannte sechs Ablagerungssequenzen zwischen dem Mittel-Oxfordium und dem Ober-Tithon (J1 - J6). Die oxfordischen Abfolgen umfassen auch hier zwei Sequenzen. Hierbei vertritt J1 die Vale Verde-Schichten, J2 die *Pholadomya protei*-Schichten. Die Sequenzen bestehen jeweils aus einem Transgressions- und einem Hochstand-Systemzug. In S. Martinho do Porto sind sie von lokal-tektonischen Hebungseignissen der westlichen Beckenschulter beeinflusst (vgl. Kap 7.3.2). Die Basis der Profilabfolgen ist in beiden Untersuchungsgebieten durch Diapirrandstörungen begrenzt. Infolgedessen kann davon ausgegangen werden, daß ein Großteil der Vale Verde-Schichten gekappt wurde und fehlt.

Die Sequenzen von S. Martinho do Porto lassen sich nicht ohne weiteres in die sequentielle Gliederung der Serra dos Candeeiros, Serra de Aire und Serra de Cesaredas einbinden. J1 stellt das fazielle Pendant zur randmarinen/peritidalen Serie dar. Diese besitzt in den Untersuchungsgebieten östlich des Bombarral-Beckens eine ausschließlich transgressive Prägung (vgl. Kap. 8.2.3), die maximale Flutung wird erst an der Basis der mikritischen Serie angezeigt. BERNARDES (1992) interpretiert diese Ablagerungen jedoch als Transgressions- und Hochstand-Bildungen. Auch eine Diskontinuitätsfläche, wie auf J1 ausgebildet, tritt in den untersuchten Gebieten nicht auf.

Diese Trennfläche wird in S. Martinho do Porto durch das Einsetzen deltaischer Sedimente markiert und dürfte auf die lokale Hebung des Beckenrandes zurückgeführt werden.

J2 zeigt an der Basis zunächst retrogradierende, am Top progradierende Faziesmuster eines Deltas. Der Höhepunkt der Plattformflutung wird durch die maximale Ausdehnung lagunärer Flachwasserkarbonate (*Pholadomya protei*-Schichten) definiert. Dieses Maximum könnte mit der Flutungsfläche am Top der mikritischen und karbonatischen Serie in einem Großteil der Profilabfolgen korrelieren. Dabei sollte berücksichtigt werden, daß die Hochstand-Sedimente darüber eine räumlich begrenzte Sonderentwicklung am Westrand darstellen und nicht zwingend zeitgleich mit den meist karbonatischen Hochstandsedimenten der Untersuchungsgebiete sein müssen. Ein Korallenhorizont am Top der Abfolge von Sobral da Lagoa wird von BERNARDES (1992) als deutlicher Hinweis auf transgressive Maxima interpretiert. Dieser korreliert zeitlich mit der maximalen Ausdehnung der *Pholadomya-Schichten* in S. Martinho do Porto (op. cit.) und zeigt wiederum eine gute Übereinstimmung zu den Flutungsflächen östlich des Caldas da Rainha-Diapirs. Vorbehaltlich lassen sich zwischen der sequentiellen Entwicklung von S. Martinho do Porto und der Serra do Bouro Übereinstimmungen feststellen. So entspricht die Transgressionsfläche von J2 dem Aufarbeitungshorizont an der Basis der marinen Serie in der Serra do Bouro. Die maximale Ausdehnung der *Pholadomya protei*-Schichten wäre in diesem Fall mit oolithischen Barrensedimenten der marinen Serie vergleichbar, die eine Retrogradation distaler Faziesräume nachzeichnet.

### 8.3 „VAIL-Kurven“: Vergleich, Tektonik, Eustasie

Die sequenzstratigraphischen Analysen lassen im Rahmen dieser Arbeit zwei vollständig entwickelte Sequenzen der untersuchten oxfordischen Schichtfolge erkennen. In einem weiteren Schritt werden diese Sequenzen an geeichten „Onlap“- beziehungsweise Meeresspiegel-Karten auf ihre Korrelierbarkeit mit eustatischen Meeresspiegelschwankungen untersucht. Als Grundlage dienten die vielzitierten „Onlap“-Kurven von HAQ et al. (1988), PONSOT & VAIL (1991a,b), RIOULT et al. (1991) und HARDENBOL et al. (1998), die an tektonisch inaktiven Gebieten erstellt wurden, um Rückschlüsse auf globale Meeresspiegelveränderungen zu ziehen.

Bei dem Vergleich ist eine vollständige Übereinstimmung der Trennflächen des portugiesischen Oxfordium mit den Diskontinuitäten der Meeresspiegel-Karten nicht zu erwarten. Dies liegt daran, daß im gesamten Lusitanischen Becken unteroxfordische Sequenzen der *mariae*- und *cordatum*-Zone infolge einer Beckeninversion nicht zum Absatz kamen (vgl. RUGET-PERROT 1961; MOUTERDE et al. 1979).

Die Ablagerungssequenzen aus den Arbeitsgebieten lassen sich nur bedingt mit den Ergebnissen von HAQ et al. (1988) zur Deckung bringen. Tatsächlich korrelieren SB-1 und SB-3 gut mit den Sequenzgrenzen in der unteren *plicatilis*- beziehungsweise der unteren *bimammatum*-Zone. Auch die kondensierten Bereiche von HAQ et al. (1988) in der *bifurcatus*-Zone lassen sich mit der Flutungsfläche von Sequenz 2 vergleichen. Gegensätzliche Interpretationen treten jedoch im Übergangsbereich zwischen *plicatilis*- und *transversarium*-Zone auf. HAQ et al. (1988) erkannten eine Sequenzgrenze, wohingegen sämtliche Untersuchungsgebiete auf maximale Flutungsbedingungen am Ende des Transgressions-Systemzugs von Sequenz 1 hinweisen.

Die Revisionen der „HAQ-Kurve“ von PONSOT & VAIL (1991a, b), die anhand von Oberflächen- und Untergrunddaten des Paris-London-Beckens durchgeführt wurden, zeichnen sich durch zusätzliche Ablagerungssequenzen aus. Bei der Parallelisierung mit der „Vail-Kurve“ erweisen sich die Sequenzgrenzen der Serra dos Candeeiros, Serra de Aire und Serra de Cesaredas mit einzelnen Diskontinuitätsflächen als korrelierbar. Hiernach ist SB-1 mit der Sequenzgrenze innerhalb der *plicatilis*-Zone vergleichbar, SB-2 entspricht der Trennfläche in der unteren *transversarium*-Zone und SB-3 dürfte, wie bereits im Vergleich mit HAQ et al. (1988),

auf die untere *bimammatum*-Zone datieren. Auch der Widerspruch gegensätzlicher Trennflächen, wie er bei HAQ et al. (1988) an der Grenze *plicatilis/transversarium*-Zone noch bestand, ist ausgeräumt. Trotz dieser Übereinstimmungen ist der Korrelationsversuch nicht zufriedenstellend, da weitere Sequenzgrenzen, wie sie von PONSOT & VAIL (1991 a, b) ausgewiesen wurden, keine Entsprechung in den untersuchten Gebieten erkennen lassen. Bei neuesten Meeresspiegelkarten (HARDENBOL et al. 1998) verhält es sich ähnlich. So geben sich SB-1, 2, 3 als korrelierte Horizonte zu den Sequenzgrenzen Ox4 (*plicatilis*), Ox5 (*transversarium*) und Ox7 (untere *bimammatum*) (op. cit.) zu erkennen. Auch die jeweiligen Flutungsflächen der analysierten Sequenzen lassen sich mit den Kondensationsfolgen zur Deckung bringen. Auf der Grundlage dieser Meeresspiegelkarte wäre in den Arbeitsgebieten eine weitere Sequenzgrenze (Ox6 - *bifurcatus*-Zone) zwischen den von mir ermittelten Flächen zu erwarten. Aufgrund dieser nicht nachgewiesenen Diskontinuitäten in den Ablagerungssequenzen des portugiesischen Oxfordiums könnte davon ausgegangen werden, daß Meeresspiegelschwankungen 3. Ordnung von regional-tektonischen Ereignissen innerhalb des Lusitanischen Beckens überprägt wurden und in der sedimentären Folge nicht verzeichnet sind. Hiernach hätte die Beckensubsidenz einem eustatischen Meeresspiegelabfall erfolgreich entgegengewirkt und die Ausbildung einer Sequenzgrenze verhindert. In diesem Zusammenhang möchte ich auf zwei weitere, gegensätzlich argumentierende Erklärungen für die unzureichende Korrelierbarkeit mit den Darstellungen von PONSOT & VAIL (1991 a, b) und HARDENBOL et al. (1998) hinweisen. So befürchtet MIALL (2000) einerseits eine Überbewertung von lithologischen Trennflächen, die in den Meeresspiegel-Karten als Sequenzgrenzen 3. Ordnung dienen. Zusätzlich weist er bei der Identifizierung von Sequenzgrenzen auf die Problematik zwischen allo- und autozyklischer Sedimentabfolgen hin. Andererseits erkannten MARQUES et al. (1993) eine starke Drängung von Sequenzen 3. Ordnung, die in der „VAIL-Kurve“ während des Mittel-Oxfordiums verzeichnet sind. Diese Zyklen sind nach Ansicht der Autoren mit faziesanalytischen und ökostratigraphischen Methoden kaum nachzuweisen.

Eine weitere Meeresspiegelkarte stammt von RIOULT et al. (1991) und basiert auf der Synthese sedimentologischer, paläontologischer und paläogeographischer Untersuchungen an Aufschlüssen der Normandie. Diese Studie umfaßt den Zeitraum zwischen Aalenium und mittlerer *bimammatum*-Zone. Beide Sequenzen aus den Untersuchungsgebieten zeigen große Übereinstimmungen mit den Darstellungen von RIOULT et al. (1991). Es korreliert SB-1 mit einer Sequenzgrenze (149,3) in der unteren *plicatilis*-Zone, SB-2 entspricht der nachfolgenden Diskontinuität an der Basis der *transversarium*-Zone und SB-3 ist mit einer Sequenzgrenze (146,5) in der unteren *bimammatum*-Zone vergleichbar. In der Darstellung (op. cit.) treten zwischen den angegebenen Diskontinuitätsflächen keine weiteren Sequenzgrenzen auf. Auch die maximalen Flutungsflächen beider Sequenzen stimmen mit den Kondensationsfolgen an den Grenze *plicatilis/transversarium*-Zone und *bifurcatus/bimammatum*-Zone überein. Das Transgressionsmaximum im Bereich der unteren Flutungsfläche wird durch korrelierte Isotopenwerte zusätzlich bekräftigt. Die abrupte Zunahme der  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte kann als Folge eines rasch ansteigenden Meeresspiegels interpretiert werden (vgl. Kap. 6.5). In der Normandie wird diese Flutungsfläche durch einen Fazieswechsel von koralligenen Sedimenten (Coral Rag) zu lagunären Mikriten (Calcaire de Blagny) angezeigt und dokumentiert eine ähnliche Entwicklung wie in großen Teilen des Untersuchungsgebiets. Die sequenzstratigraphischen Untersuchungen verdeutlichen, unabhängig von der Korrelierbarkeit der Sequenzen mit bestehenden Meeresspiegelkarten, eine relativ geringe Einflußnahme eustatischer Meeresspiegelschwankungen 3. Ordnung auf die untersuchten Ablagerungssysteme.



Diese großmaßstäblichen Regimes werden von zwei Rampensystemen repräsentiert:

- eine nach SE einfallende Plattform am Westrand des Bombarral-Teilbeckens mit durchgehend hochenergetischen Partikelkalken. Sie war wesentlich durch den Aufstieg triassischer Evaporite im Bereich des Caldas da Rainha-Diapirs geprägt.
- eine Karbonatplattform im W des Bombarral-Teilbeckens, deren Entwicklung durch die Aktivität eines störungskontrollierten Diapirs bestimmt war. Sie wird durch eintönige Biomikrit-Folgen dominiert.

Trotz zahlreicher „eustatischer“ Ereignisse 3. Ordnung in der „VAIL-Karte“ folgten die Plattformentwicklungen durchgehend einem von tektonischen Vorgängen 2. Ordnung vorgegebenen Trend. Änderungen der Ablagerungssysteme innerhalb der Auflösung von Systemzügen erfolgten dabei durch:

- Überkompensation des entstandenen Akkomodationsraums aufgrund starker Siliziklastschüttung von der tektonisch gehobenen Beckenschulter mit progradierenden Faziesmustern auch während relativer Meeresspiegelanstiege (Serra de Cesaredas).
- Amalgamierung der Systemzüge durch den Aufstieg von Diapirstrukturen (Serra do Bouro).

Diese deutliche Überprägung von Systemzügen blieb auf den Sedimentationsraum im W des Bombarral-Teilbeckens beschränkt. Dieser war durch die Interferenz von Beckensubsidenz, Diapiraufrstieg und Hebung des Beckenrandes gekennzeichnet. Im E des Bombarral-Teilbeckens herrschte dagegen eine relativ konstante, im Lauf des Oxfordiums jedoch zunehmende Beckensubsidenz vor, die von einer produktiven Karbonatplattform kompensiert wurde. In den zentralen Abschnitten der Serra dos Candeeiros führte lediglich eine anfängliche Schwellenregion zu einer geringen Unterdrückung einzelner Systemzüge.

Trotz der tektonisch induzierten Sequenzen, führten akzentuierte Transgressionen zu einer Modulation der bestehenden Ablagerungssysteme. Bevorzugt maximale Flutungen erzeugten lateral durchhaltende Korrelationshorizonte. Obwohl faziell unterschiedlich geprägt, zeigen diese sowohl am West- als auch am Ostrand des Bombarral-Teilbeckens zeitgleiche Transgressionsmaxima an und erlauben damit die zeitliche Gliederung der Ablagerungssequenzen im Rahmen der 3. Ordnung. Die Transgressionsmaxima lassen sich meines Erachtens auf Signale eustatischer Meeresspiegelanstiege zurückführen, welche den Effekt der Beckensubsidenz verstärkten. Dank geochemischer Untersuchungen ließ sich diese Annahme mit einem  $\delta^{13}\text{C}$ -Maximum im Bereich von Korallenkalken erhärten. In Übereinstimmung mit den Ergebnissen von RIOULT et al. (1991) repräsentieren Kondensationsfolgen und maximale Flutungsflächen rein eustatische Signale. Die Sequenzgrenzen hingegen lassen vorwiegend auf eine tektonische Kontrolle der Ablagerungssysteme schließen. So deutet die positive Korrelation mit den Diskontinuitätsflächen von RIOULT et al. (1991) darauf hin, daß auch in der Normandie Sequenzgrenzen 3. Ordnung Ausdruck tektonischer Aktivitäten darstellen. Diese Vermutung wurde bereits von LEINFELDER (1993b) geäußert, der eine europaweite tektonische Kontrolle der Ablagerungssequenzen des Kimmeridgiums und Tithoniums im Zuge der fortschreitenden Atlantiköffnung annahm.

## 9. Stratigraphische Gesamtinterpretation

Die zeitliche Auflösung der oxfordischen Sedimente in den nördlichen Regionen des Lusitanischen Beckens im E und W des Bombarral-Teilbeckens ist bislang sehr gering (vgl. Abb. 10). Die Gliederung der Ablagerungssysteme in die Vale Verde-Schichten an der Basis und *Pholadomya protei*-Schichten am Top ist unbefriedigend. Nicht zuletzt zeichnet die Grenzziehung zwischen beiden Formationen lediglich einen Fazieswechsel nach, der biostratigraphisch nicht datierbar ist und einen großen Spielraum für Spekulationen läßt. Wie in Kap. 7.1 bereits ausführlich dargelegt konnten die *Pholadomya protei*-Schichten mit Hilfe von spärlichen Ammonitenfunden mit der „Beckenfazies“ teilweise parallelisiert und in das höhere Oxfordium gestellt werden, doch die zeitliche Ausdehnung dieser Formation blieb unbekannt. Das mitteloxfordische Alter der Vale Verde-Schichten wurde aufgrund ihres Vorkommens zwischen einer beckenweiten Schichtlücke und den *Pholadomya protei*-Schichten angenommen ohne dies biostratigraphisch belegen zu können. Das Auftreten von *Heteroporella lusitanica* (Mittel-Oxfordium) schien die Parallelisierung mit den zeitgleichen Cabaços-Schichten jedoch zu rechtfertigen.

Mit Hilfe der vorangegangenen sequenzstratigraphischen Interpretationen wird im folgenden eine stratigraphische Neugliederung für die nördlichen Beckenregionen im Bereich des Bombarral-Teilbeckens vorgeschlagen (Abb. 20). Hierbei bewegt sich diese Gliederung mit dem Auftreten von *Heteroporella lusitanica* im Rahmen des verfügbaren biostratigraphischen Rahmens.

### 9.1 Serra dos Candeeiros und Serra de Aire

Sichere Hinweise auf Ablagerungen der *mariae*- und *cordatum*-Zone in den zentralen Beckenregionen im Montejunto-Torres Vedras-Gebiet sind nicht bekannt. Nachdem die anschließende Transgression von Süden erfolgte und die Küstenlinie kontinuierlich nach Norden verlagerte, ist anzunehmen, daß auch in den randlichen Beckenregionen keine Sedimentation während des Unter-Oxfordiums stattfand. Das Einsetzen der palustrinen/lakustrinen Serie datiert daher frühestens auf das Mittel-Oxfordium. Die gute Übereinstimmung von SB-A1 mit der Diskontinuität von RIOULT et al. (1991) deutet auf ein unteres *plicatilis*-Alter an der Basis der palustrinen/lakustrinen Serie hin (Abb. 19). Der Beginn der Sedimentation innerhalb der *vertebrale*-Subzone gilt im Montejunto-Gebiet als gesichert (ATROPS & MARQUES 1988). In den nördlichen Beckenzonen dürfte er etwas später festzustellen sein, da die Emersionsphase mit Verkarstung der unterlagernden Plattform vermutlich länger andauerte. Die Transgressionsfläche am Top der Tiefstand-Ablagerungen (palustrine/lakustrine Serie) ist nicht datierbar, liegt jedoch weiterhin in der *plicatilis*-Zone, wie sich später herausstellen wird.

Mit *H. lusitanica* läßt sich der nachfolgende TST-A1 mit randmarinen/peritidalen Serien weiterhin in das Mittel-Oxfordium stellen. Eine sequenz- und chemostratigraphisch gut datierte maximale Flutungsfläche schließt TST-A1 ab und markiert den Grenzbereich *plicatilis*-/*transversarium*-Zone (vgl. Abb. 19). Infolgedessen bleiben palustrine/lakustrine (LST-A1), randmarine/peritidale und die Basisfolge der mikritischen Serie auf die *plicatilis*-Zone beschränkt. Nachdem die palustrinen/lakustrinen und randmarinen/peritidalen Serien das lithologische Äquivalent zu den Vale Verde-Schichten darstellen, bedeutet dies, daß nicht nur die Vale Verde-Schichten sondern auch der unterste Abschnitt der *Pholadomya protei*-Schichten in die *plicatilis*-Zone zu stellen sind. Bisher wurde für die Vale Verde-Schichten als Analogon zu den Cabaços-Schichten ein *plicatilis*- bis *transversarium*-Alter angenommen (vgl. Abb. 10, 20) (RUGET-PERROT 1961; PENA DOS REIS et al. 1996).

Die maximale Flutungsfläche von Sequenz 2 markiert in Anlehnung an RIOULT et al. (1991) die Grenze zwischen *bifurcatus*- und *bimammatum*-Zone (Abb. 19). Folglich umfaßt der Anteil der mikritischen Serie zwischen beiden Transgressionsmaxima das Intervall von *transversarium*- und *bifurcatus*-Zone. Die interpolierte SB-A2 datiert

zusammen mit den Hochstand-Ablagerungen von Sequenz 1 auf die untere *transversarium*-Zone. LST-A2 und TST-A2 in den höheren Abschnitten der mikritischen Serie werden zwar von einer onkolithischen Transgressionsfläche getrennt, können jedoch nicht eindeutig einer Zone zugeordnet werden. Sie gehören ohne genauere Angaben machen zu können in die höhere *transversarium*- und gesamte *bifurcatus*-Zone (Abb. 19).

