

Zur Karbonatsedimentologie, Biofazies
und sequenzstratigraphischen Architektur
eines fossilen Hochenergie-Schelfs
aus dem Neogen der Algarve
(Miozän, Südportugal)

Dissertation
zur Erlangung des Grades
“Doktor der Naturwissenschaften”
am Fachbereich Geowissenschaften
der Johannes Gutenberg-Universität in Mainz

Markus H. Forst
geboren in Wiesbaden

Mainz 2003

182 S., 52 Abb., 8 Tab., 7 Taf., 7 Anh.

Dekan: Prof. Dr. X.X

1. Gutachter Prof. Dr. X.X

2. Gutachter Prof. Dr. X.X

Tag der mündlichen Prüfung: 23.09.2003

Kurzfassung

Die neogene Lagos-Portimão Formation (Unter- bis Mittelmiozän) bildet einen Teil der Steilküste der Algarve (S-Portugal) und besteht aus einer zyklischen Wechsellagerung von Karbonaten und Sandsteinen. Die vorliegende Arbeit bietet ein Modell zur sedimentologischen, faziellen und stratigraphischen Entwicklung dieser Einheit an. Basierend auf Profilen entlang der gesamten lateralen Erstreckung der Einheit wurden verschiedene Gelände- und Labormethoden angewandt, um ein Modell entwickeln zu können.

Messungen des $\text{Sr}^{87/86}$ -Isotopenverhältnisses sollten Klarheit bezüglich der stratigraphischen Position bringen. Die laterale Korrelation der Profile erfolgte über lithologische und fazielle Ansprachen. Unterstützend wurden einzelne Profile mit einem tragbaren Gamma-ray-Spektrometer gemessen. Es wurden vier Leithorizonte etabliert, die sich durch fazielle Merkmale und spezielle Fossilführung definieren lassen. Die Mikrofazies wurde qualitativ und quantitativ analysiert. Als statistisches Verfahren wurde unter anderem eine hierarchische Clusteranalyse durchgeführt, über welche fünf Biofaziestypen des warm-temperierten Klimabereichs unterschieden werden. Die Fossilführung wird von Mollusken, Bryozoen und Rotalgen dominiert. Ausnahmen bilden stratigraphisch isolierte Vorkommen von kolonialen Korallen, die jedoch keine Riffkörper aufbauen.

Die Ergebnisse aller zuvor erwähnten Untersuchungen deuten auf Ablagerungen eines nicht-tropischen Hochenergie-Schelfs hin. Sedimentäre Zyklen sind oftmals unvollständig, es treten Hartgründe und Aufarbeitungs- bzw. Kondensationshorizonte auf. Die geochemische Altersdatierung weist Alterssprünge und -inversionen auf. Ein Vergleich mit dem SW-australischen Schelf und dem von James et al. (1994) eingeführten Modell des shaved shelf bietet sich aufgrund der Ähnlichkeit der Sedimentgesteine und des ozeanographischen Settings an. Weiterhin werden zeitgleiche bzw. faziell ähnliche Becken vergleichend diskutiert.

Das Sedimentationsgeschehen der Lagos-Portimão Formation wird maßgeblich durch eine halokinetisch bedingte unregelmäßige Subsidenz und Hebung beeinflusst. Der Salzdom von Albufeira war während der Sedimentation der Einheit mehrfach in Bewegung. Rutschungspakete, Entlastungsspalten und Sanddikes zeugen davon.

Die sequenzstratigraphische Interpretation bietet einen neuen Ansatz, in dem sie von Hochstand-Sandsteinen und Tiefstand-Karbonaten ausgeht.

Abstract

The Neogene Lagos-Portimão Formation (lower - middle Miocene) as a part of the Algarve coastal cliffs (S-Portugal) consists of alternate bedding of carbonate rock and sandstones. This work offers a sedimentological, facial and stratigraphical model of the unit. Based on stratigraphic sections along the coast, different field and laboratory methods were used for constructing the model. $\text{Sr}^{87/86}$ -isotopic ratios were measured for establishing the stratigraphical context. The correlation of the sections is based on lithological and biofacial features and the fossil content.