Die Hochstand-Sedimente über dem oberen Transgressionsmaximum setzen sich aus den obersten Partien der mikritischen Serie und der Verflachungs-Serie zusammen. Die Sequenzgrenze (SB-A3) darüber datiert auf die untere *bimammatum*-Zone. RIOULT et al. (1991) geben hier ein *berrense*-Subzonalter an. Im Montejunto trennt diese SB die Tojeira-Schichten von den darunterliegenden Montejunto-Schichten. Ammonitenfunde aus den oberen Montejunto-Schichten deuten dabei auf die *hypselum*-Subzone hin (ATROPS & MARQUES 1988). Da hierdurch die Sequenzgrenze orthostratigraphisch bestimmt werden kann, ist SB-A3 ebenfalls in die unterste *bimammatum*-Zone zu legen.

Die nachfolgend diskutierten Alcobaça-Schichten waren nicht Gegenstand der Untersuchungen, werden jedoch in die Interpretation eingebunden, da dies wesentlich zum Verständnis der oxfordischen Neugliederung beiträgt. Den tonreichen Alcobaça-Schichten unmittelbar über SB-A3 wird anhand von Ammoniten aus dem Raum Alcobaça eine stratigraphische Reichweite von Unter-Kimmeridgium (*platynota*-Zone) bis Unter-Tithonium (*hybonotum*-Zone) zugesprochen. Nach meiner Ansicht stellt jedoch SB-A3 mit einem deutlichen Fazieswechsel von karbonatischer zu vorwiegend siliziklastischer Sedimentation eine zur Sequenzgrenze an der Basis der Tojeira-Schichten äquivalenten Diskontinuitätsfläche dar (Ox7 nach LEINFELDER & WILSON 1998; vgl. HARDENBOL et al. 1998). Die Tojeira-Schichten darüber werden orthostratigraphisch in die *bimammatum*- und die gesamte *planula*-Zone gestellt. Ich schließe daraus, zumindest für die unteren Alcobaça-Schichten, eine zu den Tojeira-Schichten zeitgleiche Ablagerung. Gegen diese Annahme sprechen zunächst Ammonitenfunde von MARQUES et al. (1992), die auf ein *platynota*-Alter hinweisen. Diese Ammoniten entstammen jedoch einer Profilabfolge, deren Basis im tektonischen Kontakt mit der Randstörung des Caldas da Rainha-Diapirs steht. Es ist daher sehr wahrscheinlich daß der Grenzbereich zwischen den Alcobaça-Schichten und den oxfordischen Serien im Liegenden nicht aufgeschlossen ist und ein Teil der Schichtfolge fehlt. Die Ammonitenfunde markieren somit möglicherweise nicht die basalen Alcobaça-Schichten sondern bestätigen lediglich die Fortsetzung der Sedimentation in das Kimmeridgium und Tithonium. Auch WERNER (1986) schloß bei den Consolação-Schichten, die als zeitgleiche Äquivalente zu den Alcobaça-Schichten gelten ein ober-oxfordisches Alter nicht aus.

Zusammenfassend ergibt sich für die lithologischen Einheiten folgende Neugliederung (Abb. 20):

- tiefere *plicatilis*-Zone: palustrine/lakustrine Serie (untere Vale Verde-Schichten)
- obere *plicatilis*-Zone: randmarine/peritidale und unterste mikritische Serie (obere Vale Verde- und unterste *Pholadomya protei*-Schichten)
- *transversarium* & *bifurcatus*-Zone: obere mikritische Serie (zentrale *Pholadomya protei*-Schichten)
- *bimammatum*-Zone (bis *hypselum*-Subzone): Verflachungsserie (obere *Pholadomya*-Schichten)
- *bimammatum*- (ab *hypselum*-Subzone) & *planula*-Zone: untere Alcobaça-Schichten

Diese Gliederung erweist sich als nahezu identisch mit den orthostratigraphischen Ergebnissen von ATROPS & MARQUES (1988), wonach sich die Cabaços-Schichten auf die *plicatilis*-Zone beschränken (Abb. 10, 20). Die Montejunto-Schichten setzen noch in der *plicatilis*-Zone ein und reichen bis in die untere *bimammatum*-Zone.

		CHOFFAT (1901)	ATROPS & MARQUES (1988) MARQUES et al. (1992)	MOUTERDE et al. 1979	Diese Arbeit				
					Serra dos Candeeiros Serra de Aire	Serra de Cesaredas	Serra do Bouro		
Platynota	Lusitanien inférieur	Abadia-Schichten	Casal de Ramada-Mergel	Alcobaça-Schichten	Cabrito-Sandstein	Abadia-Mergel	Alcobaça-Schichten		
Planula		Montejunto-Schichten	Tojeira-Schichten		Tojeira-Schichten	Pholadomya protei-Schichten	Alcobaça-Schichten	Moledo-Schichten	Alcobaça-Schichten
Bimammatum			Montejunto-Schichten				Montejunto-Schichten	Verflachungsserie	hybride Serie II
Bifurcatus		Cabaços-Schichten		Montejunto-Schichten	Cabaços-Schichten	Vale Verde-Schichten	mikritische Serie	karbonatische Serie	marine Serie
Transversarium			Cabaços-Schichten	Cabaços-Schichten			randmarine/peritidale Serie	hybride Serie I	terrestrische/marine Serie
Plicatilis		Cabaços-Schichten					palustrine/lakustrine Serie	terrestrische Serie	terrestrische/limnische Serie
Paturatensis									
Cleomastus									
Condatum									
Mariae									

mr02

Abb. 20: Stratigraphische Neugliederung im Oxfordium des zentralen Lusitanischen Beckens (diese Arbeit, grau unterlegt) im Vergleich mit der lithostratigraphischen Einteilung nach CHOFFAT (1901), MOUTERDE et al. (1979), ATROPS & MARQUES (1988) und MARQUES et al. (1992).

## 9.2 Serra de Cesaredas

Die in der Umrahmung der Serra dos Candeeiros vorgestellte Neugliederung der oxfordischen Einheiten läßt sich nur bedingt auf die westlichen Untersuchungsgebiete anwenden. Glücklicherweise treten in der Profilabfolge von Pena Seca die entscheidenden Transgressionsmaxima auf, so daß die Neugliederung auf diesen Arbeitsbereich übertragen werden kann. Auf der Grundlage der stratigraphischen Interpretation in der Serra dos Candeeiros und Serra de Aire wird die Gliederung von Pena Seca wie folgt vorgenommen (vgl. Abb. 20):

- *plicatilis*-Zone: terrestrische Serie, hybride Serie I und basale karbonatische Folge
- *transversarium*- und *bifurcatus*-Zone: zentrale karbonatische Serie
- untere *bimammatum*-Zone: obere karbonatische Serie, hybride Serie II
- *bimammatum*- und *planula*-Zone: Moledo-Schichten (*sensu* KLINGEL 1991; MANUPELLA et al. 1999)

Aufgrund des heterochronen Charakters der Transgressionsfläche zwischen LST-B1 und TST-B1 zeigen die basalen Systemzüge eine ungleich geringere Auflösung als im Osten des Bombarral-Teilbeckens. Mit Hilfe des unteren Transgressionsmaximums, welches den Übergang von *plicatilis* nach *transversarium* markiert, dürfte ihr *plicatilis*-Alter jedoch als gesichert gelten. Eine weitere Unterteilung innerhalb der *plicatilis*-Zone, wie sie zum Beispiel in der Profilabfolge von Montelo/Fátima vorgenommen wurde ist nicht möglich. Die durch Thrombolithe markierte Flutungsfläche an der Grenze zwischen *bifurcatus*- und *bimammatum*-Zone bestätigt wiederum den Verlauf der biozonalen Zeitlinie innerhalb der karbonatischen Serie. Zumindest die unteren Moledo-Schichten datieren nach

dieser Gliederung nicht in das Unter-Kimmeridgium (MANUPELLA et al. 1999) sondern sind als zeitliche Äquivalente der unteren Alcobaça-Schichten in den östlichen Arbeitsgebieten und der Tojeira-Schichten im SE über einer gemeinsamen SB anzusehen.

### 9.3 Serra do Bouro

Die Abfolge in der Serra do Bouro weicht mit nur einer Sequenz deutlich von den anderen Ablagerungsräumen ab und läßt sich kaum auf die stratigraphische Neugliederung anwenden. Auf die mögliche Amalgamierung von Systemzügen der marinen Serie verweist bereits Kap. 8.3. Lediglich die basalen Systemzüge zeigen noch Übereinstimmungen mit den Ablagerungen östlich des Bombarral-Teilbeckens. Somit dürften die faziell zweigeteilten Tiefstand-Ablagerungen unteres *plicatilis*-Alter besitzen. TST-C1a und TST-C1b bilden möglicherweise einen einheitlichen Systemzug, der am Top von oolithischen Barrensedimenten überlagert wird (vgl. Kap 8.2.3). Werden diese als eine zu den unteren Transgressionsmaxima äquivalente Plattformflutung interpretiert, so liegen TST-C1a, TST-C1b sowie die untere marine Serie innerhalb der höheren *plicatilis*-Zone. Die oolithischen Barrenkarbonate markieren den Grenzbereich zwischen *plicatilis*- zur *transversarium*-Zone. Nachdem die limnische/brackische Serie am Top des Profils erneut eine ähnliche Entwicklung zeigt, wie vergleichbare Verflachungsserien im Osten, kann davon ausgegangen werden, daß der offen-lagunär geprägte Abschnitt der marinen Serie im Liegenden stark kondensiert vorliegt. Dieser umspannt einen Zeitraum zwischen unterer *transversarium*- und unterer *bimammatum*-Zone. Auch die brackische/limnische Serie darüber würde auf die untere *bimammatum*-Zone datieren. SB-C2 als Analogon zu SB-3 in den übrigen Arbeitsgebieten deutet auf ein höheres *bimammatum*- und *planula*-Alter der darüberfolgenden Schlammsteine.

Die stratigraphische Gliederung der Serra do Bouro ist mit allen Vorbehalten zu betrachten (Abb. 20), da sequenzstratigraphisch wichtige Trennflächen nicht vorzufinden sind. Die vorgestellte Stratigraphie stellt lediglich ein Model nach dem „best-fit“-Prinzip dar und wird im folgenden zusammengefaßt:

- tiefere *plicatilis*-Zone: terrestrische/limnische Serie
- obere *plicatilis*-Zone: terrestrische/marine Serie, untere marine Serie
- *transversarium* bis *bimammatum*-Zone: obere marine Serie, limnische/brackische Serie
- *bimammatum*- (ab *hypselum*-Subzone) und *planula*-Zone: untere Alcobaça-Schichten.

## 10. Paläogeographie und Zeitscheiben im Oxfordium von Zentral-Portugal

Die mikrofaziellen Ergebnisse sowie litho-, chemo- und sequenzstratigraphische Interpretationen erlauben die Rekonstruktion der oxfordischen Sedimentationsräume (*plicatilis*- bis untere *bimammatum*-Zone) innerhalb der Untersuchungsgebiete. Hierdurch lassen sich im Rahmen der vorgeschlagenen stratigraphischen Neugliederung (Abb. 20) ehemalige Ablagerungsprozesse am Ost- und Westrand des Lusitanischen Beckens parallelisieren und unterschiedliche Sedimentationsbedingungen direkt vergleichen. Die nachfolgende paläogeographische Darstellung basiert hauptsächlich auf den Ergebnissen dieser Arbeit (vgl. Kap 7, 8, 9). Zusätzliche Informationen aus anderen Ablagerungsräumen stammen von unterschiedlichen Bearbeitern (RUGET-PERROT 1961; WILSON 1979; WRIGHT & WILSON 1985; ELLIS et al. 1990; KLINGEL 1991; SCHERER 1991; BERNARDES 1992; LEINFELDER 1994a; PENA DOS REIS 1996, 2000; AZERÊDO et al. 1998). Diese werden kompiliert und dem paläogeographischen Modell hinzugefügt. Eine oftmals großzügige Bearbeitung der lithologischen Abfolgen, unterschiedliche Fragestellungen und Arbeitsmethoden der jeweiligen Bearbeiter verhindern mitunter die exakte stratigraphische Einbindung von Ablagerungssequenzen in das bestehende Modell. Dieses wird daher nach dem „best fit“-Prinzip erstellt und läßt in manchen Fällen Raum für Diskussionen und Interpretationen.

### 10.1 Serie 1

(palustrine/lakustrine Serie, terrestrische/limnische Serie, terrestrische Serie)

Eine Auftauchphase im Zuge tektono-eustatischer Ereignisse 2. Ordnung an der Wende Mittel-/Ober-Jura (Bathonium/Callovium - einschließlich Unter-Oxfordium) führte zur weitläufigen Verkarstung und Erosion der mittljurassischen Karbonatplattform sowohl im Osten (Serra dos Candeeiros, Serra de Aire) als auch im Westen (Serra de Cesaredas) des Lusitanischen Beckens. Die Sedimentation setzte erst im Mittel-Oxfordium (*plicatilis*-Zone) über einer oftmals goethitisch imprägnierten (Casal de Vale de Ventos) oder durch reife Caliche-Krusten markierten (Serra da Arrábida) mittljurassischen Plattformoberfläche erneut ein.

Die östlichen Beckenregionen waren während des basalen Tiefstandes (LST-1) von terrestrischer Sedimentation bestimmt (Abb. 21). Feinkörnige eisenreiche Sedimente kamen im Bereich ausgedehnter Überschwemmungsebenen zum Absatz. Postdepositionelle Bodenbildungsprozesse unter sub-humiden Klimabedingungen führten zur Genese von Toneisenkonkretionen und Bohnerzen im Schwankungsbereich des Bodenwassers (vgl. Kap 3.1). Während arider Phasen entstanden Caliche-Horizonte. Verstärkte Humidität hatte die Entstehung von flachen aber zum Teil perennierenden Seen und schnell verlandenden Tümpeln zur Folge. Onkolithe und Pisolithe entstanden in Randzonen größerer Seen, welche von einem progradierenden Sumpfgürtel umgeben waren und in dem die Bildung limnischer Kohlen begünstigt wurde. Gegenüber anfänglich vorherrschenden alluvialen und palustrinen Sedimentationsbedingungen führte am Ende des basalen Tiefstands ein bereits steigender Meeresspiegel zu erhöhter Humidität und zu einer Dominanz von offen-lakustrinen Seebereichen in terrestrischen Regimes.

Gleichzeitig mit der Bildung von terrestrischen Karbonaten und Siliziklastika im Osten standen die westlichen Beckenregionen (Serra do Bouro, Serra de Cesaredas) unter dem Einfluß einer tektonisch aktiven Beckenschulter. Durch einseitige Abschiebungen am Westrand und flexurartige Deformationen am Ostrand bildete das Lusitanische Becken eine Halbgrabenstruktur aus. Im Zuge der Reliefverstärkung wurde terrigener Detritus vom westlichen Hinterland geschüttet und akkumulierte mit Hilfe von mäandrierenden Flußsystemen in ausgedehnten, Playa-ähnlichen Küstenebenen im Raum Pena Seca - Lourinhã (vgl. Kap 5.1). In größerer Entfernung vom aktiven Beckenrand bauten sich feinklastische Deltas nach Osten vor (Serra do Bouro, vgl. Kap. 4). Die Ablagerungsgeschichte im Bereich der oberen Deltaebene nahm dabei eine ähnliche Entwicklung wie in den

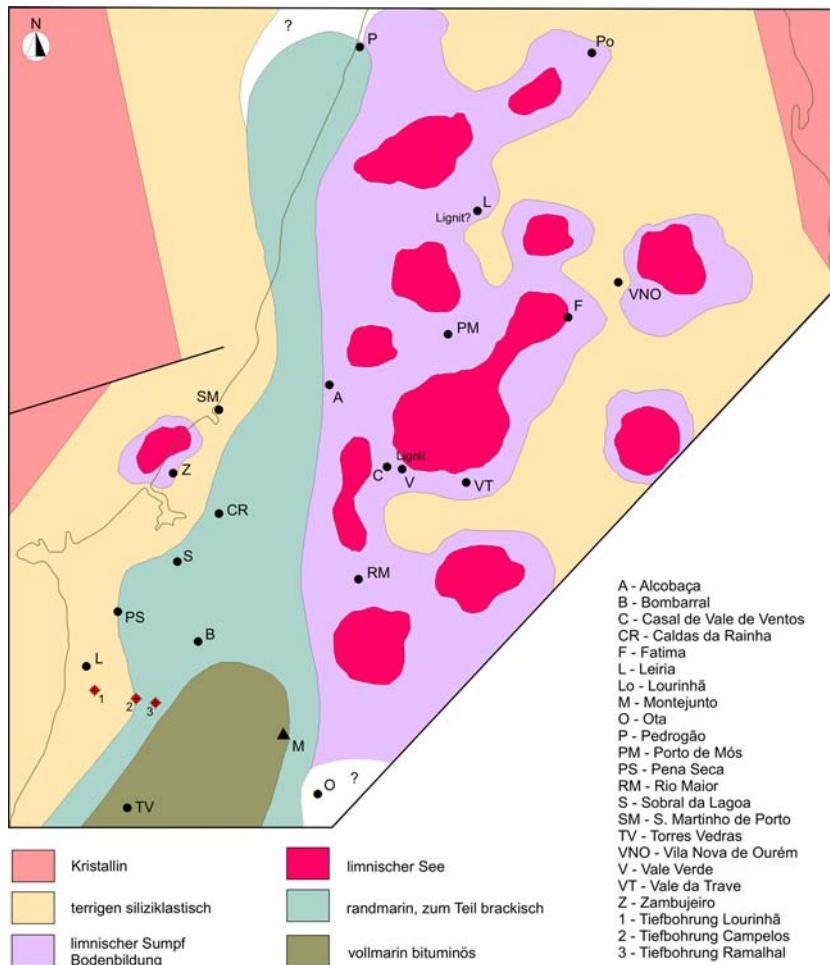


Abb. 21: Paläogeographische Rekonstruktion des zentralen Lusitanischen Beckens (Serie 1; tiefere *plicatilis*-Zone).

(z.B. Campelos #1, Pena Seca). Nach Norden ließ der siliziklastische Einfluß durch ein Zurückweichen des kristallinen Hinterlands nach und erlaubte Küstensumpf-ähnliche Bildungsbedingungen mit lignitischen Mergeln und pedogenen Kalken (Pedrogão; vgl. AZERÊDO et al. 1998). Erst im Bereich von Capo Mondego wurde die Karbonatsedimentation erneut durch feinkörnige Siliziklastika beeinträchtigt.

Im Beckenzentrum (Torres Vedras, Montejunto) herrschten bereits überwiegend vollmarine Bedingungen vor. Hohe Akkumulationsraten von organischer Substanz waren für die Bildung bituminöser und organismenarmer Karbonate verantwortlich. Im benachbarten Ota-Gebiet ist die Basis der oxfordischen Ablagerungssequenz nicht aufgeschlossen, jedoch dominierten hier wahrscheinlich wieder randliche Faziesbedingungen. Ob es sich dabei um einen marin beeinflussten Küstensumpf oder um ein lakustrines/palustrines Sedimentationsgebiet handelte, bleibt ungewiß (Abb. 21).

## 10.2 Serie 2

(peritidale/randmarine Serie, terrestrische/marine Serie, hybride Serie I)

Ein relativer Meeresspiegelanstieg (TST-1) noch innerhalb der *plicatilis*-Zone war für die Umgestaltung der Ablagerungsräume verantwortlich (Abb. 22). Er führte im Osten (Ota-Gebiet) und Norden (Serra dos Candeeiros, Serra de Aire, S. Martinho do Porto, Pedrogão, Capo Mondego) des Lusitanischen Beckens mit eingeschränk-

Überschwemmungsgebieten um Fátima und Casal de Vale de Ventos (Abb. 21). Es bildeten sich lignitreiche Schlammsteine in Altwasserarmen („oxbow lakes“). Unter Mitwirkung von Mikroorganismen entstanden Caliche-Horizonte im Bereich von Uferdämmen. Zunehmende Niederschläge am Ende des Tiefstands waren auch hier für die Entstehung von perennierenden Seen verantwortlich. Diese wurden von einem pflanzenbestandenen Sumpfgürtel umgeben, welcher terrigenen Detritus abfing.

Durch die Halbgrabensituation drang das Meer am Westrand des Lusitanischen Beckens von Süden nach Norden vor (Abb. 21). Die siliziklastischen Ablagerungssysteme verzahnten daher mit limnisch/brackischen oder randmarinen Karbonaten

randmarinen Biomikriten und gezeitenbeeinflussten Karbonaten zu einer einheitlichen Faziesentwicklung. In exponierten Gebieten bildeten sich durchgehend Küstensümpfe (Vale da Trave). Niederdiverse Molluskenassoziationen, Ostrakoden, Dasycladaceen (*H. lusitanica*) und benthische Foraminiferen bewohnten schizohaline Buchten, welche regelmäßig von Stürmen heimgesucht wurden (vgl. Kap. 3.1). Aufgrund der extremen Lebensbedingungen dominierten auf den Gezeitebenen Cyanobakterien-Matten und eine monospezifische Ostrakodenfauna. Auftauchvorgänge und Entwässerung der Sedimente waren für die Ausbildung von Fensterkalken, Microbreccien und Trockenrissen verantwortlich. Nur selten konnten sich in den supratidalen Gezeitenzonen infolge hoher Verdunstungsraten dünne Evaporitkrusten abscheiden (Vale Verde). Episoden mit erhöhten Niederschlagsraten ermöglichten die Ansiedlung von Charophyten in Küstenseen, welche sich in wannenartigen Depressionen des Ablagerungsraums füllten. Flachere Bereiche unmittelbar an der Küstenlinie waren mitunter durch eine kurzfristige Küstensumpffazies gekennzeichnet. Wiederholt progradierende Gezeitenflächen sorgten für eine Verflachung und zum Teil Verlandung randmariner Buchten. Eine strenge Zyklizität der sub-, inter- und supratidalen Ablagerungen ist dabei Ausdruck von Meeresspiegelschwankungen höherer Ordnung (Milankowitch-Zyklen).

Während auch im Nordwesten (Pedrogão, Capo Mondego) der Sedimentationsraum rein karbonatisch bestimmt war, verzahnten zeitgleich am westlichen Beckenrand weiter südlich (S. Martinho do Porto, Serra do Bouro) die restrikt-lagunären und peritidalen Fazieszonen mit siliziklastischen Ablagerungsgebieten. Kleinräumige, dennoch akzentuierte Hebungsvorgänge der Beckenränder waren in S. Martinho do Porto für die Aufschüttung des karbonatischen Gezeitenbereichs durch distale Alluvialfächer-Sedimente verantwortlich (WILSON, 1979). In der Serra do Bouro dagegen verursachte die Transgression ein Zurückweichen deltaischer Ablagerungssysteme zugunsten randmariner Faziesseinheiten. Ein dichtes Netz von Fließrinnen transportierte auf der unteren Deltaebene zum Teil grobklastischen Quarzsand, der an der Rinnenmündung, im Bereich der unteren Deltaebene/Deltafront, im Einfluß symmetrischer Gezeiten stand. Küstenparallele Strömung verhinderte dabei eine Kontamination küstennaher und karbonatisch geprägter Sedimentationsgebiete durch Siliziklastika (Abb. 22).

Auch südlich davon (Serra d'el Rei, Pena Seca, Lourinhã) wurden während TST-1 terrigene Rotklastika einer Küstenebene durch das vorrückende Meer zunehmend nach Westen und Südwesten zurückgedrängt. Waren die nördlichen und östlichen Beckenregionen durch niederenergetische Gezeitebenen und restrikt-marine Lagunen bestimmt (s.o.), so begann hier im Zuge einer initialen Diapirhebung die Entwicklung einer höherenergetischen Karbonatplattform (Ramalhal-, „build up“). Diese stand noch unter einem starken terrigenen Einfluß und nahm den Abtragungsschutt des westlichen Hinterlands auf. Sie wurde durch ein komplexes System von küstennahen Ooidbarren bestimmt, welches sich möglicherweise bis Sobral da Lagoa fortsetzte (vgl. BERNARDES 1992). Hinter den Karbonatsandbarren entwickelten sich restrikt-lagunäre Ablagerungsräume, die von migrierenden Onkoidrinnen gegliedert und von benthischen Foraminiferen (z.B. *Alveosepta*) sowie extrem großwüchsigen Gastropoden (Nerineen, Naticaceen) bewohnt wurden. Auch Rotalgen siedelten in diesem Bereich und bildeten biostromale Strukturen mit *Solenopora*. In etwas küstenferneren Fazieszonen (Sobral da Lagoa) siedelten sich bereits erste Korallenkolonien an.

Mit der Hebung des Caldas da Rainha-Bolhos-Diapirs als Folge der Zuwanderung von Evaporiten aus den benachbarten Beckenregionen im Osten setzte in diesem Gebiet die anfänglich noch geringe Abschirmung vor siliziklastischem Eintrag aus Westen ein. Infolge des Diapiraufstiegs gelangten auch unter-/mitteljurassische Plattformkarbonate durch die Abtragung der Deckschichten inselartig in den subaerischen Bereich. Nach ihrer Aufarbeitung wurden zum Teil grobe Karbonatblöcke mobilisiert, welche als Alluvialfächer auf der vorgelagerten



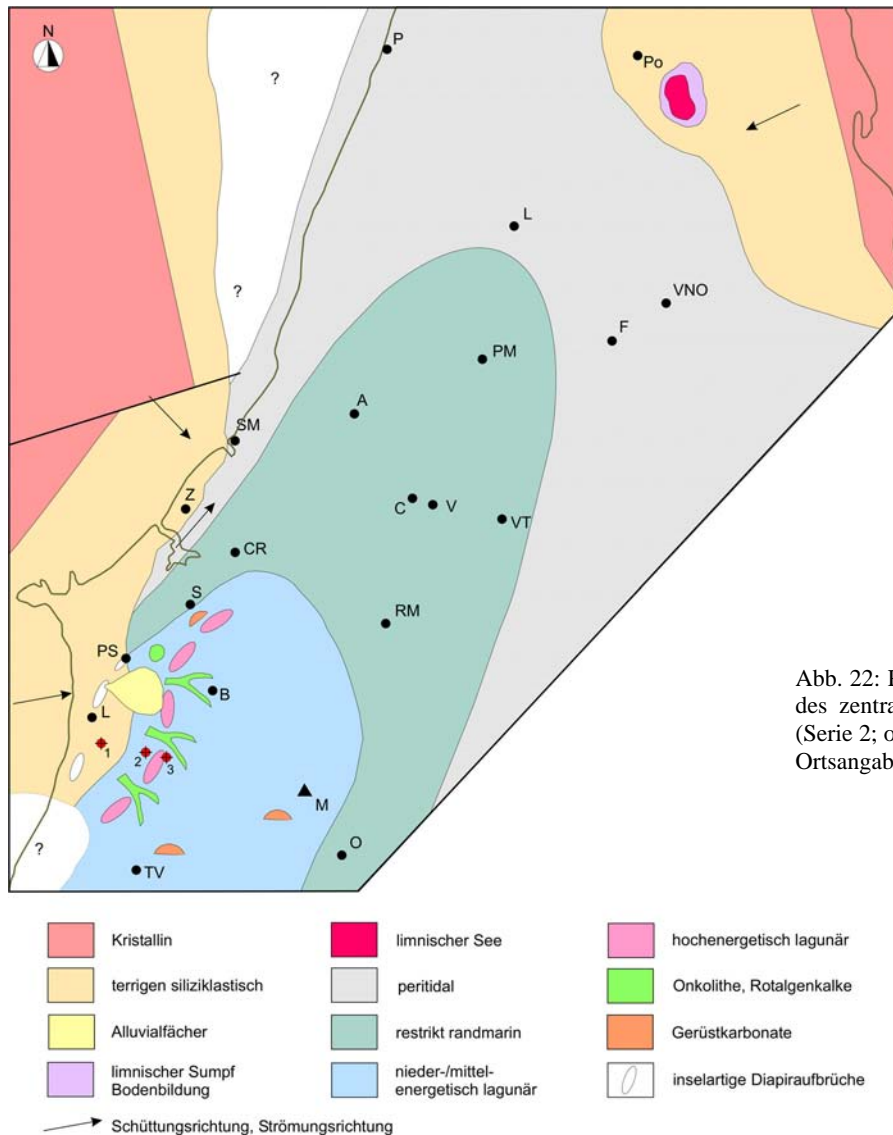


Abb. 22: Paläogeographisches Modell des zentralen Lusitanischen Beckens (Serie 2; obere *plicatilis*-Zone). Ortsangaben siehe Abb. 21, S. 263.

Küstenebene akkumulierten oder als grobklastische Fächerdeltas mit hochenergetischen Plattformkarbonaten verzahnten (Abb. 22). Trotz kontinuierlichem Meeresspiegelanstieg bewirkten Episoden mit verstärkter Hinterlandhebung eine wiederholte Progradation siliziklastischer Ablagerungssysteme, die den entstandenen Akkommodationsraum überkompensierten. Terrigener Detritus wurde dabei an den inselartig aufgetauchten Diapirstrukturen vorbeigeführt und im Bereich der vorrückenden Küstenebenen abgelagert.

Nach Osten und Südosten (Montejunto-Torres Vedras-Gebiet) gingen die Plattformkarbonate aus dem Bereich der Serra de Cesaredas in lagunäre, mitunter oolithische Flachwassergebiete über, welche die Ansiedlung einer Muschelfauna und zum Teil von Korallen erlaubten. Vereinzelt dysaerobe Episoden verhinderten weiterhin den Abbau organischer Substanz und ermöglichten zum Teil den Absatz bituminöser Karbonate.

Im Norden (Pombal) verblieb ein kleiner Rest des terrestrischen Faziesgürtels in der Nähe des östlichen Beckenrands, von dem anhaltend Siliziklastika geschüttet wurden (Abb. 22; vgl. PENA DOS REIS et al. 1996). Auf den Überschwemmungsebenen entstanden lakustrine und palustrine Ablagerungsgebiete, in denen weiterhin lignitische Mergel, Ostrakoden- und Charophytenkalke sowie „Black Pebbles“ sedimentierten (vgl. RUGET-PERROT 1961).

### 10.3 Serie 3

(mikritische Serie, marine Serie, karbonatische Serie)

Infolge des weiterhin ansteigenden Meeresspiegels gelangten die zentralen Beckenregionen (Montejunto, Torres Vedras) in den hemipelagischen Bereich und wurden von mikritischen Ammoniten-Kalken bestimmt. Mit der Transgression als Ausdruck tektonisch induzierter Beckensubsidenz begann auch die strukturelle Gliederung des Lusitanischen Beckens. Entlang von reaktivierten Störungssystemen erfolgte der diapirartige Aufstieg von triassischen Salzkissen. Der hemipelagische Sedimentationsraum drang dadurch spornartig nach Norden vor und trennte die hochenergetische Plattform im Westen (Ramalhal-„build-up“) von der Flachwasserentwicklung des Montejunto (Abb. 23). Er folgte wahrscheinlich der ehemaligen Halbgrabenstruktur nach Norden. Spätestens zu diesem Zeitpunkt begann im Montejunto-Gebiet die Entwicklung einer Flachwasserplattform mit zunächst noch homoklinaler Rampengeometrie („start up“-Phase). Begünstigt durch die strukturelle Hochlage führten späte Transgressions- und frühe Hochstandphasen zu einem aggradativen Aufwachsen einer distal versteilten Rampe mit depositionellem Hang. Dieser nahm anfangs noch zögerlich, zum Ende von Hochstandsphasen verstärkt allochthone Schuttkalke aus den flachen Rampenbereichen auf. Die Plattform war durch gegeneinander abgrenzbare Faziesgürtel streng zониert. In den höheren Hanglagen dominierten *Tubiphytes*-reiche Sedimente und „mud mounds“ mit *Microsoleniden* und *Stromatoporen* unterhalb der Schönwetterwellenbasis (SCHERER 1991; LEINFELDER 1994a; eigene Beobachtungen). Eine nach Norden anschließende Fazieszone aus onkolithischen Schuttkalken markierte den Hang-Plattform-Übergangsbereich und blieb durch oolithische Barren von inneren Plattformbereichen getrennt. Die von benthischen Foraminiferen und Nerineen bestimmten Biomikrite der inneren Plattform wurden nach Norden fossilärmer und gingen in inselartig aufgetauchte Gezeitenflächen über. Die Ausdehnung der Montejunto-Plattform nach Norden ist bis heute nicht gesichert. Meines Erachtens setzte sich die niederenergetische Lagunenfazies bis in das Gebiet um Rio Major fort, wie die biomikritische Entwicklung mit einer Dominanz von Nerineen an den südlichen Ausläufern der Serra dos Candeeiros zeigt (eigene Beobachtungen).

Im Norden des Lusitanischen Beckens führten die späten Transgressions- und Hochstandphasen zur Herausbildung eines relativ einheitlichen Ablagerungsraums einer offenen Lagune. Dieser erstreckte sich im Westen ungefähr von Sobral da Lagoa über S. Martinho do Porto (vgl. BERNARDES 1992) und Pedrogão (vgl. AZERÊDO et al. 1998) bis Capo Mondego (vgl. WILSON 1979). Er reichte im Süden vermutlich bis in die Gegend von Rio Major und war im gesamten Untersuchungsgebiet der Serra dos Candeeiros und Serra de Aire verbreitet. Lediglich in Vale da Trave machte sich weiterhin eine Schwellenkonfiguration bemerkbar. Der Sedimentationsraum lag hier oberhalb der Schönwetterwellenbasis, war durch flächig abgelagerte Partikelkalke geprägt und wurde mitunter in den subaerischen Bereich gehoben (Abb. 23). Der überwiegende Großteil des nördlichen Lusitanischen Beckens dagegen lag unterhalb der Schönwetterwellenbasis mit vollmarinen und niederenergetischen Ablagerungsbedingungen. Möglicherweise ging die Halbgrabenstruktur im nördlichen Beckenabschnitt in eine Grabenstruktur über. Aus der östlichen Flexurzone entwickelten sich Abschiebungsbahnen, so daß relativ konstante Absenkungsraten über die gesamte Beckenbreite zu einer relativ einheitlichen Faziesentwicklung führten. Zeitgleiche Diapirhebung in den zentralen Bereichen der Serra dos Candeeiros wirkte diesem Trend entgegen und führte zur Herausbildung von Depozentren westlich der Serra dos Candeeiros und im Bereich von Fátima. Diese waren durch eine submarine Schwellenregion mit geringerer Mächtigkeit der Sequenzen getrennt, ohne daß sich die fazielle Ausgestaltung des Ablagerungsgebiets veränderte.

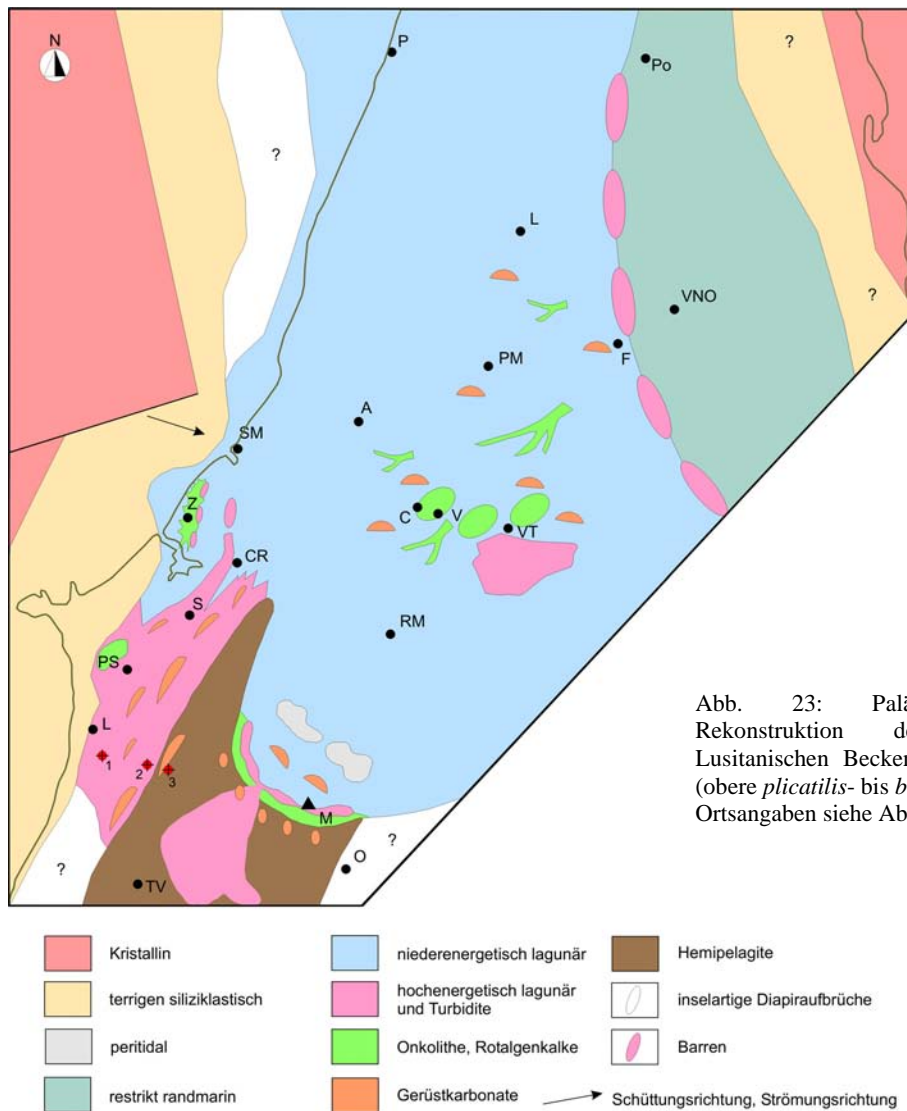
Der periodisch stark bioturbierter Sedimentationsraum war von einer reichen Fauna an benthischen Foraminiferen (*Alveosepta jaccardi*, *Ammobaculites* sp.) und Pelecypoden bestimmt. Ausgedehnte Dasycladaceen-Rasen

besiedelten die Substratoberfläche. Sie sorgten für die Herabsetzung bodennaher Strömungen und waren aufgrund des Zerfalls ihrer Thalli für die hohe Akkumulation von Kalkschlamm verantwortlich. Sie stabilisierten das Lockersediment und führten damit zum Aufwachsen von Karbonatschlammhügel. Vor allem in der Serra dos Candeeiros gelangten diese in den Schwankungsbereich der Gezeiten. Hierbei dokumentieren zeitgleich entstandene und lateral korrelierte Onkoidhorizonte mit fensterartigen Hohlräumen in den Cortices der Komponenten kurzfristige Auftauch- und Austrocknungsereignisse. Unterschiedliche Substratbeschaffheiten besaßen einen großen Einfluß auf die Pelecypoden-Assoziationen. Diese zeigen mit tiefgrabenden (*Ceratomya*, *Pholadomya*) über flachgrabende (*Anisocardia*, *Nicaniella*), semi-infaunale (*Trichites*, *Isognomon*) und epibenthisch-byssate (*Arcomytilus*, *Regulifer*, *Modiolus*) Formen eine zunehmende Sedimentverhärtung an. Fixosessile Organismen (Terebrateln, *Nanogyra*, Korallen, Serpeln) siedelten entweder auf freigespülten Organismenhartteilen oder auf der Sedimentoberfläche, als diese ausreichend verhärtet war. Meeresspiegelschwankungen höherer Ordnung waren für die Zyklizität zwischen nicht bioturbierten und bioturbierten Bankbereichen sowie pelecypodenreichen Verhärtungslagen verantwortlich. Relativ ungünstige Umweltbedingungen (Substratbeschafftheit, Sedimentationsrate) erlaubten nur eine geringe Verbreitung von Korallenrasen, welche überwiegend im Westen der Serra dos Candeeiros in etwas größerer Dichte auftraten (vgl. Abb. 23). Der Mangel an gerüststabilisierenden Mikrobenkrusten ließ diese zu Schuttkalken zerfallen. Während maximaler Flutungsphasen (*plicatilis/transversarium*-Zone; *bifurcatus/bimammatum*-Zone) kam es jedoch aufgrund verbesserter Umweltbedingungen zur vermehrten Besiedlung des lagunären Lebensraums durch Korallen und zeitgleich dazu zur Kondensation bioturbierter Horizonte (vgl. Kap. 7, 8). Auch mikritonkoidische Bankbereiche verdanken ihre Entstehung transgressiven Episoden zu Beginn von TST-2.