Microfacies analysis was carried out either qualitatively and quantitatively. Statistic analysis, such as hierarchical cluster analysis, lead to five biofacies-types of the warm-temperate realm. The fossil record is dominated by bivalve molluscs, bryozoans and coralline algae. Isolated patches of corals occur, which do not build a reefal framework.

The results of the research topics lead to the conclusion of a deposition in a non-tropic high energy open shelf environment. Sedimentary cycles are often incomplete. Hardgrounds, reworking and condensed shell beds are abundant. The geochemical record displays hiati and age inversions. The mode of deposition can be compared to the shaved shelf model of James et al. (1994) of the sw-Australian shelf. Furthermore comparism with other basins, wether in the same time slice or with similar facial compositions is made.

The sedimentological development of the Lagos-Portimão Formation is related to halokinetic movement of the Albufeira salt dome. The irregular uplift and collaps of this structure is documented by slumped blocks, decompression fissures and sand dikes within different stratigraphic positions within the unit.

Interpretation of sequence stratigraphy offers a new approach, as it shows highstand sandstones and lowstand carbonates.

Inhalt

Kurzfassung.....	I
Abstract.....	II
Inhalt.....	III

<u>1. Einleitung</u>	1
1.1 Einführung.....	1
1.2 Zielsetzung.....	3
1.3 Geographie und Ozeanographie S-Portugals.....	5
1.4 Die Geologie im iberischen Rahmen	6
1.5 Geologie von S-Portugal	8
1.6 Die Historie der Neogen Forschung in Portugal.....	8
1.7 Das Neogen von Portugal.....	9
1.8 Das Neogen der Algarve.....	12
1.9 Die Lagos-Portimão Formation.....	15
1.9.1 Verkarstung, Karstpaläontologie und Archäologie.....	16
1.10 Die Paläogeographie S-Portugals.....	17
1.11 Eustatik.....	20

<u>2. Beschreibung der Profile</u>	21
2.1 Profil Praia do Canavial.....	23
2.2 Profil Ponte da Piedade.....	25
2.3 Profil Praia Dona Ana.....	27
2.4 Profil Praia da Rocha.....	28
2.5 Profil Algar Sêco Ost.....	29
2.6 Profil Vale Covo.....	30
2.7 Profil Leixão do Ladrão.....	32
2.8 Profile Praia do Marinha und Marinha West.....	35
2.9 Profil Praia de Albandeira West.....	38
2.10 Praia da Galé.....	40
2.11 Profil Praia do Coelha.....	41
2.12 Profil Praia da São Rafael und São Rafael West.....	43
2.13 Profil Praia Arrifes.....	46
2.14 Profil Albufeira.....	47
2.15 Profil Monica Isabel West.....	50
2.16 Profil Monica Isabel Ost.....	51

<u>3. Qualitative Faziesanalyse</u>	53
3.1 Biogene Komponenten.....	53

3.1.1 Foraminiferida.....	53
3.1.2 Korallen.....	56
3.1.3 Bivalvia.....	57
3.1.4 Gastropoda.....	61
3.1.5 Annelida.....	62
3.1.6 Arthropoda.....	63
3.1.7 Bryozoa.....	63
3.1.8 Echinodermata.....	68
3.1.9 Plantae.....	70
3.1.10 Bioklasten.....	72
3.1.11 Vertebrata.....	72
3.2 Matrix.....	73
3.3 Peloide.....	74
3.4 Zemente.....	74
3.5 Rindenkörner.....	75
3.6 Lithoklasten.....	75
4. Quantitative Biofaziesanalyse.....	77
4.1 Methodik.....	77
4.2 Ergebnisse.....	82
4.3 Beschreibung der Biofaziestypen.....	85
4.3.1 Echinodermen-Biofaziestyp I.....	85
4.3.2 Großforaminiferen-Biofaziestyp II.....	87
4.3.3 ENml-Biofaziestyp III.....	88
4.3.4 Mollusken-Biofaziestyp IV.....	89
4.3.5 Rotalgen-Biofaziestyp V.....	94
4.4 Weitere statistische Anwendungen.....	95
4.5 Wassertiefenindizes über Faunenvergesellschaftungen.....	99
5. Gammaray-Spektrometrie.....	101
5.1 Methodik.....	101
5.2 Ergebnisse.....	103
6. Geochemie.....	108
6.1 Fragestellung und Zielsetzung.....	108
6.2 Vorgehensweise und Methodik.....	109
6.2.1 Geländearbeit.....	109
6.2.2 Voruntersuchungen.....	109