Während später Hochstandsphasen am Ende von HST-1 verflachte sich der Ablagerungsraum im Nordosten der Serra de Aire. Restrikt-marine Sedimentationsbereiche mit individuenreichen Alveosepten-Charophyten-Assoziationen und hochenergetischen Oolithen drangen aus küstennahen Randzonen in ehemalige offene Lagunenbereiche vor (Abb. 23).

Am Westrand des Lusitanischen Beckens setzte sich während später Transgressionsphasen von TST-1 die Karbonatsedimentation mit retrogradierenden Faziesmustern im Bereich von Pena Seca endgültig durch. Infolge des kontinuierlichen Diapirauftiegs blieb die Plattform meist oberhalb der Schönwetterwellenbasis und war infolgedessen höherenergetisch geprägt. Die Diapirstruktur hielt als lateral durchgehende Barriere siliziklastischen Abtragungsschutt fast vollständig im Westen zurück. Die für fixosessile Organismen deutlich verbesserten Lebensbedingungen ermöglichten die Ansiedlung erster Stromatoporen und Korallen. Anfänglich bildeten Stromatoporen lediglich geringmächtige, aus einer Organismenlage bestehende Biostrome aus, welche rasch zugeschüttet oder aufgearbeitet wurden. Korallen besaßen dagegen zunächst ästige Wuchsformen (z.B. *Thecosmilia dichotoma*) und waren damit an episodisch intensiverte Sedimentationsbedingungen gut angepaßt. Mit dem Transgressionshöhepunkt wurden die terrestrischen Sedimente endgültig zurückgedrängt. Infolgedessen begann die rein karbonatische Entwicklung der Ramalhal-Plattform über einem hoch subsidenten Beckenbereich im Osten, welcher sich in dem Maße senkte, wie sich der Caldas da Rainha-Diapir hob. Die zu Beginn der Plattformentstehung ausgeprägte Fazieszonierung mit restrikt-lagunären Sedimentationsräumen und oolithischen Küstenbarren wurde zugunsten einer mosaikartigen Faziesverteilung aufgelöst. Flächig abgelagerte oolithisch-cortoidische Karbonatsande verdrängten zunehmend küstennahe oolithische Barrensysteme. Sie entstanden unter relativ stabilen Ablagerungsbedingungen während Hochstandphasen. Gleichzeitig erlaubten günstige Umweltverhältnisse die verstärkte Ansiedlung von Korallen und Mikrobenkrusten und die Entstehung von ausgedehnten Stromatoporen-Biostromen. Gerüstkarbonate und flächige Karbonatsande erzeugten wiederholte Verflachungsabfolgen. Während

relativer Meeresspiegelanstiege höherer Ordnung breiteten sich koralligene und krustenreiche Biostrome aus, wohingegen karbonatsandige Ooid-Cortoid-PS die Hochstandphasen im Anschluß daran markieren (vgl. NOSE 1995). Zeitgleich zu restrikt-marinen und oolithischen Sedimenten des späten Hochstands in Fátima korrelieren in Pena Seca quarzsandführende und mergelige Marinellen-Onkolithe am Ende von HST-1 (vgl. Abb. 23). *Girvanella*-führende Onkoidcortices entstanden dabei unter schwach hyposalinen Verhältnissen in den innersten Plattformbereichen (LEINFELDER & WERNER 1993). Quarzsandanteile stammen aus einem progradierenden terrigenen Sedimentationsraum im Westen und wurden über subtidale Rinnen in rein karbonatische Rampenareale geschwemmt.



Während der Transgressionshöhepunkte der Sequenzen 3. Ordnung breiteten sich an der Grenze von der *plicatilis*- zur *transversarium*-Zone und am Übergang von *bifurcatus*-/ *bimammatum*-Zone mikrobekrustenreiche Gerüstkarbonate aus. Die maximale Flutungsfläche der zweiten Ablagerungssequenz am Top der karbonatischen Serie entstand dabei als reiner Thrombolith in mittleren Rampenbereichen (*sensu* BURCHETTE & WRIGHT 1992) unter sauerstoffkontrollierten Bedingungen. Er erstreckte sich möglicherweise nach Süden bis in das Gebiet um Ramalhal und verzahnt dort mit hemipelagischen Mikriten, welche von Osten her bereits tiefere Plattformareale

überlagerten (Abb. 23; vgl. ELLIS et al. 1990). Zeitgleich kam es in Sobral da Lagoa ebenfalls zur Entstehung massiver Gerüstkarbonate. Diese lagen im Gegensatz zu thrombolithischen Bindstones oberhalb der Schönwetterwellenbasis in gut durchlüfteten Habitaten der inneren Rampe und waren infolgedessen arm an Mikrobenkrusten und reich an Korallen. Lagunäre Faziesbereiche waren in Sobral da Lagoa mit bioklastischen Packstones ähnlich geprägt, wie in den zentralen Abschnitten der Ramalhal-Plattform. Sie besitzen im Gegensatz dazu jedoch sub- bis supratidale Verflachungs-Kleinzyklen, welche eine periodische Exposition des Sedimentationsraums anzeigen (vgl. BERNARDES 1992). Zusammen mit einer relativ geringmächtigen und kondensierten Plattformentwicklung (~ 150 m) dokumentieren sie starke Hebungsvorgänge des Caldas da Rainha-Bolhos-Diapirs (vgl. auch ELLIS et al. 1990). Auch in der Serra do Bouro, nördlich von Sobral da Lagoa, waren zeitgleiche Diapirbewegungen für die geringmächtige und amalgamierte Ausbildung der Ablagerungssequenzen verantwortlich. Trotzdem herrschten hier relativ stabile Sedimentationsbedingungen ohne Auftauchereignisse vor. Der Ablagerungsraum gestaltete sich während später Transgressionsphasen von TST-1 durch die Retrogradation oolithischer und echinodermenreicher Barrensyste. Hinter diesen entwickelte sich ein nieder- bis mittelergetischer Lagunenbereich, der von Pelecypoden-Mikriten und im rückwärtigen Bereich der karbonatsandigen Barren durch onkoidische Fazieszonen bestimmt war. Er nahm anfänglich noch terrigenen Detritus und Aufarbeitungsklasten aus karbonatischen Küstensumpfreionen („Black Pebbles“) auf. Im Zuge anschließender Hochstandphasen weitete er sich infolge progradierender Barrensyste zu einem niederenergetischen Flachmeerbereich aus, der sich bis S. Martinho do Porto fortsetzte. Mit *Trichites*, Austern und zahlreichen Foraminiferen herrschten hier Umweltbedingungen vor, wie sie in weiten Teilen der Serra dos Candeeiros und Serra de Aire vorzufinden waren (s.o.). Es ist daher nicht auszuschließen, daß im Bereich der Serra do Bouro und wahrscheinlich Sobral da Lagoa höherenergetische Plattformkarbonate vom Typ der Ramalhal-Plattform und niederenergetische Pelecypoden-Biomikrite der nördlichen Beckenregionen miteinander verzahnten (Abb. 23). Das Verzahnungsmuster wurde wahrscheinlich von den Aktivitäten des Caldas da Rainha- kontrolliert. Am aktiven Westrand bei S. Martinho do Porto wurde die niederenergetisch-lagunäre Pelecypoden-Fazies der mikritischen Serie erneut durch siliziklastische Schüttungen stark beeinflusst. Hierbei führte die Progradation distaler Deltaablagerungen zu einer Aufschüttung des lagunär-karbonatischen Sedimentationsraums. Erst während eines nachfolgenden Meeresspiegelanstiegs konnte sich an der Wende *bifurcatus/bimammatum*-Zone erneut eine niederenergetische Lagunenfazies auf Kosten der deltaisichen Ablagerungssequenzen ausbreiten. Das Einsetzen der siliziklastischen Sedimentation ist zeitlich nicht zu erfassen, da es sich möglicherweise um eine lokale Sonderentwicklung am westlichen Beckenrand handelt. Nur unter großen Vorbehalten könnte die Basis der siliziklastischen Ablagerungssequenz mit SB-2 aus den Untersuchungsgebieten parallelisiert werden (vgl. Abb. 19).

#### 10.4 Serie 4

(Verflachungsserie, limnische/brackische Serie, hybride Serie II)

Während der Hochstandphase (HST-2) im Anschluß an das Transgressionsmaximum (Wende *bifurcatus/bimammatum*-Zone) machten sich in sämtlichen Untersuchungsgebieten Verflachungstendenzen mit progradierenden Faziesgürteln bemerkbar (Abb. 24). Dies wird durch Sedimentationsabfolgen in anderen Teilen des Lusitanischen Beckens oftmals bestätigt.

So entwickelte sich die Montejunto-Plattform von einer distal versteilten Rampe zu einem barren gesäumten Schelf. Diesem war weiterhin ein depositioneller Hang vorgelagert (LEINFELDER 1994a). Aufgrund der hohen Karbonatproduktion und dadurch bewirkten Verkleinerung des Akkomodationsraums in den Flachwassergebieten

kam es während des Hochstands (HST-2) verstärkt zu calciklastischen Schüttungen („highstand shedding“) von der Plattformkante in südlich anschließende hemipelagische Beckenregionen (Torres Vedras). Auch der Plattformhang nahm einen großen Teil des partikelreichen Karbonatschutts auf und trug zu einer Umgestaltung von aggradierenden zu leicht progradierenden Fazieszonen bei. Trotzdem blieb die Montejunto-Plattform mit den gleichen Faziesgürteln wie zuvor weiterhin streng zониert. Diese wurden jedoch durch eine nach Süden vorrückende und sich ausdehnende Gezeitenfläche auf Kosten niederenergetischer Lagunenbereiche bestimmt. Ein Übergang der Montejunto-Plattform in die karbonatischen Sedimentationsgebiete der nördlichen Beckenregion kann aus Ermangelung an geeigneten Aufschlüssen und Hinweisen nicht nachgewiesen werden und bleibt ungeklärt.

In der Serra de Aire und den östlichen Ausläufern der Serra dos Candeeiros führte eine Verflachung des Ablagerungsraums während später Hochstandphasen von HST-2 zu einem Vorrücken restrikt-lagunärer und siliziklastischer Fazieszonen aus Osten (Abb. 24). Ein Nord-Süd verlaufendes, küstenparalleles Barrensysteem trennte restrikt-marine Gebiete im Osten von offen-lagunären Ablagerungsräumen im Westen und bestand vorwiegend aus austernreichen Schuttkalken sowie *Koskinobullina socialis*. Im Osten der Barren entstand ein schmaler Lagunenbereich, in welchem zum Teil schwach hyposaline Verhältnisse herrschten (vgl. Kap. 6.4). Der Lebensraum war von einer individuenreichen und nahezu monospezifischen Alveosepten-Fauna und Charophyten bestimmt. Entlang der Küstenlinie befand sich wahrscheinlich ein enger Küstensumpf-Gürtel, aus welchem abgestorbene Pflanzenreste und „Black Pebbles“ eingetragen wurden. Dieser hielt zunächst noch siliziklastisches Material im Osten zurück. Mit der episodischen Hinterlandhebung des östlichen Beckenrandes wurde dieser Sumpfbereich jedoch überspült und große Mengen an feinkörnigem Abtragungsschutt gelangten in den randlich-lagunären Ablagerungsbereich. Dies führte zur Ansiedlung einer hauptsächlich aus *Nanogyra nana* bestehenden Muschelassoziation in einem von benthischen Foraminiferen dominierten Faziesraum. Die Einzelindividuen siedelten entweder auf Bioklasten (z.B. *Actinastrea cf. beirensis*, Tafel 11/Abb. 4) oder überkrusteten sich gegenseitig und konnten hierdurch über die Sedimentoberfläche emporwachsen. Am Ende des Hochstandes rückte der terrigene Faziesgürtel zunehmend nach Westen vor und bewirkte die allmähliche und selektive Zuschüttung des randmarinen Lagunenraums mit zum Teil gröberem Quarzsand.

Westlich der *Koskinobullina*-Austern-Barren herrschten während HST-2 weiterhin offen-lagunäre Ablagerungsbedingungen vor. Niederenergetische Lebensräume unterhalb der Wellenbasis wurden durch eine reiche Foraminiferen-Fauna und ausgedehnte Dasycladaceen-Rasen bestimmt. Weiterhin große, von den Grünalgen stammende Mengen akkumulierten Kalkschlamm wurden intensiv zerwühlt (Pelecypoden, Crustaceen). Aufgrund einer zunehmenden Verflachung gerieten weite Bereiche des Sedimentationsraums in und über den Schwankungsbereich der Schönwetterwellenbasis. Hierdurch entstanden in den zentralen Lagunenabschnitten isolierte Ooidsandbarren, deren Komponenten in benachbarte Faziesräume unterhalb der Wellenbasis gespült und von Mikroorganismen angebohrt wurden (Vale Verde). Nach Westen (Casal de Vale de Ventos) bildete sich ein weiteres, faziell komplexes Barrensysteem mit subtidalen Rinnen. Die ooidischen Barren boten als mobile Lockersande ein Substrat, für dessen Besiedlung *Marinella lugeoni* angepaßt war. Es entstanden Rotalgenrasen, die mehrfach aufgearbeitet wurden. In randlichen, etwas geschützten Lagen hinter den Barrenstrukturen bildeten sich onkoidische Fazieszonen heraus. In diese wurden Marinellenfragmente eingeschwemmt, aus denen neue Rotalgenpopulationen erwachsen, die auf der Oberfläche von Onkoiden siedelten. Auch Korallen und vorwiegend ästigen Stromatoporen (*Milleporidium*) dienten die Onkoide als Besiedlungsgrundlage. In den Rinnenstrukturen, welche sowohl den niederenergetisch-lagunären Bereich als auch den Barrengürtel zergliederten, herrschten

ebenfalls günstige Bedingungen zur Entstehung von Onkoiden. Ständige Strömung und ständige Umlagerung der Komponenten verhinderte hier die Ansiedlung von *Marinella*.

Der Barrengürtel in den westlichen Ablagerungsräumen der Serra dos Candeeiros läßt möglicherweise eine undeutliche Plattformkante vermuten, welche etwa Nord-Süd verläuft und mit sanftem Abbruch zu tieferen Rampenzonen überleitet. Aus diesen könnten lithistide Schwamm- und thrombolithische Mikrobenkrusten-Fragmente zusammen mit *Tubiphytes* und *Terebella* stammen, welche auf die Plattformebene geschwemmt wurden und sich in Flachwasseronkolithen wiederfinden (vgl. Kap. 3.1.6). Infolgedessen darf spekuliert werden, ob ein hemipelagischer Sporn, welcher im Südwesten die Ramalhal- von der Montejunto-Plattform trennte, bis weit nach Norden reichte, um die Karbonatrampe der Serra dos Candeeiros im Westen zu begrenzen (Abb. 24). Wie weit dieser hemipelagische Beckenabschnitt nach Norden vordrang und die Beckenachse des Bombarral-Teilbeckens nachzeichnete, bleibt jedoch unter einer mächtigen Decke oberjurassischer Sedimentserien verborgen.

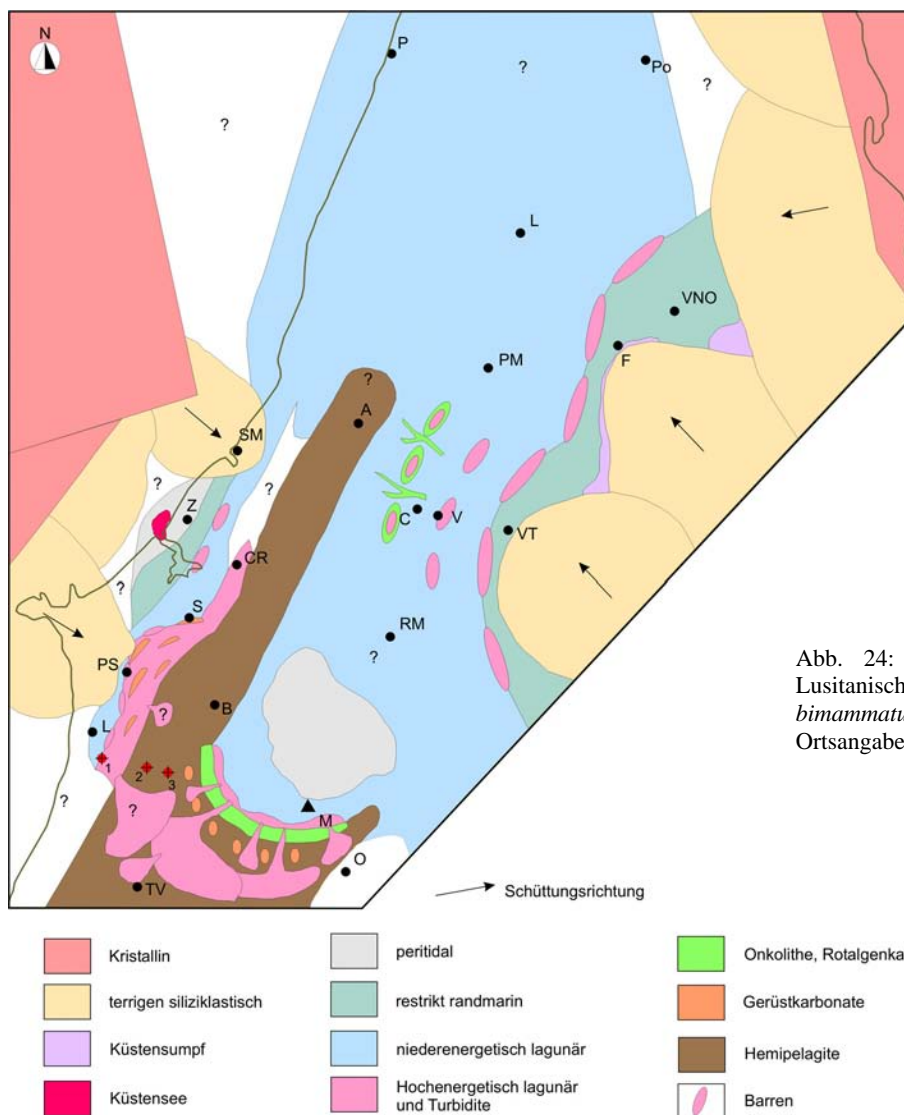


Abb. 24: Paläogeographie des zentralen Lusitanischen Beckens (Serie 4; untere *bimammatum*-Zone, bis *hypselum*-Subzone). Ortsangaben siehe Abb. 21, S. 263.

Am Westrand des Lusitanischen Beckens, jenseits dieses schmalen Bereichs mit Tiefwasserbedingungen, setzte sich auch in der unteren *bimammatum*-Zone die Karbonatsedimentation mit einem Mosaik aus krustösen Korallenhorizonten und mächtigen Karbonatsandflächen fort. Verflachungstrends führten jedoch zu einem phasenweisen Vorrücken des siliziklastischen Ablagerungsgürtels aus Westen (Pena Seca, vgl. Abb. 24).

Quarzarenitische Feinsande wurden mitunter weit auf die Plattform eingetragen und waren für die Zuschüttung koralligener Bioherme verantwortlich, die daraufhin abstarben. Insgesamt beeinträchtigten diese kurzfristigen Phasen die Karbonatsedimentation nicht. Auch gerüstbildende Organismen erholten sich rasch, wurden jedoch im Verlauf der Verflachungsserie deutlich seltener. Am Ende von HST-2 gestaltete sich der Sedimentationsraum mit der verstärkten Schüttung von quarzsandigem Abtragungsschutt erneut um. Dabei löste sich ein flächenhaftes Faziesmosaik mit koralligen Gerüstkarbonaten und flächigen Karbonatsanden zugunsten einer barren gesäumten Küstenregion auf. Küstenparallele Ooidbarren wurden zum Teil von *Marinella* besiedelt und schützten die zunehmend von Foraminiferen und Gastropoden dominierten Plattformareale, indem sie siliziklastisches Material fixierten.

Auf der Nordwestseite des Caldas da Rainha-Bolhos-Diapirs führte eine allgemeine Verflachung des Sedimentationsraums im Verlauf von HST-2 ebenfalls zur Progradation küstennaher Faziesgürtel. So dehnte sich in der Serra do Bouro ein peritidaler/restrikt-mariner Sedimentationsraum auf Kosten vollmariner und von Pelecypoden (*Trichites*, Austern) gekennzeichneten Plattformbereiche aus (Abb. 24). Beide Fazieszonen wurden erneut von Barrenstrukturen voneinander getrennt. Unter eingeschränkten Umweltbedingungen herrschte in den abgeschnürten Buchten fast ausschließlich eine individuenreiche Ostrakodengemeinschaft vor. Einzelne Mikrobenkrusten-Klasten und Oogonien wurden zusätzlich aus proximalen Ablagerungsgebieten eingetragen. Diese waren durch progradierende Gezeitenflächen bestimmt, auf denen sich lakustrine Küstenseen mit einer reichen Charophyten-Flora entwickelten.

Im Bereich von S. Martinho do Porto begann am Ende der Verflachungsserie die wiederholte Aufschüttung eines niederenergetischen Flachmeerbereichs, welche mit dem Vorbau eines Deltas bis in das Kimmeridgium reichte (BERNARDES 1992). In den küstenferneren Regionen um Sobral da Lagoa sind aufgrund widersprüchlicher Literaturangaben generelle Verflachungstrends am Ende von HST-2 kaum abzuleiten. Auf der Grundlage von WILSON (1989) und BERNARDES (1992) vermute ich eine nur geringe Umgestaltung des bisherigen Ablagerungsraums, welcher mit Gerüstkarbonaten und bioklastischen Packstones eine Fortsetzung der hochenergetischen Plattformentwicklung von der Serra de Cesaredas nach Norden darstellt. Lediglich vorrückende Intertidalbereiche deuten auf eine Verkleinerung des vollmarinen Ablagerungsraums hin (op. cit.). Mit diesen Unsicherheiten ist es auch nicht auszuschließen, daß durch eine starke Diapirhebung bis in den subaerischen Bereich die Plattformentwicklung bereits beendet war.

Im äußersten Nordosten des Lusitanischen Beckens wurden, vermutlich zeitgleich mit beginnender Delta-Progradation bei S. Martinho do Porto, weitere deltaishe Sedimente vom östlichen Beckenrand geschüttet. Der Bereich am Capo Mondego blieb hiervon weitgehend verschont und war durch die Ablagerungen eines vollmarinen Plattformbereichs bestimmt.

Mit Serie 4 war die rein karbonatische Entwicklung im Oxfordium des Lusitanischen Beckens beendet. Durch eine Sequenzgrenze (SB-3) getrennt, begann noch im Oxfordium (*bimammatum*- und *planula*-Zone) die siliziklastische Sedimentation mit randmarinen, zum Teil deltaischen Feinklastika der Alcobaça-/Moledo-Schichten. Diese wurden im Osten (Murteira) bereichsweise von fluvialen Rotklastika vertreten. Die Ablagerungsgeschichte innerhalb der *bimammatum*- und *planula*-Zone war nicht Gegenstand dieser Arbeit. Sie ist allerdings durch eine Reihe von Studien hinreichend bekannt (z.B. LEINFELDER 1993b, LEINFELDER & WILSON 1989, 1998). Für diesen Abschnitt des Oxfordium sei deshalb unter anderem auf diese Arbeiten verwiesen.



## 11. Dank

Bedanken möchte ich mich bei Herrn Prof. Dr. R. Leinfelder (München) für die Themenstellung und die Betreuung dieser Arbeit. Er gab mir die Möglichkeit ein wundervolles Land kennen und schätzen zu lernen. Bei Prof. Dr. M. Krautter (Stuttgart) bedanke ich mich für die freundliche Übernahme der Erstbetreuung, für die bereitwillige Beantwortung zahlreicher Fragen auf dem Gebiet der Paläontologie/Paläoökologie und für interessante Diskussionen auch außerhalb der Geologie. Prof. Dr. H. Seyfried (Stuttgart) fand die richtigen Worte, die mich dazu brachten mir die Pistole auf die Brust zu setzen. Dafür gilt ihm ein ganz besonderer Dank.

Mit großer Freude stelle ich fest, daß sich meine Dissertationslaunen nicht auf die Größe meines Freundeskreises auswirkten. So begleiteten und unterstützten mich zahlreiche Freunde und Kollegen bei der Erstellung dieser Arbeit. Dabei möchte ich besonders Frau Dr. I. Kohler (Stuttgart) hervorheben. Mit ihrem unermüdlichen Einsatz, ihrer endlosen Geduld und Diskussionsbereitschaft trug sie entscheidend zum Gelingen der Arbeit bei.

Wenn ich auf Hilfe angewiesen war, wurde sie mir aufopferungsvoll von Dr. A. Fels, Frau F. Garcia-Vera (beide Stuttgart), Dr. M. Nose (München), Dipl.-Geol. C. Salerno, Dipl.-Des. B. Eisenmann (beide Stuttgart) und besonders Dr. D. Schmid (München) entgegengebracht. Sie standen für alle Fragen offen und korrigierten auch unter Zeitdruck einen Großteil des Manuskripts. Dr. E. Buchner übernahm ebenfalls die grausame Aufgabe des Korrekturlesens und Dipl.-Geol. R.W.B Müller war mir eine wertvolle Hilfe beim Formatieren der Arbeit. Hierfür möchte ich mich bei beiden herzlich bedanken. Meinen Kollegen Dipl.-Geols. M. Baumgärtner, M. Takacs und Dr. R. Laternser (alle Stuttgart) verdanke ich durch endlose Diskussionen die Erweiterung meines geowissenschaftlichen und nicht zuletzt musikalischen Horizonts.

Bei der Bestimmung der Fossilien unterstützten mich Dr. R. Laternser (Stuttgart, Korallen), Dr. D. Schmid (München, Foraminiferen), PD Dr. M. Schudack (Berlin, Oogonien), Dr. G. Schweigert (Stuttgart, Ammoniten) und Dr. W. Werner (München, Muscheln).

Die Familien von Adelino Alves (Amiais de Baixo) und von Maria da Gloria Silva (Abrigada) machten sich nicht nur durch ihre ausgesuchte Gastfreundschaft verdient sondern ließen mich auch an der portugiesischen Lebensart teilhaben. Sie ermöglichten mir durch unzählige Hilfen eine sinnvolle Geländearbeit.

Während der Fertigstellung der Arbeit übernahmen Fr. B. Wolf-Reyle und Familie Kohler geduldig die Betreuung unseres Sohnes. Hierfür und für die kurzen Phasen der Entspannung bedanke ich mich ganz herzlich. Auch Lorenz Reyle danke ich für seine Geduld und dafür, daß es ihm nicht gelang sämtliche Dateien unwiederbringlich von der Festplatte zu löschen.

Diese Arbeit wurde teilweise durch ein Stipendium der Landesgraduiertenförderung von Baden-Württemberg unterstützt.

## 12. Literaturverzeichnis

- 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. - *Geobios*, **19**, 537-547; Lyon.
- ATROPS, F. & MARQUES, B. (1988): Précisions Stratigraphiques sur les Formations à Ammonites du Jurassique Supérieur dans le Massif du Montejunto (Nord du Tage, Portugal). - Proc. 2nd. Intern. Sympos. Jurass. Strat., Sept. 1987, Lisbon, 505-516; Lissabon (Univers. Nova Lisboa Press).
- AZERÊDO, A.C. (1998): Geometry and facies dynamics of Middle Jurassic carbonate ramp sandbodies, West-Central Portugal. - In: WRIGHT, V.P. & BURCHETTE, T.P. (Hrsg.): Carbonate Ramps. - *Geol. Soc., Spec. Publ.*, **149**, 281-314; London.
- AZERÊDO, A.C., RAMALHO, M.M., WRIGHT, V.P. (1998): The Middle-Upper Jurassic disconformity in the Lusitanian Basin, Portugal: preliminary facies analysis and evidence for palaeoclimatic fluctuations. - *Cuad. Geol.*, **25**, 99-119; Madrid.
- BARATTOLO, F. & DEL RE, M.C. (1985): Alghe rosse Solenoporaceae del Cenomaniano dei dintorni di Caserta (Appennino meridionale, Italia). - *Boll. Soc. Natur. Napoli*, **93**, 203-255; Neapel.
- BASSOULLET, J.P., BERNIER, P., CONRAD, M.A., DELOFFRE, R. & JAFFREZO, M. (1979): Les Algues Dasycladales du Jurassique et du Crétacé. - *Geobios, Mem. Spéc.*, **2**, 1-330, 40 Taf. ; Lyon.
- BAUMGÄRTNER, M. (1994): Mikrofazielle Untersuchungen im regressiven Oberjura (Kimmeridgium) bei Arroyo Cerezo (Rincón de Ademuz, Provinz Valencia, Spanien). - 67 S., Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart (unveröffentl. Dipl.-Arbeit).
- BAUMGÄRTNER, M. & REYLE, M. (1995): Oberjurassische Rampenentwicklung in der Region von Jabaloyas und Arroyo Cerezo (Keltiberikum; Spanien). - *Profil*, **8**, 339-361; Stuttgart.
- BEAUVAIS, L. (1964): Étude stratigraphique et paléontologique des formations à Madréporaires du Jurassique supérieur du Jura et l'Est du bassin de Paris. - *Soc. Geol. France, Mém. n.s.*, **XLIII**, **100**, 1-288.; Paris.
- BECKMANN, J.P. & BECKMANN R. (1966): Calcareous Algae from the Cretaceous and Tertiary of Cuba. - *Schweiz. Paläont. Abh.*, **85**, 1-45; Basel.
- BERNARDES, C.A. (1992): A Sedimentação durante o Jurássico Superior entre o Cabo Mondego e o Baleal (Bacia Lusitana): Modelos deposicionais e arquitetura sequencial. - 261 S.; Deptm. Geociências, Universidade de Aveiro (unveröffentl. Dissertation).
- BERNARDES, C.A., CORROCHANO, A. & REIS, R.P. (1991): Evolução do sistema de deltas entrançados do Jurássico superior de S. Martinho do Porto, Bacia Lusitânica. Arquitetura sequencial e controlos sedimentares. - *Commun. Serv. Geol. Portugal*, **77**, 77-88; Lissabon.
- BERTLING, M. (1994): Ökologie und Taxonomie koralleninkrustierender Bryozoen des norddeutschen Malm. - *Paläont. Z.*, **68**, 419-435; Stuttgart.
- BODEUR, Y. (1992): Microfaciès et Micro-Organismes du Kimméridgien et du Tithonien au Sud des Cévennes. - 1-3, 2 Abb., 27 Taf.; Université de Nantes.
- BOILLOT, G., DUPEUBLE, P.A., HENNEQUIN-MARCHAND, I., LAMBOY, M., LEPRETRE, J.P. & MUSELLEC, P. (1974): Le rôle des décrochments "tardi-hercyniens" dans l'évolution structurale de la marge continentale et dans la localisation des grands canyons sous-marins à l'ouest et au Nord de la Péninsule ibérique. - *Rev. Geogr. Phys. Géol. Dyn.*, **16**, 75-86; Paris.
- BACHERT, Th.-C. (1992): Sequence stratigraphy and paleoceanography of an open-marine carbonate/siliciclastic succession - Late Jurassic; South Germany. - *Facies*, **27**, 179-216; Erlangen.
- BRAITHWAITE, C.J.R. (1979): Crystal textures of recent fluvial pisolites and laminated crystalline crusts in Dyfed, South Wales. - *J. Sediment. Petrol.*, **49**, 181-194; Tulsa.
- BREWER, R. (1964): Fabric and Mineral Analysis of soils. - 470 S.; New York, London (Wiley).
- BURCHETTE, T.P. & WRIGHT, V.P. (1992): Carbonate ramp depositional systems. - *Sediment. Geol.*, **79**, 3-57; Amsterdam.
- CAMPBELL, K.A. (1992): Recognition of a Mio-Pliocene cold seep setting from the Northeast Pacific convergent margin, Washington, U.S.A. - *Palaios*, **7**, 422-433; Tulsa.
- CANÉROT, J., REY, J., MANUPPELLA, G. & PEYBERNÈS, B. (1995): Nouvelle interprétation structurale et géodynamique de la marge atlantique portugaise dans le secteur de Caldas da Rainha (Portugal). - *C.R. Acad. Sci., sér. IIa.*, **320**, 523-530; Paris.
- CARNEY, C. & BOARDMAN, M.R. (1993): Trends of sedimentary microfabrics of ooid tidal channels and deltas. - In: REZAK, R. & LAVOIE, D.L. (Hrsg.): Carbonate microfabrics. *Frontiers in Sedimentary Geology*. - 29-40; New York (Springer).
- CHERCHI, A. & SCHROEDER, R. (1979): *Koskinobullina* n. gen, micro-organisme en colonie incertae sedis (Algae?) du Jurassique-Crétacé de la région méditerranéenne; note préliminaire. - *Bull. Centr. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitane*, **3**, 519-523; Pau.
- CHERCHI, A. & SCHROEDER, R. (1985): *Koskinobullina socialis* CHERCHI & SCHROEDER, 1979: a colonial microfossil *incertae sedis* (algae?) from Jurassic - Cretaceous of the mediterranean region. - *Boll. Soc. Paleont. Ital.*, **23**, 361-374; Modena.
- CHOFFAT, P. (1885-88): Description de la faune jurassique du Portugal. Mollusques Lamellibranches. - *Mem. Dir. Trav. Geol. Portugal*, 115 S.; Lissabon.
- CHOFFAT, P. (1893a): 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 S., Lissabon.
- CHOFFAT, P. (1901): Notice préliminaire sur la limite entre la Jurassique et le Crétacé en Portugal. - *Soc. Belge Geol. Paléont. Hydrol., Bull.*, **15**, 111-140; Bruxelles.
- CLARKSON, E.N.K. (1998): Invertebrate Palaeontology and Evolution. - 4. Aufl., 452 S.; Oxford (Blackwell).
- COLLINSON, J.D. & THOMPSON, D.B. (1989): Sedimentary Structures. - 207 S.; London (Unwin Hyman).
- CORFIELD, R.M. (1995): An introduction to the techniques, limitations and landmarks of carbonate oxygen isotope palaeothermometry. - In: BOSENCE, D.W. & ALLISON, P.A. (Hrsg.): Marine Palaeoenvironmental Analysis from Fossils. - *Geol. Soc., Spec. Publ.*, **83**, 27-42; London.
- DAHANAYAKE, K. (1977): Classification of Onkoids from the Upper Jurassic Carbonates of the French Jura. - *Sediment. Geol.*, **18**, 337-353; Amsterdam.
- DAHANAYAKE, K. (1978): Sequential Position and environmental Significance of different Types of Oncooids. - *Sediment. Geol.*, **20**, 301-316; Amsterdam.