6.2.2.1 Kathodoluminiszenz.....	110
6.2.2.2 ICP-OES.....	110
6.2.2.3 Kohlenstoff- und Sauerstoffisotopen.....	110
6.3 Sr-Isotopen-Stratigraphie.....	111
6.3.1 Methodik.....	112
6.3.2 Ergebnisse.....	112
6.4 Diskussion der geochemischen Untersuchungen.....	114
<u>7. Korrelation</u>	123
7.1 Bank-für-Bank-Korellation.....	123
7.1.1 Leithorizont I.....	123
7.1.2 Leithorizont II.....	126
7.1.3 Leithorizont III.....	127
7.1.4 Leithorizont IV.....	127
7.1.5 Weitere charakteristische Horizonte.....	128
7.2 Korrelation über Sr-Isotopenverhältnisse.....	130
<u>8. Diskussion</u>	132
8.1 Diskussion der Ergebnisse.....	132
8.1.1 Geologischer Rahmen und Paläogeographie.....	132
8.1.2 Biofazielle Schelfzonierung u. klimatische Bedingungen.....	133
8.1.3 Wassertiefenproxies über Biofazies.....	134
8.1.4 Sequenzstratigraphische Interpretation.....	136
8.2 Modell zur Entwicklung u. der Beckenfüllung u. -genese des LPF-Schelfs.....	138
8.2.1 Der Diapir von Albufeira.....	138
8.2.2 Stadien der Beckenfüllung und -genese.....	141
8.3 Vergleiche mit fossilen und rezenten Becken.....	146
8.3.1 Maiella-Karbonatplattform, Italien	147
8.3.2 Aquitain-Becken, Französische Atlantik-Küste.....	151
8.3.3 Südaustralischer Schelf.....	153
8.4 Schlußfolgerungen.....	156
<u>9. Literatur</u>	158
Danksagung.....	175

Tafeln 1 - 7

Anhang 1 - 7

1. Einleitung

1.1 Einführung

Karbonate biogenen Ursprungs sind ein wichtiger Teil im Sedimentationssystem der Ozeane. Neben den klassischen, tropischen Riffkarbonaten gewinnen auch nicht-tropische Karbonate in der Wissenschaft immer mehr an Bedeutung. Spätestens seit dem Erkennen von riffartigen Strukturen der Koralle *Lophelia pertusa* aus dem Nordatlantik der borealen Zone (**Freiwald et al., 1997**) existiert ein Kaltwasser-Pendant zur tropischen Karbonatproduktion. Doch auch im Übergangsbereich zwischen den tropisch-subtropischen und borealen Zonen sind karbonatische Sedimentationssysteme dokumentiert. Studien fossiler und rezenter Karbonate der temperierten Zone beschreiben alle Übergänge von warm-temperiert bis kühl-temperiert (zusammenfassend z.B. in **James & Clarke, 1997**).

Moderne, tropische Riffe und Karbonatplattformen kommen heute nicht jenseits einer Breite von 30°N und 30°S vor, da sie an die Winterisotherme von >20°C gebunden sind (**Schlager, 1992**). Die Karbonatbildung und –sedimentation erfolgt in tropischen Riffen in einer Interaktion von Riffbildnern und Riffzerstörern. Dadurch entstehen verschiedene Lithologien innerhalb des Riffkörpers und der umgebenden Gebiete, die im fossilen Beispiel sehr gut mit dem Rezenten analogisiert werden können. Viele Arbeiten befassen sich aus diesem Grund mit den Ablagerungen aus tropischen Riffkarbonaten (z.B. **Ginsburg & James, 1979, James, 1984**).

Ähnlich verhält es sich mit rezenten und fossilen Karbonatplattformen. Dort erfolgt die Sedimentation nach relativ einheitlichen Mustern, so daß die Möglichkeit bestand, diese in einem System zu erfassen. Die Etablierung von Standardmikrofazies-Typen, basierend auf biogenen Zonierungen und sedimentären Bedingungen, macht eine Rekonstruktion des Ablagerungsmilieus möglich (**Purdy, 1963, Wilson, 1976, Flügel, 1982**). Das System der Standardmikrofaziestypen berücksichtigt jedoch keine klimatischen Bedingungen, was es für die Erfassung von Karbonatsedimenten ausserhalb der tropischen Zone nahezu unbrauchbar macht. Karbonatsedimente in mittleren und hohen Breiten (30° - 80°) folgen einer eigenen sedimentären Dynamik und besitzen vollkommen unterschiedliche Mikrofaziesmuster, da ihnen aufgrund des Fehlens von riffbildenden Organismen eine andere biogene Primärproduktion zugrunde liegt (**Lees und Buller, 1972, Nelson, 1988, Henrich et al., 1995**). Nach **Knox (1980)** unterteilt man den Bildungsbereich von temperierten bzw. Kaltwasser-Karbonaten biogeographisch in eine temperierte und eine polare Zone. Gegenüber der tropischen Zone sind diese Bereiche durch einen ausgeprägten Temperaturgradienten und die Ausbildung von saisonalem Klima charakterisiert. Innerhalb der temperierten Karbonate läßt sich über die Temperaturabhängigkeit, bzw. das Auftreten oder

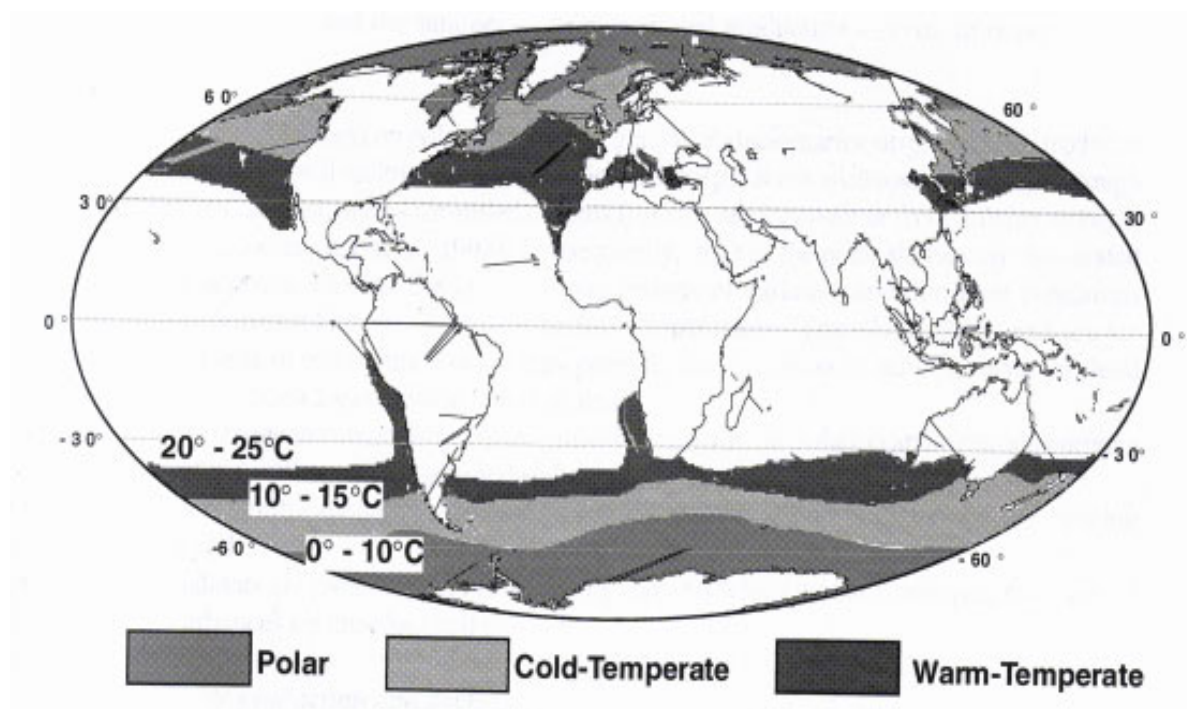


Abb.1.1: Globale Verteilung nicht-tropischer, mariner, biogeographischer Gebiete. Die mittlere Oberflächenwassertemperatur für Sommer und Winter ist an den Grenzen angegeben (aus **Freiwald, 1999**).

Fehlen von benthischen Großforaminiferen zusätzlich eine warm-temperierte Zone eingrenzen (**Brachert, 1996; Betzler et al., 1997**).