- DAHANAYAKE, K. (1983): Depositional Environments of some Upper Jurassic Oncoids. - In: PERYT, T.M. (Hrsg.): Coated Grains. - 377-385; Berlin (Springer).
- DAHANAYAKE, K., Champetier, Y. & Hilly, J. (1976): Oncolithes et pseudooncolithes: relation entre la disposition séquentielle et la participation de *Bacinella irregularis* RADOIČIĆ aux structures oncolithiques. - Bull. Soc. géol. France, **18**, 1665-1669; Paris.
- DAVIES, P.J., BUBELA, B. & FERGUSON, J. (1978): The formation of ooids. - Sedimentology, **25**, 703-730; Amsterdam.
- DEELMAN, J.C. (1978a): Experimental ooids and grapestones: carbonate aggregates and their origin. - J. Sediment. Petrol., **49**, 1269-1278; Tulsa.
- DODD, J.R. & STANTON, R.J.jr. (1975): Paleosalinities within a Pliocene Bay, Kettleman Hills, California: a study of resolving power of the isotopic and faunal techniques. - Geol. Soc. Amer., Bull., **86**, 51-64; Boulder.
- DODD, J.R. & STANTON, R.J.jr. (1990): Paleocology. Concepts and Applications. - 502 S., New York (Wiley).
- DOTT, R.H. (1964): Wacke, graywacke and matrix - what approach to immature sandstone classification? - J. Sediment. Petrol., **34**, 625-632; Tulsa.
- DUNHAM, R.J. (1962): Classification of Carbonate Rocks according to Depositional Texture. - Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem., **1**, 108-121; Tulsa.
- DUNHAM, R.J. (1969b): Vadose Pisolite in the Capitan Reef (Permian), New Mexico and Texas. - Soc. Econ. Petrol. Mineral., Mem., **14**, 182-191; Tulsa.
- DUPRAZ, C. & STRASSER, A. (1999): Microbialites and Micro-encrusters in shallow Coral Bioherms (Middle to Late Oxfordian, Swiss jura Mountains). - Facies, **40**, 101-130; Erlangen.
- EINSELE, G. (2000): Sedimentary Basins. - Evolution, Facies and Sediment Budget. - 2. Aufl., 792 S.; Berlin-Heidelberg (Springer).
- EKDALE, A.A. BROMLEY, R.G. & PEMBERTON, S.G. (1984): Ichnology: the use of trace fossils in sedimentology and stratigraphy. - Soc. Econ. Petrol. Mineral., Short Course, **15**, 1-317; Tulsa.
- ELLIOTT, T. (1986): Deltas. - In: READING, H.G. (Hrsg.): Sedimentary Environments and Facies. - 113-154; Oxford (Blackwell).
- ELLIS, P.M., WILSON, R.C.L. & LEINFELDER, R.R. (1990): Controls on Upper Jurassic carbonate development in the Lusitanian Basin, Portugal. - Int. Ass. Sediment., Spec. Publ., **9**, 169-202; Oxford.
- ENOS, P. & PERKINS, R.D. (1977): Evolution of Florida Bay from island stratigraphy. - Geol. Soc. Amer., Bull., **90**, 59-83; Boulder.
- EMBRY, A.F. & KLOVAN, A.V. (1972): Absolute Water Depth Limits of Late Devonian Paleocological Zones. - Geol. Rdsch., **61**, 672-686; Stuttgart.
- EPSTEIN, S., BUCHSBAUM, R., LOWENSTAM, H.A. & UREY, H.C. (1953): Revised carbonate-water isotopic temperature scale. - Geol. Soc. Amer., Bull., **64**, 1315-1326; Boulder.
- ESTEBAN, M. (1976): Vadose Pisolite and Caliche. - Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull., **60**, 2048-2057; Tulsa.
- ESTEBAN, M. & KLAPPA, C.F. (1983): Subaerial Exposure Environment. - In: SCHOLLE, P.A., BEBOUT, D.G. & MOORE, C.H. (Hrsg.): Carbonate Depositional Environments. - Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem., **33**, 1-95; Tulsa.
- ESTEBAN, M. & PRAY, L.C. (1983): Pisoids and pisolite facies (Permian), Guadalupe Mountains, New Mexico and Texas. - In: Peryt, T.M. (Hrsg.): Coated Grains. - 503-536; Berlin (Springer).
- ETTER, W. (1994): Palökologie - Eine methodische Einführung. - 294 S.; Basel (Birkhäuser).
- FABRICUS, F.H. (1966): Beckensedimentation und Riffbildung an der Wende Trias/Jura in den Bayerisch-Tiroler Kalkalpen. - Internat. Sed. Petrogr. Ser., **9**, 143 S.; Leiden.
- FEIST, M. & GRAMBAST-FESSARD, N. (1984): New Porocharaceae from the Bathonian of Europe: Phylogeny and Palaeoecologie. - Palaeontology, **27**, 295-305; London.
- 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; Stuttgart.
- FELDMANN, M. & MCKENZIE, J.A. (1998): Stromatolite-Trombolite Associations in a modern Environment, Lee Stocking Island, Bahamas. - Palaios, **13**, 201-212, Tulsa.
- FEZER, R. (1988): Die oberjurassische karbonatische Regressionsfazies im südwestlichen Keltiberikum zwischen Griegos und Aras de Alpuente (Prov. Teruel, Cuenca, Valencia; Spanien). - Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart, N.F., **84**, 1-119; Stuttgart.
- FISCHER, A.G. (1981): Climate oscillations in the biosphere. - In: NITECKI, M.H. (Hrsg.): Biotic Crises in ecological and evolutionary Time. - 103-131; New York (Academic Press).
- FLÜGEL, E. (1978): Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. - I-XI + 1-454; Berlin (Springer).
- FLÜGEL, E. (1982): Microfacies analysis of limestones. - I-XIV + 1-633; Berlin (Springer).
- FOLK, R.L. & PITTMAN, J.S. (1971): Length-slow Chalcedony: A new testament for vanished Evaporites. - J. Sediment. Petrol., **41**, 1045-1058; Tulsa.
- FRAKES, L.A., FRANCIS, J.E. & SYKTUS, J.L. (1992): Climate Models of the Phanerozoic. - 274 S.; Cambridge (University Press).
- FRANÇA, J.C., MOITINHO DE ALMEIDA, R., MOUTERDE, C., TINTANT, H. & ZBYSZEWSKI, G. (1965): Le Lusitanien du Portugal. - Commun. Serv. Geol. Portugal, **48**, 17-35; Lissabon.
- FRANÇA, J.C. & ZBYSZEWSKI, G. (1963): Carta geológica de Portugal na escala 1:50000. - Notícia explicativa da folha 26-B, Alcobaca. - Serv. Geol. Portugal, 51 S.; Lissabon.
- FRANÇA, J.C., ZBYSZEWSKI, G. & MOITINHO DE ALMEIDA, F. (1960): Carta geológica de Portugal na escala 1:50000. - Notícia explicativa da folha 26-C, Peniche. - Serv. Geol. Portugal, 33 S.; Lissabon.
- FRANÇA, J.C., ZBYSZEWSKI, G., & MOITINHO DE ALMEIDA, F.. (1961): Carta geológica de Portugal na escala 1:50000. - Notícia explicativa da folha 30-A, Lourinhã. - Serv. Geol. Portugal, 27 S.; Lissabon.
- FREYET, P. (1984): Les sédiments lacustres carbonatés et leurs transformations par émerision et pédogenèse. Importance de leur identification pour les reconstitutions paléogéographiques. - Bull. Centr. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitane, **8**, 223-247; Pau.
- FREYET, P. & PLAZIAT, J.-C. (1982): Continental carbonate sedimentation and pedogenesis - Late Cretaceous and Early Tertiary of Southern France. - Contributions to Sedimentology, **12**, 1-213, 59 Abb., 49 Taf.; Stuttgart.

- FRITZ, P. (1965): O<sup>18</sup>/O<sup>16</sup>-Isotopenanalysen und Paleotemperaturbestimmung an Belemniten aus dem Schwäbischen Jura. - Geol. Rdsch., **54**, 261-269; Stuttgart.
- FÜCHTBAUER, H. (1988) (Hrsg.): Sedimente und Sedimentgesteine.- 4. Aufl., I-XVI + 1-1141, 660 Abb., 113 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- FÜRSICH, F.T. (1975): Trace fossils as environmental indicators in the Corallian of England and Normandy. - *Lethaia*, **8**, 151-172; Oslo.
- FÜRSICH, F.T. (1981): Invertebrate trace fossils from the Upper Jurassic of Portugal. - *Commun. Serv. Geol. Portugal*, **67**, 153-168; Lissabon.
- FÜRSICH, F.T. & ABERHAN, M. (1990): Significance of time-averaging for palaeocommunity analysis. - *Lethaia*, **23**, 143-152; Oslo.
- FÜRSICH, F.T. & SCHMIDT-KITTLER, N. (1980): Biofacies analysis of Upper Jurassic marginally marine environments of Portugal. I. The carbonate-dominated facies at Cabo Espichel, Estremadura. (With a contribution of M. RAMALHO). - *Geol. Rdsch.*, **69**, 943-981; Stuttgart.
- FÜRSICH, F.T. & WERNER, W. (1984): Salinity Zonation of Benthic Associations in the Upper Jurassic of the Lusitanian Basin (Portugal). - *Geobios, Mém. spécial*, **8**, 85-92; Lyon.
- FÜRSICH, F.T. & WERNER, W. (1986): Benthic associations and environmental significance in the Lusitanian Basin (Upper Jurassic, Portugal). - *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **172**, 271-329; Stuttgart.
- FÜRSICH, F.T. & WERNER, W. (1987): The Upper Jurassic Bivalvia of Portugal. Part I. Palaeotaxodonta and Pteriomorphia (Arcoïda and Mytiloïda). - *Commun. Serv. Geol. Portugal*, **73**, 103-144; Lissabon.
- FÜRSICH, F.T. & WERNER, W. (1988): The Upper Jurassic Bivalvia of Portugal. Part II. Pteriomorphia (Pteroida exclusive Ostreina). - *Commun. Serv. Geol. Portugal*, **74**, 105-164; Lissabon.
- FÜRSICH, F.T. & WERNER, W. (1989): Taxonomy and ecology of *Juranomia calcibysata* gen. et sp. nov. - a widespread anomiid bivalve from the Upper Jurassic of Portugal. - *Geobios*, **22**, 325-337; Lyon.
- FÜRSICH, F.T. & WERNER, W. (1991): Palaeoecology of coralline sponge-coral meadows from the Upper Jurassic of Portugal. - *Paläont. Zeitschr.*, **65**, 35-69; Stuttgart.
- GANNSEN, R. (1965): Grundsätze der Bodenbildung. - 135 S.; Mannheim.
- GEYER, O.F. (1955a): Korallenfaunen aus dem oberen Jura von Portugal. - *Senck. leth.*, **35**, 317-356; Frankfurt .
- GEYER, O.F. & GWINNER, M.P. (1991): Geologie von Baden-Württemberg. 4. Aufl.- I-VII + 1-482, 255 Abb., 26 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- GIERLOWSKI-KORDESCH, E., GÓMEZ FERNÁNDEZ, J.C. & MELÉNDEZ, N. (1991): Carbonate and coal deposition in an alluvial-lacustrine setting: Lower Cretaceous (Weald) in the Iberian Range (east-central Spain). - In: ANADÓN, P., CABRERA, LL. & KELTS, K. (Hrsg.): Lacustrine Facies Analysis. - *Int. Ass. Sediment., Spec. Publ.*, **13**, 109-125; Oxford.
- GINSBURG, R.N., HARDIE, L.A., BRICKER, O.P., GARRET, P. & WANLESS, H.R. (1977): Exposure index: a quantitative approach to defining position within the tidal zone. - In: HARDIE, L.A. (Hrsg.): Sedimentation on the Modern Carbonate Tidal Flats of Northwest Andros Island, Bahamas. - 7-11; Baltimore (John Hopkins University Press).
- GIVEN, K.R. & WILKINSON, B.H. (1985): Kinetic control of Morphology, Composition and Mineralogy of abiotic sedimentary Carbonates. - *J. Sediment. Petrol.*, **55**, 109-119; Tulsa.
- GOUDIE, A.S. (1983): Calcrete. - In: GOUDIE, A.S. & PYE, K. (Hrsg.): Chemical Sediments and geomorphology. - 93-131; London (Academic Press Inc.).
- GRADSTEIN, F.M., AGTERBERG, F.P., OGG, J.G., HARDENBOL, J., VAN VEEN, P., THIERRY, J. & HUANG, Z. (1995): A Triassic, Jurassic and Cretaceous Time Scale. - *Soc. Econ. Petrol. Mineral., Spec. Publ.*, **54**, 95-126; Tulsa.
- GRAMBAST-FESSARD, N. & RAMALHO, M. (1985): Charophytes du Jurassique supérieur du Portugal. - *Rev. Micropaléont.*, **28**, 58-66; Paris.
- GRÖTSCH, J., BILLING, I. & VAHRENKAMP, V. (1998): Carbon-isotope stratigraphy in shallow-water carbonates: implications for Cretaceous black-shale deposition. - *Sedimentology*, **45**, 623-634; Oxford.
- GRUSZCZYŃSKI, M. (1998): Chemistry of Jurassic Seas and its bearing on the existing organic life. - *Acta Geol. Polon.*, **48**, 1-29; Warszawa.
- GRUSZCZYŃSKI, M., HOFFMAN, A., MAŁKOWSKI, K., TATUR, A. & HALAS, S. (1990b): Some geochemical aspects of life and burial environments of late Jurassic scleractinian corals from northern Poland. - *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, 673-686; Stuttgart.
- GUERY, F. (1984): Évolution sédimentaire et dynamique du bassin marginal Ouest-Portugais au Jurassique (Province de Estremadura, sécteur de Caldas da Rainha- Montejunto.- 477 S., Université Claude-Bernard Lyon (unveröffentl. Dissertation).
- GUERY, F., MONTENANT, C. & VACHARD, D. (1986): Évolution Tectono-Sédimentaire du Bassin Portugais au Mésozoïque suivant la Transversale de Peniche (Estrémadure). - *Bull. Centr. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitane*, **10**, 83-94; Pau.
- HÄFELI, C. (1966): Die Jura/Kreide-Grenzschichten im Bielerseegebiet (Kt. Bern). - *Eclogae. Geol. Helv.*, **59**, 565-696; Basel.
- HALLAM, A. (1976): Stratigraphic distribution and ecology of European Jurassic bivalves. - *Lethaia*, **9**, 245-259; Oslo.
- HALLAM, A. (1985) A review of Mesozoic climates. - *J. Geol. Soc.*, **142**, 433-445; London.
- HALLAM, A. (1988): A re-evaluation of Jurassic eustasy in the light of new data and the revised Exxon curve. - In: WILGUS, C.K., HASTINGS, B.S., POSAMENTIER, H., VAN WAGONER, J., ROSS, C.A. & ST. KENDALL, C.G. (Hrsg.): Sea-Level Changes - An integrated Approach. - *Soc. Econ. Petrol. Mineral., Spec. Publ.*, **42**, 261-273; Tulsa.
- HALLOCK, P. & SCHLAGER, W. (1986): Nutrient excess and the demise of coral reefs and carbonate platforms.- *Palaïos*, **1**, 389-398, Tulsa.
- HANOLD, W. (1987): Untersuchungen an Karsteisenerzen der mittleren Schwäbischen Alb. - *Laichinger Höhlenfreund*, **22**, 3-12; Laichingen.
- HARDIE, L.A. (1977): Introduction.- In: (HARDIE, L.A.): Sedimentation on the Modern Carbonate Tidal Flats of Northwest Andros Island, Bahamas. - 1-3; Baltimore (John Hopkins University Press).
- HARWOOD, G. (1988): Microscopic techniques: II. Principles of sedimentary petrography. - In: TUCKER, M.E. (Hrsg.): *Techinques in Sedimentology*. - 108-173; Oxford (Blackwell).

- HAQ, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. (1987): Chronology of fluctuating Sea Levels since the Triassic. - *Science*, **235**, 1156-1167; Richmond.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. (1988): Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. - In: WILGUS, C.K., HASTINGS, B.S., POSAMENTIER, H., VAN WAGONER, J., ROSS, C.A. & ST. KENDALL, C.G. (Hrsg.): *Sea-Level Changes - An integrated Approach*. - Soc. Econ. Petrol. Mineral., Spec. Publ., **42**, 71-108; Tulsa.
- HARDENBOL, J., THIERRY, J., FARLEY, M.B., JACQUIN, T., DE GRACIANSKY, P.-C. & VAIL, P.R. (1998): Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphic Framework of European Basins. - In: DE GRACIANSKY, P.-C., HARDENBOL, J., JACQUIN, T. & VAIL, P.R. (Hrsg.): *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*. - Soc. Econ. Petrol. Mineral., Spec. Publ., **60**, 3-13; Tulsa.
- HELMDACH, F.-F. (1971b): Zur Gliederung limnisch-brackischer Sedimente des portugiesischen Oberjura (ob. Callovien-Kimmeridge) mit Hilfe von Ostrakoden. - *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, 645-662; Stuttgart.
- HESSE, R. (1990): Silica Diagenesis: Origin of inorganic and Replacement Cherts. - In: MCILREATH, I.A. & MOROW, D.W. (Hrsg.): *Diagenesis*. - Geoscience Canada, Reprint Ser., **4**, 253-276; St. John's.
- HEYDARI, E. & WADE, W.J. (1993): Sedimentology and geochemistry of the Lower Mudstone Member of the Smackover Formation, U.S. Gulf Coast: implications for Late Jurassic seawater composition, paleoceanography, and anoxic events. - In: *Pangea, Carboniferous to Jurassic*. - Can. Soc. Petrol. Geol., Annual Convention, Global Sediment. geol. Progr., Abstr., 138; Calgary.
- HOEFS, J. (1997): *Stable Isotope Geochemistry*. - 201 S.; Berlin Heidelberg New York (Springer).
- HUDSON, J.D. (1977): Stable isotopes and limestone lithification. - *J. Geol. Soc.*, **133**, 637-660; London.
- HUDSON, J.D. & ANDERSON, T.F. (1989): Ocean temperatures and isotopic compositions through time. - *Trans. Roy. Soc. Edinburgh: Earth Sciences*, **80**, 183-192; Edinburgh.
- HUMM, H.J. & WICKS, S.R. (1980): *Introduction and Guide to the Marine Bluegreen Algae*. - 194 S.; New York (Wiley).
- HUNT, D. & TUCKER, M.E. (1992): Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. - *Sediment. Geol.* **81**, 1-9; Amsterdam.
- INDEN, R.F. & MOORE, C.H. (1983): Beach Environment. - In: SCHOLLE, P.A., BEBOUT, D.G. & MOORE, C.H. (Hrsg.): *Carbonate Depositional Environments*. - Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem., **33**, 211-265; Tulsa.
- JAMES, N.P. (1997): The Cool-Water Carbonate Depositional Realm. - In: JAMES, N.P. & CLARKE, J.A.D. (Hrsg.): *Cool-Water Carbonates*. - Soc. Econ. Petrol. Mineral., Spec. Publ., **56**, 1-20; Tulsa.
- JENKYN, H.C. (1996): Relative sea-level change and carbon isotopes: data from the Upper Jurassic (Oxfordian) of central and southern Europe. - *Terra Nova*, **8**, 75-85; Oxford.
- JOACHIMSKI, M.M. (1991): Stabile Isotope (C, O) und Geochemie der Purbeck-Mikrite in Abhängigkeit von Fazies und Diagenese (Berriasian/Schweizer und Französischer Jura, Südengland). - *Erlanger geol. Abh.*, **119**, 1-114; Erlangen.
- JONES, B. & DESROCHERS, A. (1992): Shallow platform carbonates. - In: WALKER, R.G. & JAMES, N.P. (Hrsg.): *Facies Models: Response to sea-level change*. - Geol. Assoc. Canada, 277-301; St. John's.
- KEITH, M.L. & WEBER, J.N. (1964): Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestones and fossils. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, **28**, 1787-1816; London.
- KENNARD, J.M. & JAMES, N.P. (1986): Thrombolites and stromatolites: Two distinct types of microbial structures. - *Palaios*, **1**, 492-503; Tulsa.
- KLAPPA, C.F. (1991): Biolithogenesis of Microcodium: elucidation. - In: WRIGTH, V.P. & TUCKER, M.E. (Hrsg.): *Calcretes*. - Int. Assoc. Sediment., Reprint. Ser., **2**, 115-148; Oxford.
- KLINGEL, M. (1991): Das Plateau von Cesaredas (Mittelportugal) - Geologische Untersuchungen unter besonderer Berücksichtigung des Oberjuras. - 108 S.; Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart (unveröffentl. Dipl. Arbeit).
- KOBAN, C.G. (1993): Faziesanalyse und Genese der quartären Sauerwasserkalke. - *Profil*, **5**, 47-119; Stuttgart.
- KOBY, F. (1904-1905): Description de la Faune Jurassique du Portugal. Polypier du Jurassique supérieur (avec une Notice Stratigraphique par P. CHOFFAT). - 1-80 (1904); Lissabon.
- KOLCKMANN, C.-J. (1992): Vergleichende Untersuchungen an jurassischen Kalkoolithen der zentralen Südalpen. - *Profil*, **3**, 131-225; Stuttgart.
- KRANTZ, D.E., WILLIAMS, D.F. & JONES, D.S. (1987): Ecological and palaeoenvironmental information using stable isotope profiles from living and fossil Molluscs. - *Paleogeogr., Paleoclimat., Paleoecol.*, **58**, 249-266; Amsterdam.
- KRAUTTER, M. (1997): Aspekte zur Palökologie postpaläozoischer Kieselschwämme. - *Profil*, **11**, 199-324; Stuttgart.
- KRUMBEIN, W.E. & GIELE, C. (1979): Calcification in a coccoid-cyanobacterium associated with the formation of desert stromatolites. - *Sedimentology*, **26**, 593-604; Oxford.
- LATERNSER, R. (2000): Oberjurassische Korallenriffe von Nordostfrankreich (Lothringen) und Südwestdeutschland. - 1-251, Inst. Geol. Paläont. Stuttgart (unveröffentl. Dissertation).
- LATERNSER, R. (2001): Oberjurassische Korallenriffe von Nordwestfrankreich (Lothringen) und Südwestdeutschland. - 1-235, URL: <http://elib.uni-stuttgart.de/opus/volltexte/2001/877>.
- LEES, A. & BULLER, A.T. (1972): Modern temperate water and warm water shelf carbonate sediments contrasted. - *Marine Geol.*, **13**, 1767-1773; Amsterdam.
- LEIGHTON, M.W. & PENDEXTER, C. (1962): Carbonate rock types. - *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem.*, **1**, 33-61; Tulsa.
- LEINFELDER, R.R. (1983): New mapping results on sheet Setúbal (Sesimbra to Portinho da Arrábida, Serra da Arrábida, Portugal). - *Commun. Serv. Geol. Portugal*, **69**, 295-324; Lissabon.
- LEINFELDER, R.R. (1985): Cyanophyte calcification morphotypes and depositional environments (Alenquer Oncolite, Upper Kimmeridgian?; Portugal). - *Facies*, **12**, 253-274; Erlangen.
- LEINFELDER, R.R. (1986): Facies, stratigraphy and paleogeographic analysis of Upper? Kimmeridgian to Upper Portlandian sediments in the environs of Arruda dos Vinhos, Estremadura, Portugal. - *Münchner Geowiss. Abh. (A)*, **7**, 1-216; München.
- LEINFELDER, R.R. (1987a): Multifactorial control of sedimentation patterns in an ocean marginal basin: the Lusitanian Basin (Portugal) during the Kimmeridgian and Tithonian. - *Geol. Rdsch.*, **76**, 599-631; Stuttgart.

- LEINFELDER, R.R. (1987b): Formation and Significance of Black Pebbles from the Ota Limestone (Upper Jurassic, Portugal). - *Facies*, **17**, 159-170; Erlangen.
- LEINFELDER, R.R. (1988b): A Sedimentary-process and sediment-thickness related stratigraphic model for the Kimmeridgian and Tithonian of the Lusitanian Basin (Portugal). - Proc. 2nd. Intern. Sympos. Jurass. Strat., Sept. 1987, Lisbon, 933-946; Lissabon (Univers. Nova Lisboa Press).
- LEINFELDER, R.R. (1989): Intrabecken-Karbonatplattformen und Riffstrukturen im Ostteil des Lusitanischen Beckens - Fallbeispiele für gemischt karbonatisch-siliziklastische Sedimentation aus dem Oberjura von Portugal. - 483 S.; Universität Mainz (unveröff. Habilitationsschrift).
- LEINFELDER, R.R. (1992): A Modern-Type Kimmeridgian Reef (Ota Limestone, Portugal): Implications for Jurassic Reef Models. - *Facies*, **26**, 11-34; Erlangen.
- LEINFELDER, R.R. (1993a): Upper Jurassic reef types and controlling factors. A preliminary report. - *Profil*, **5**, 1-45; Stuttgart.
- LEINFELDER, R.R. (1993b): A sequence stratigraphic approach to the Upper Jurassic mixed carbonate-siliciclastic succession of the central Lusitanian Basin, Portugal. - *Profil*, **5**, 119-140; Stuttgart.
- LEINFELDER, R.R. (1994a): Karbonatplattformen und Korallenriffe innerhalb siliziklastischer Sedimentationsbereiche (Oberjura, Lusitanisches Becken, Portugal). - *Profil*, **6**, 207; Stuttgart.
- LEINFELDER, R.R. (1994b): Distribution of Jurassic reef types: A mirror of structural and environmental changes during breakup of Pangea. -In: EMBRY, A.F., BEAUCHAMP, B. & GLASS, D.J. (Hrsg.): Pangea: Global Environments and Resources. - *Canad. Soc. Petrol. Geol., Mem.*, **17**, 677-700; Calgary.
- LEINFELDER, R.R. (1997): Coral Reefs and Carbonate Platforms within a siliciclastic setting. General Aspects and examples from the Late Jurassic of Portugal. - Proc. 8<sup>th</sup> Int. Coral. Reef Symp. 2, 1737-1742; Panama City.
- LEINFELDER, R.R. (2001): Jurassic Reef Ecosystems. - In: STANLEY, G.D. jr. (Hrsg.): The history and sedimentology of ancient reef systems. - 251-309; New York (Kluwer Academic/Plenum Publishers).
- LEINFELDER, R.R., 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, 917-932; Lissabon (Univers. Nova Lisboa Press).
- LEINFELDER, R.R. & 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; Oxford.
- LEINFELDER, R.R., 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**, 199-254; Stuttgart.
- LEINFELDER, R.R., KRAUTTER, M., LATERNSENER, R., NOSE, M., SCHMID, D.U., SCHWEIGERT, G., WERNER, W., KEUPP, H., BRUGGER, H., HERRMANN, R., REHFELD-KIEFER, U., SCHROEDER, J.H., REINHOLD, C., KOCH, R., ZEISS, A., SCHWEIZER, V., CHRISTMANN, H., MENGES, G. & LUTERBACHER, H. (1994): The origin of Jurassic Reefs: Current Research Developments and Results. - *Facies*, **31**, 1-56; Erlangen.
- LEINFELDER, R.R. & NOSE, M. (1999): Increasing complexity - decreasing flexibility. A different perspective of reef evolution through time. -In: KRAUTTER, M. & SEYFRIED, H. (Hrsg.): Festschrift Otto Franz Geyer. - *Profil*, **16**, 135-147; Stuttgart.
- LEINFELDER, R.R., NOSE, M., SCHMID, D.U. & WERNER, W. (1993b): Microbial Crusts of the Late Jurassic: Composition, Paleocological Significance and Importance in Reef Construction. - *Facies*, **29**, 195-230; Erlangen.
- LEINFELDER, R.R. & SCHMID, D.U. (2000): Mesozoic Reefal Thrombolites and other Microbolites. -In: RIDING, R.E. & AWRAMIK, S.M. (Hrsg.): Microbial Sediments. - 289-294; Berlin (Springer).
- LEINFELDER, R.R., SCHMID, D.U., NOSE, M. & WERNER, W. (2002): Jurassic reef patterns - the expression of a changing globe.- In: KIESSLING, W., FLÜGEL, E. & GOLONKA, J. (Hrsg.): Phanerozoic reef patterns.- *Soc. Econ. Petrol. Mineral, Spec. Publ.*, **72**, 465-520; Tulsa.
- LEINFELDER, R.R. & WERNER, W. (1993): Systematic position of the Upper Jurassic to Tertiary alga *Marinella lugeoni* PFENDER. - *Zitteliana*, **20**, 1-15; München.
- LEINFELDER, R.R., WERNER, W., KRAUTTER, M., LATERNSENER, R., NOSE, M. & SCHMID, D.U. (1998): Vergleichende Palökologie und Faziesentwicklung oberjurassischer Riffstrukturen des westlichen Tethys-Nordrandes und des Lusitanischen Beckens (Zentralportugal). - DFG-SPP: Globale und regionale Steuerungsprozesse biogener Sedimentation: Riff-Evolution und Kreide-Sedimentation (mit Beiträgen von BAUMGÄRTNER, M., SCHWEIGERT, G. & TAKACS, M.). - DFG- Abschlußbericht, 254 S.; Stuttgart.
- LEINFELDER, R.R., WERNER, W., M., N., SCHMID, D.U., KRAUTTER, M., LATERNSENER, R., TAKACS, M. & HARTMANN, D. (1996): Paleocology, Growth Parameters and Dynamics of Coral, Sponge and Microbolite Reefs from the Late Jurassic. -In: Reitner, J., Neuweiler, F. & Gunkel, F. (Hrsg.): Global and Regional Controls on Biogenic Sedimentation. I. Reef Evolution. Research Reports. - *Göttinger Arb. Geol. Paläont., Sb.*, **2**, 227-248; Göttingen.
- LEINFELDER, R.R. & 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; Stuttgart.
- LEINFELDER, R.R. & WILSON, R.C.L. (1998): Third-order sequences in an Upper Jurassic rift-related second-order sequence, Central Lusitanian Basin, Portugal. -In: DE GRACIANSKY, P.-C., HARDENBOL, J., JACQUIN, T. & VAIL, P.R. (Hrsg.): Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins. - *Soc. Econ. Petrol. Mineral., Spec. Publ.*, **60**, 507-525; Tulsa.
- LOEBLICH, A.R.jr. & TAPPAN, H. (1988): Foraminiferal genera and their classification. - Band 1: I-X + 1-970; Band 2: I-VIII + 1-212, 847 Taf.; New York (Van Nostrand Reinhold).
- LOGAN, B.W., REZAK, R. & GINSBURG, R.N. (1964): Classification and environmental significance of algal stromatolites. - *J. Geol.*, **72**, 68-83; Amsterdam.
- LORIOU, P. (1890): Description de la faune jurassique du Portugal; embranchement de Echinodermes.- *Mem. Com. Trav. Geol. Portugal*, 179 S.; Lissabon.
- MACHETTE, M.N. (1985): Calcic soils of the south-western United States. - *Geol. Soc. Amer., Spec. Papers*, **203**, 1-21; Boulder.
- MANCINI, E.A. & TEW, B.H. (1997): Recognition of maximum flooding events in mixed siliciclastic-carbonate systems: Key to global chronostratigraphic correlation. - *Geology*, **25**, 351-354; Boulder.

- MANUPELLA, G., ANTUNES, M.T., PAIS, J., RAMALHO, M.M. & REY, J. (1999): Carta Geológica de Portugal - Notícia Explicativa da Folha 30-A, Lourinhã. - Inst. Geol. Min., 83 S.; Lissabon.
- MARQUES, B., OLÓRIZ, F., CAETANO, P.S., ROCHA, R. & KULLBERG, J.C. (1992a): Upper Jurassic of the Alcobaça Region. Stratigraphic Contributions. - Comun. Serv. Geol. Portugal, **78**, 63-69; Lissabon.
- MARQUES, B., OLÓRIZ, F., CAETANO, P.S. & RODRIGUEZ-TOVAR, F.J. (1993): Relative sea-level fluctuations and ecostratigraphy: applications to Middle/Upper Oxfordian fossil assemblages of east-central Algarve, Portugal. - Acta Geol. Polonica, **43**, 289-298; Warszawa.
- MCCONNAUGHEY, T. (1989): <sup>13</sup>C and <sup>18</sup>O isotopic disequilibrium in biological carbonates: II. *In vitro* simulation of kinetic isotope effects. - Geochim. Cosmochim. Acta, **53**, 163-171; New York.
- MEMPEL, G. (1953): Zur Paläogeographie des Oberen Jura in Mittel-Portugal (Die Konglomerate der Abadia-Schichten). - Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., **105**, 106-123; Hannover.
- MIALL, A.D. (1996): The Geology of fluvial deposits. - 582 S.; Berlin-Heidelberg (Springer).
- MIALL, A.D. (2000): Principles of Sedimentary Basin Analysis. - 616 S.; Berlin (Springer).
- MITCHUM, R.M.jr. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part eleven: Glossary of terms used in Seismic Stratigraphy. - In: PAYTON, C.E. (Hrsg.): Seismic Stratigraphy. Applications to Hydrocarbon Exploration. - Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem., **26**, 205-212; Tulsa.
- MOHR, B.A.R. & SCHMIDT, D. (1986): The Oxfordian/Kimmeridgian boundary in the region of Porto de Mós (Central Portugal): stratigraphy, facies and palynology. - N. Jb. Paläont. Abh., **176**, 245-267; Stuttgart.
- MONTENANT, C., GUERY, F., JAMET, M. & BERTHOU, P.Y. (1988): Mesozoic Evolution of the Lusitanian Basin: Comparison with the adjacent margin. - In: BOILLLOT, G. & WINTERER, E.L., MEYER, A.W., APPLGATE, J., BALTUCK, M., BERGEN, J.A., COMAS, M.C., DAVIES, T.A., DUNHAM, K., EVANS, C.A., GIRADEAU, J., GOLDBERG, D., HAGGERTY, J.A., JANSÁ, L.F., JOHNSON, J.A., KASAHARA, J., LOREAU, J.-P., LUNA, E., MOULLADE, M., OGG, J.G., SARTI, M., THUROW, J. & WILLIAMSON, M.A. (Hrsg.): Proc. ODP, Sci. Results, **103**, 757-775; College Station, Texas.
- MOOK, W.G. (1971): Paleotemperatures and chlorinities from stable carbon and oxygen isotopes in shell carbonate. - Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol., **9**, 245-263; Amsterdam.
- MORSE, J.W. & MACKENZIE, F.T. (1990): Geochemistry of Sedimentary Carbonates. - Develop. Sediment., **48**, 1-707; Amsterdam.
- MOUGENOT, D., MONTEIRO, J.H., DUPEUBLE, P.A. & MALOD, J.A. (1979): La marge continentale sud-portugaise: évolution structurale et sédimentaire. - Ciências da Terra (UNL), **5**, 223-246; Lissabon
- 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; Lissabon.
- MOUTERDE, R., ROCHA, B.R., RUGET, C. & TINTANT, H. (1979): Facies, biostratigraphie et paléogéographie du Jurassique Portugais. - Ciências da Terra (UNL), **5**, 29-52; Lissabon.
- MURRAY, J.W. (1970): The Foraminifera of the hypersaline Abu Dhabi lagoon, Persian Gulf. - Lethaia, **3**, 51-68; Oslo.
- MURRAY, J.W. (1991): Ecology and distribution of benthic Foraminifera. - In: LEE, J.L. & ANDERSON, R. (Hrsg.): Biology of Foraminifera. - 221-253; London (Academic Press).
- NICHOLS, G. (1999): Sedimentology and Stratigraphy. - 355 S.; Oxford (Blackwell).
- NÖTZOLD, T. (1965): Die Präparation von Gyrogoniten und kalkigen Charophyten-Oogonien aus festen Kalksteinen. - Monatsber. dt. Akad. Wiss., **7**, 216-221; Berlin.
- NOSE, M. (1995): Vergleichende Faziesanalyse und Palökologie korallenreicher Verflachungsabfolgen des iberischen Oberjura. - Profil, **8**, 1-237; Stuttgart.
- NOSE, M. & LEINFELDER, R.R. (1997): Upper Jurassic Coral Communities within siliciclastic settings (Lusitanian Basin, Portugal): Implication for symbiotic and nutrient strategies. - Proc. 8th Int. Coral Reef Sym., **2**, 1755-1760; Panama City.
- NOSE, M., LEINFELDER, R.R., SCHMID, D.U., KRAUTER, M. & WERNER, W. (1994): Composition and origin of metazoan-bearing microbialites from the Upper Jurassic of Iberia. - 15th Regional Meeting of the Intern. Assoc. Sediment., Ischia April '94, Abstracts, 311-312, Napoli (De Frede).
- OBERHÄNSLI, H. (1984): Stabile Isotopen: Hilfsmittel für die Paläobathymetrie? - In: Luterbacher, H.P. (Hrsg.): Paläontologische Kursbücher - Paläobathymetrie. - Paläont. Ges., **2**, 96-103; München.
- OERTEL, G. (1956): Transgressionen im Malm der portugiesischen Estremadura. - Geol. Rdsch., **45**, 304-314; Stuttgart.
- PENA DOS REIS, R. & MEYER, R. (1982): Sédimentation continentale due Crétacé terminal vs Miocène dans le Bassin de Coimbra-Leiria (Portugal): action tectoniques et climatiques (silicifications). - C.R. Acad. Sci., sér. II., **294**, 741-744; Paris.
- PENA DOS REIS, R., DINIS, J.L., PROENÇA CUNHA, P. & TRINCÃO, P. (1996): Upper Jurassic Sedimentary infill and tectonics of the Lusitanian Basin (Western Portugal). - GeoResearch Forum, **1-2**, 377-386; Zürich.
- PENA DOS REIS, R.P.B., PROENÇA CUNHA, P., DINIS, J.L. & TRINCÃO, P. (2000): Geologic Evolution of the Lusitanian Basin (Portugal) during the Late Jurassic. - GeoResearch Forum, **6**, 345-356; Zürich.
- PERYT, T.M. (1981): Phanerozoic Oncoïds - an Overview. - Facies, **4**, 197-214; Erlangen.
- PERYT, T.M. (1983a): Classification of Coated grains. - In: PERYT, T.M. (Hrsg.): Coated Grains. - 3-6; Berlin (Springer).
- PERYT, T.M. (1983b): Vadoids. - In: PERYT, T.M. (Hrsg.): Coated Grains. - 437-449; Berlin (Springer).
- PETTJOHN, F.J., POTTER, P.E. & SIEVER, R. (1973): Sand and Sandstone. - 618 S.; Berlin (Springer).
- PFENDER, J. (1939): Sur un calcaire phytogène du Lias inférieur d'Espagne et l'extension de ce faciès en quelques autres régions. - Bull. Soc. Vaud., Sci. Nat., **248**, 213-228; Lausanne.
- PHILLIPS, S.E., MILNES, A.R. & FOSTER, R.C. (1987): Calcified filaments: an example of biological influences in the formation of Calcrete in South Australia. - Austral. J. Soil Res., **25**, 405-428; Collingwood.
- PISERA, A., SATIR, M., GRUSZCZYŃSKI, M., HOFFMAN, A. & MAŁKOWSKI, K. (1992): Variation in  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  in Late Jurassic Carbonates, Submediterranean Province, Europe. - Ann. Soc. Geol. Polon., **62**, 141-147; Kraków.
- PITTET, B. (1996): Contrôles climatiques, eustatiques sur des systèmes mixtes carbonates-siliciclastiques de plate-forme: exemples de l'Oxfordien (Jura suisse, Normandie, Espagne). - 258 S.; Université de Fribourg (Suisse) (Ph.D.).

- PLATT, N.H. (1989b): Lacustrine carbonates and pedogenesis: sedimentology and origin of palustrine deposits from the Early Cretaceous Rupelo Formation, W Cameros Basin, N Spain. - *Sedimentology*, **36**, 665-684; Oxford.
- PLATT, N.H. (1989c): Climatic and tectonic controls on sedimentation of a Mesozoic lacustrine sequence: The Purbeck of the Western Cameros Basin, Northern Spain. - *Paleogeogr., Paleoclimat., Paleoecol.*, **70**, 187-197; Amsterdam.
- PLATT, N.H. (1995): Sedimentation and tectonics of a synrift succession: Upper Jurassic alluvial fans and paleokarst at the late Cimmerian unconformity, western Cameros Basin, northern Spain. - *Int. Assoc. Sediment., Spec. Publ.*, **22**, 219-236; Oxford.
- PLATT, N.H. & WRIGHT, V.P. (1991): Lacustrine carbonates: facies models, facies distribution and hydrocarbon aspects. - In: ANADÓN, P., CABRERA, LL. & KELTS, K. (Hrsg.): *Lacustrine Facies Analysis*. - *Int. Ass. Sediment., Spec. Publ.*, **13**, 57-74; Oxford.
- PLATT, N.H. & WRIGHT, V.P. (1992): Palustrine Carbonates and the Florida Everglades: Towards an exposure index for the Fresh-water environment. - *J. Sediment. Petrol.*, **62**, 1058-1071; Tulsa.
- PONSOT, C.M. & VAIL, P.R. (1991a): Sequence Stratigraphy of the Jurassic. - New Data from the Paris-London-Basin. - EUG VI-Congress, Strasbourg, Terra Cognita Abstracts, **28**, 48; Oxford.
- PONSOT, C.M. & VAIL, P.R. (1991b): Sequence Stratigraphy of the Jurassic. - New Data from the Paris-London-Basin compiled from well logs. - *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **75**, 655; Tulsa.
- PRENTICE, M.L. & MATTHEWS, R.K. (1988): Cenozoic ice volume history: Development of a composite oxygen isotope record. - *Geology*, **17**, 963-966; Boulder.
- RAHIMPOUR-BONAB, H., BONE, Y., MOUSSAVI-HARAMI, R. & TURNBULL, K. (1997): Geochemical comparison of modern cool-water calcareous biota, Lacedpede Shelf, South Australia, with tropical counterparts. - In: JAMES, N.P. & CLARKE, J.A.D. (Hrsg.): *Cool-Water Carbonates*. - *Soc. Econ. Petrol. Mineral., Spec. Publ.*, **56**, 77-91; Tulsa.
- RAMALHO, M.M. (1970): *Cylindroporella lusitanica*, une nouvelle Dasycladacée du Jurassique supérieur portugais. - *Bol. Soc. Geol. Portugal*, **17**, 123-127; Lissabon.
- RAMALHO, M.M. (1971a): 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.; Lissabon.
- RAMALHO, M.M. (1971b): Observações micropaleontológicas sobre o Malm a Oeste de Sesimbra (Portugal). - *Commun. Serv. Geol. Portugal*, **55**, 133-138; Lissabon.
- RAMALHO, M.M. (1981): Note préliminaire sur les microfaciès du Jurassique supérieur portugais. - *Commun. Serv. Geol. Portugal*, **67**, 41-45; Lissabon.
- RAMALHO, M.M. (1990): *Otaina magna* n. gen., n.sp., foraminifère nouveau du Kimméridgien du Portugal. - *Commun. Serv. Geol. Portugal*, **76**, 55-60; Lissabon.
- RAVNÅS, R., WINDELSTAD, J., MELLERE, D., NOTTVEDT, A., STUHR SJOBLUM, T., STEEL, R.J. & WILSON, R.C.L. (1997): A marine Late Jurassic syn-rift succession in the Lusitanian basin, western Portugal - tectonic significance of stratigraphic signature. - *Sediment. Geol.*, **114**, 237-266; Amsterdam.
- REIJERS, T.J.A. & TEN HAVE, A.H.M. (1983): Ooid zonation as indication for environmental conditions in a Givetian-Frasnian carbonate shelf-slope transition. - In: PERYT, T.M. (Hrsg.): *Coated grains*. - 188-198; Berlin (Springer).
- REINECK, H.-E. & SINGH, I.B. (1980): *Depositional Sedimentary Environments*. - 551 S.; Berlin (Springer)
- REY, J. (1972): Recherches géologiques sur le Crétacé inférieur de l'Estremadura (Portugal). - *Serv. Geol. Portugal, Mem.*, **21**, 477 S.; Lissabon.
- REYLE, M. (1994a): Mikrofazies-Analyse des Oberjuras südlich von Jabaloyas, Provinz Teruel (Keltiberikum; Spanien), Teil 1. - 78 S.; *Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart (unveröffentl. Dipl.Arbeit)*.
- RIBEIRO, A., ANTUNES, M.T., FERREIRA, M.P., ROCHA, R.B., SOARES, A.F., ZBYSCZEWSKI, G., MOITINHO DE ALMEIDA, F., CARVALHO, D.D. & MONTEIRO, J.H. (1979): Introduction á la géologie générale du Portugal. - *Publ. Serv. Geol. Portugal*, 174 S.; Lissabon.
- RIDING, R. (1999): The term stromatolite: towards an essential definition. - *Lethaia*, **32**, 321-330; Oslo.
- RIOULT, M., DUGUÉ, O., JAN DU CHÊNE, R., PONSOT, C., FLY, G., MORON, J.-M. & VAIL, P.R. (1991): Outcrop Sequence Stratigraphy of the Anglo-Paris Basin, Middle to Upper Jurassic (Normandy, Maine, Dorset). - *Bull. Centr. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, **15**, 101-194; Boussens.
- ROLLINSON, H. (1993): Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. - 352 S.; Harlow (Longman).
- ROMANEK, C.S. & GROSSMAN, E.L. (1989): Stable isotope profiles of *Tridacna maxima* as environmental indicators. - *Palaaios*, **4**, 402-413; Tulsa.
- ROSE, P.R. & LIDZ, B. (1977): Diagnostic foraminiferal assemblages of shallow water modern environments: South Florida and the Bahamas. - *Sedimenta*, **6**, 1-55; Miami.
- RUGET-PERROT, CH. (1961): Études Stratigraphiques sur le Dogger et le Malm Inférieur du Portugal au Nord du Tage - Bajocien, Bathonien, Callovien, Lusitanien. - *Serv. Geol. Portugal, Mem.*, **7**, 197 S.; Lissabon.
- SAMUEL, O., BORZA, K. & KÖHLER, E. (1972): Microfauna and lithostratigraphy of the Paleogene. - 219 S.; Bratislava (Geol. Dionyza Stura).
- SANDBERG, P.A. (1983): An oscillating trend in Phanerozoic non-skeletal carbonate mineralogy. - *Nature*, **305**, 19-22; London.
- SAVIN, S.M. & YEH, H.W. (1981): Stable isotopes in ocean sediments. - In: EMILIANI, C. (Hrsg.): *The sea, 7: The oceanic lithosphere*. - 1521-1554; New York (Wiley).
- SCHACHTSCHABEL, P., BLUME, H.-P., BRÜMMER, G., HARTGE, K.-H. & SCHWERTMANN, U. (1989): *Lehrbuch der Bodenkunde*. - 491 S.; Stuttgart (Enke).
- SCHÄFER, A. & STAPP, K.R.G. (1978): Permian Saar-Nahe Basin and recent Lake Constance (Germany): Two environments of lacustrine algal carbonates. - *Int. Assoc. Sediment., Spec. Publ.*, **2**, 83-107; Oxford.
- SCHERER, F. (1991): Faziesanalyse der Montejunto-Plattform, Oberjura Portugal (Provinz Estremadura). - 172 S.; Johannes-Gutenberg-Universität Mainz (unveröffentl. Dipl.Arbeit).
- SCHLAGER, W. (1992): Sedimentology and sequence stratigraphy of reefs and carbonate platforms. - *Amer. Assoc. Petrol. Mineral., Contin. Educ. Course Note Ser.*, **34**, 1-71; Tulsa.
- SCHLAGER, W. (1993): Accommodation and supply - a dual control on stratigraphic sequences. - *Sediment. Geol.*, **86**, 111-136; Amsterdam.



- SCHLAGER, W., REIJMER, J.J.G. & DROXLER, A. (1994): Highstand shedding of carbonate platforms. - *J. Sediment. Research*, **B64**, 270-282; Tulsa.
- SCHLAGINTWEIT, F. (1991): Allochthone Urgonkalke im mittleren Abschnitt der nördlichen Kalkalpen: Fazies, Paläontologie und Paläogeographie. - *Münchner Geowiss. Abh., A*, **20**, 1-120; München.
- SCHMID, D.U. (1996): Marine Mikrolithe und Mikroinkrustierer aus dem Oberjura. - *Profil*, **9**, 101-251; Stuttgart.
- SCHMID, D.U. & JONISCHKEIT, A. (1995): The Upper Jurassic São Romão limestone (Algarve, Portugal): An isolated carbonate ramp. - *Profil*, **8**, 319-337; Stuttgart.
- SCHMID, D.U. & LEINFELDER, R.R. (1995): *Lithocodium aggregatum* Elliott n'est pas une algue mais un foraminifère encroûtant, commensalisé par le foraminifère *Troglotella incrustans* WERNLI et FOOKES. - *C. R. Acad. Sci., sér. Ila*, **320**, 531-538; Paris.
- SCHMID, D.U. & LEINFELDER, R.R. (1996): The Jurassic *Lithocodium aggregatum-Troglotella incrustans* foraminiferal consortium. - *Palaentology*, **39**, 21-53; London.
- SCHMID, D.U., LEINFELDER, R.R., NOSE, M., & WERNER, W. (1993): Recifale Mikrobenkrusten und ihre Begleitorganismen aus dem Oberjura von Oberien und Süddeutschland. - *Sediment 92*, 8. Sedimentologen-Treffen, 3-5. Juni 1993, Kurzfass., *Geologica et Palaentologica*, **27**, 1 S., Marburg.
- SCHMIDT, D. (1986): Petrographische und biofazielle Untersuchungen an oberjurassischen Deckschichten des Diapirs von Porto de Mós (Mittelportugal). - *Berliner geowiss. Abh., A*, **77**, 211 S.; Berlin.
- SCHNEIDER, J., SCHRÖDER, H.G. & LE CAMPION-ALSUMARD, T. (1983): Algal Micro-Reefs - Coated Grains from Freshwater Environments. - In: PERYT, T.M. (Hrsg.): *Coated Grains*. - 284-298; Berlin (Springer).
- SCHÖTTLER, U. & BENNET, E.M. (1991): Annelids. - In: BRYANT, C. (Hrsg.): *Metazoan Life without Oxygen*. - 165-185; London (Chapman & Hall).
- SCHUDACK, M.E. (1993): Die Charophyten in Oberjura und Unterkreide Westeuropas. Mit einer phylogenetischen Analyse der Gesamtgruppe. - *Berliner geowiss. Abh., E*, **8**, 209 S.; Berlin.
- SCHUDACK, M. (1996): Die Charophyten des Niedersächsischen Beckens (Oberjura - Berriasium): Lokalzoonierung, überregionale Korrelation und Palökologie. *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **200**, 27-52; Stuttgart.
- SCHWEIGERT, G. (1995): Zum Auftreten der Ammonitenarten *Amoeboceras bauhini* (OPEL) and *Amoeboceras schulginae* MESEZHNIKOV im Oberjura der Schwäbischen Alb. - *Jh. Ges. Naturkde. Württ.*, **151**, 171-184; Stuttgart.
- SCOFFIN, T.P. (1987): An introduction to carbonate sediments and rocks. - 274 S.; Glasgow (Blackie).
- SEIFERT, H. (1963): Beiträge zur Geologie der Serra da Arrábida in Portugal. - *Geol. Jb.*, **81**, 277-344; Hannover.
- SENOBARI-DARYAN, B. (1990): Die systematische Stellung thalamider Schwämme und ihre Bedeutung in der Erdgeschichte. - *Münchner Geowiss. Abh., A*, **21**, 1-326, 70 Abb. 63 Taf.; München.
- SHINN, E.A. (1983a): Tidal Flat Environment. - In: Scholle, P.A., Bebout, D.G. & Moore, C.H. (Hrsg.): *Carbonate Depositional Environments*. - *Amer. Ass. Petrol. Geol., Mem.*, **33**, 171-210; Tulsa.
- SHINN, E.A. (1983b): Birdseyes, fenestrae, shrinkage pores, and loferites: a reevaluation. - *J. Sediment. Petrol.*, **53**, 619-628; Tulsa.
- SHINN, E.A. & LIDZT, B.H. (1988): Blackened Limestone pebbles: fire at subaerial unconformities. - In: JAMES, N.P. & CHOQUETTE, P.W. (Hrsg.): *Paleokarst*. - 117-131; Berlin (Springer).
- SOBANSKI, R. (1991): Mineralogisch-geochemische Untersuchungen zur Genese tertiärer Lehme und Bohnerze auf Jurakalk. - *Laichinger Höhlenfreund*, **26**, 97-102; Laichingen.
- SORBY, H.C. (1879): The structure and origin of limestones. - *Proc. Geol. Soc. London*, **35**, 56-95; London.
- STAM, B. (1986): Quantitative Analysis of Middle and Late Jurassic foraminifera from Portugal and its implication for the Grand Banks of Newfoundland. - *Utrecht Micropaleont. Bull.*, **34**, 168 S.; Utrecht.
- STENEK, R.S. (1985): Adaptions of crustose Coralline Algae to herbivory: Patterns in space and time. - In: TOOMEY, D.F. & NITECKI, M. (Hrsg.): *Paleoalgology: Contemporary Research and Applications*. - 352-366; Berlin (Springer).
- STOCKMANN, K.W., GINSBURG, R.N. & SHINN, E.A. (1967): The production of lime mud by algae in south Florida. - *J. Sediment. Petrol.*, **37**, 633-648; Tulsa.
- STRASSER, A. (1986): Ooids in Purbeck limestones (lowermost Cretaceous) of the Swiss and French Jura. - *Sedimentology*, **33**, 711-728; Oxford.
- STRASSER, A. & DAVAUD, E. (1983): Black pebbles of the Purbeckian (Swiss and French Jura): lithology, geochemistry and origin. - *Ecolgae. Geol. Helv.*, **76**, 551-580, Basel.
- TAYLOR, P.D. (1979): Functional significance of contrasting colony form in two Mesozoic encrusting bryozoans. - *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, **26**, 151-158; Amsterdam.
- TEBBUTT, G.E., CONLEY, C.D. & BOYD, D.W. (1965): Lithogenesis of a carbonate rock fabric. - *Contribut. Geol.*, **4**, 1-13; Laramie.
- TERMIER, G., TERMIER, H. & RAMALHO, M. (1985): Spongiofaunes du Jurassique Supérieur du Portugal. - *Commun. Serv. Geol. Portugal*, **71**, 197-222; Lisboa.
- TUCKER, M.E. (1985): Einführung in die Sedimentpetrologie. - 265 S., 219 Abb., 20 Tab.; Stuttgart (Enke).
- TUCKER, M.E. (1991): *Sedimentary Petrology - An introduction to the origin of sedimentary rocks* (2. Aufl.). - 260 S.; Oxford (Blackwell)
- TUCKER, M.E. & WRIGHT, V.P. (1990): *Carbonate Sedimentology*. - 482 S.; Oxford (Blackwell Scientific Publications).
- TURNŠEK, D. (1997): Mesozoic Corals of Slovenia. - *Zbirka ZRC*, **16**, 1-512, Ljubljana.
- VAIL, P.R., MITCHUM, R.M.jr., TODD, R.G., WIDMAIER, J.M., THOMPSON, S., SANGREE, J.B.III, BUBB, J.N. & HATLELID, W.G. (1977): Seismic Stratigraphy and global changes of Sea-level. - In: PAYTON, C.E. (Hrsg.): *Seismic Stratigraphy. Applications to Hydrocarbon Exploration*. - *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem.*, **26**, 49-212; Tulsa.
- VAN DEN HOEK, CH., JAHNS, H.M. & MANN, D.G. (1993): Algen. - 411 S.; Stuttgart (Thieme).
- VAN HOUTEN, F.B. (1972): Iron and clay in tropical savanna alluvium, northern Columbia: a contribution to the origin of red beds. - *Geol. Soc. Amer., Bull.*, **83**, 2761-2772; Boulder.

- VAN WAGONER, J.C., POSAMENTIER, H.W., MITCHUM, R.M., VAIL, P.R., SARG, J.F., LOUTIT, T.S. & HARDENBOL, J. (1988): An Overview of the Fundamentals of Sequence Stratigraphy and key definitions. - Soc. Econ. Petrol. Mineral., Spec. Publ., **42**, 39-45; Tulsa.
- WALKER, T.R. (1967): Formation of red beds in modern and ancient deserts. - Geol. Soc. Amer., Bull., **78**, 353-368; Boulder.
- WALKER, T.R. (1974): Formation of red beds in moist tropical climates. - Geol. Soc. Amer., Bull., **85**, 633-638; Boulder.
- WALTHER, J. (1892/93): Die Lebensweise der Meeresthiere. Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft, Bd. 2. - 195-531; Jena (Fischer).
- WEFER, G. (1985): Die Verteilung stabiler Isotope in Kalkschalen mariner Organismen. - Geol. Jb., **A82**, 3-111; Hannover.
- WEISSERT, H. & MOHR, H. (1996): Late Jurassic climate and its impact on carbon cycling. - Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol., **122**, 27-43; Amsterdam.
- WERNER, W. (1986): Palökologische und biofazielle Analyse des Kimmeridge (O.Jura) von Consolação, Mittelportugal. - Zitteliana, **13**, 109 S.; München.
- WERNER, W., 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. - Cour. Forsch. Inst. Senckenberg., **172**, 381-397; Frankfurt a. M.
- WILSON, J.L. (1975): Carbonate facies in geologic history. - 471 S.; Berlin (Springer).
- WILSON, R.C.L. (1975a): Some examples of shoaling deposits from the Upper Jurassic of Portugal. -In: GINSBURG, R.N. (Hrsg.): Tidal deposits. - 363-371; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- WILSON, R.C.L. (1975b): Atlantic opening and Mesozoic continental margin basins of Iberia. - Earth Planet. Sci. Lett., **25**, 33-43; Amsterdam.
- WILSON, R.C.L. (1979): A reconnaissance study of Upper Jurassic sediments of the Lusitanian Basin. - Ciências da Terra (UNL), **5**, 53-84; Lissabon.
- WILSON, R.C.L. (1989): Field Excursion to the Lusitanian Basin of Portugal. - 103 S.; Milton Keynes (unveröffentl. Manuskript).
- WILSON, R.C.L., HISCOFF, R.N., WILLIS, M.G. & GRADSTEIN, F.M. (1989): The Lusitanian Basin of West-Central Portugal: Mesozoic and Tertiary tectonic, stratigraphic, and subsidence history. -In: TANKARD, A.J. & BALKWILL, H. (Hrsg.): Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins. - Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem., **46**, 341-361; Tulsa.
- WRAY, J.L. (1977): Calcareous Algae. - Develop. Paläont. Stratigr., **4**, 1-185, 170 Abb., 8 Taf.; Amsterdam (Elsevier).
- WRIGHT, L.D. (1985): River Deltas. - In: DAVIS, R.A. JR. (Hrsg.): Coastal Sedimentary Environments. - 1-70; New York (Springer).
- WRIGHT, V.P. (1985): Morphogenesis of Oncoids in the Lower Carboniferous Llaney Formation of South Wales. - In: PERYT, T.M. (Hrsg.): Coated Grains. - 424-434; Berlin (Springer).
- WRIGHT, V.P. (1985): Algal Marsh Deposits from the Upper Jurassic of Portugal. - In: Toomey, D.F. & Niteck, M.H. (Hrsg.): Paleoalgology. - 330-341; Berlin.
- WRIGHT, V.P. (1990c): A micromorphological classification of fossil and recent calcic and petrocalcic microstructures. - In: Douglas, L.A. (Hrsg.): Soil Micromorphology: A Basic and Applied Science. - Development Soil Sci., **19**, 401-407; Amsterdam (Elsevier).
- WRIGHT, V.P. & TUCKER, M.E. (1991): Calcretes: An Introduction. - Int. Assoc. Sediment., Reprint Ser., **2**, 1-24; Oxford.
- WRIGHT, V.P. & WILSON, R.C.L. (1982): A Carbonate Submarine Fan Sequence from the Jurassic of Portugal. - Int. Assoc. Sediment., 3<sup>rd</sup> European Regional Meeting, Abstracts, 102-104; Copenhagen.
- WRIGHT, V.P. & WILSON, R.C.L. (1984): A carbonate submarine fan sequence from the Jurassic of Portugal. - J. Sed. Petrol., **54**, 394-412; Tulsa.
- WRIGHT, V.P. & WILSON, R.C.L. (1987): A Terra Rossa-like Paleosol complex from the Upper Jurassic of Portugal. - Sedimentology, **34**, 259-273; Oxford.
- YIN, J. (1991): Stable carbon and oxygen isotopes in Jurassic shells as palaeosalinity indicators. - N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 163-176; Stuttgart.
- YIN, J., FÜRSICH, F.T. & WERNER, W. (1995): Reconstruction of palaeosalinity using carbon isotopes and benthic associations: a comparison. - Geol. Rdsch., **84**, 223-236; Berlin.
- YOUNG, S.A.H. (1992): Molluscs, isotopes and ecological fractionation: examples from the Upper Palaeogene of the Hampshire Basin. - Hist. Biol., **6**, 251-261; London.
- ZBYSZEWSKI, G. (1959): Étude Structurale de l'Aire Typhonoque de Caldas da Rainha. - **3**, 184S.; Lissabon.
- ZBYSZEWSKI, G., FERREIRA, O. DA VEIGA, MANUPELLA, G. & TORRE DE ASSUNÇÃO, C. (1966): Carta geológica de Portugal na escala 1:50000. - Notícia explicativa da folha 30-B, Bombarral. Portugal, 90 S.; Lissabon.
- ZBYSZEWSKI, G., MANUPELLA, G. & FERREIRA, O. DA VEIGA (1971): Carta geológica de Portugal na escala 1:50000. - Notícia explicativa da folha 27-C, Torres Novas. Portugal, 46. S.; Lissabon.
- ZBYSZEWSKI, G., MANUPELLA, G. & FERREIRA, O. DA VEIGA (1974): Carta geológica de Portugal na escala 1:50000. - Notícia explicativa da folha 27-A, Vila Nova de Ourém. - Serv. Geol. Portugal, 82 S.; Lissabon.
- ZBYSZEWSKI, G. & MOITINHO DE ALMEIDA, F. (1960): Carta geológica de Portugal na escala 1:50000. - Notícia explicativa da folha 26-D, Caldas da Rainha. - Serv. Geol. Portugal, 56 S.; Lissabon.
- ZIEGLER, B. (1983): Einführung in die Paläobiologie, Teil 2 - Spezielle Paläontologie. - 409 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- ZIEGLER, B. (1998): Einführung in die Paläobiologie, Teil 3 - Spezielle Paläontologie. - 666 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- ZIEGLER, P.A. (1988): Evolution of the Arctic - North Atlantic and the western Tethys. - Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem., **43**, 1-198; Tulsa.