Da eine wellenbrechende Riffstruktur bei Karbonatsystemen der temperierten Zonen fehlt, bestimmt das hydroenergetische Milieu (z.B. Strömungen und Sturmwellen) maßgeblich die Verteilung der Fazies im Ablagerungsraum. Man unterscheidet einen niedrig energetischen Typ in geschützten Nebenmeeren von einem Hochenergietypp mit offener Exposition. Als Beispiel für den Nebenmeertyp kann das Mittelmeer herangezogen werden (z.B. **Péres & Picard, 1964**). Im Gegensatz dazu stellt der Schelf von Südastralien ein Beispiel für einen Hochenergietypp dar (**James et al., 1994**).

Charakteristisch für die meisten rezenten Milieus der temperierten Zone ist die Primärproduktion durch epiphytischen Bewuchs auf Makrophytenwäldern (**Freiwald, 1993**). Dies gilt für den niedrig wie auch für den hochenergetischen Ablagerungsraum. Während im niedrig energetischen Milieu die Ablagerung der Karbonate in den unmittelbaren Bereich der Produktion fällt, werden die Sedimentpartikel im hochenergetischen Milieu durch die permante Rasur des Schelfs

oberhalb der Sturmwellenabrasionstiefe (ca. 80 m) beckenwärtig abtransportiert und in Faziesgürteln abgelagert. Nach **James et al. (1994)** wird diese Karbonatproduktion und –ablagerung als “shaved shelf” (rasierter Schelf) bezeichnet. Känozoische Beispiele für temperierte Karbonatablagerungen sind für niedrigenergetische Milieus im wesentlichen aus dem Mittelmeerraum bekannt (z.B. **Pedley, 1976; Nebelsick, 1989; Martin et al., 1996; Betzler et al., 1997b; Krautworst, 1996; 1998; Brachert, 1996**). Das klassische Beispiel für einen Hochenergieschelf war bisher nur für die Südhalbkugel belegt. An der südwestlichen Küste Australiens herrschen seit dem Eozän hochenergetische Verhältnisse vor (**Nelson, 1978; Brachert et al., 1993; James & Bone, 1989; 1991; James et al., 1994; McGowran et al., 1997; Shubber et al., 1997**). Erst in jüngster Zeit erkannten **Vecsei & Sanders (1999)** hochenergetische Bedingungen für die miozäne Maiella Plattform in Italien, die jedoch den isolierten Plattformtyp verkörpert.

An der Algarve-Küste Portugals liegen heute durch die direkte Exposition zum Atlantik hochenergetische Verhältnisse vor. Aufgrund der paläogeographischen Situation kann von vergleichbaren Verhältnissen während des Miozäns ausgegangen werden (**Antunes et al., 1993; Scotese, 2000**). Das Neogen der Algarve ist im wesentlichen siliziklastisch ausgebildet. Eine Ausnahme stellt die unter- bis mittelmiozäne, karbonatische Lagos-Portimão Formation (LPF im folg.) dar (**Antunes & Pais, 1993**), die aus gelben bis rötlichen massiven und sehr stark fossilführenden Biokalkareniten und fossilführenden Sandsteinen besteht. Die darin enthaltenen biogenen Komponenten bilden die für temperierte Karbonate typischen foramol-, bryomol- und rhodalgal- Fazies. Die stratigraphische Einstufung der LPF in das untere und mittlere Miozän beruht auf Funden von Wirbeltierresten, Invertebraten, sowie palynologischen und Sr-isotopischen Informationen (**Antunes et al., 1981a; Antunes et al., 1997**). Dieser Datensatz belegt eine fast kontinuierliche Schichtfolge mit nur wenigen, kurzen Lücken. Biofazielle und sedimentologische Untersuchungen fehlen jedoch bislang (**Pais, mündl. Mitt., 1997**).

1.2 Zielsetzung

Das Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, die zuvor erwähnte Wissenslücke durch detaillierte lithologisch-biofazielle Untersuchungen zu füllen. Dazu gehört die Erfassung der steuernden Faktoren der sedimentären Fazies und Zyklen (Klima- und Meeresspiegelschwankungen, Änderungen der Auftriebsmuster) und daraus resultierend, die Erstellung eines Ablagerungsmodells der LPF und deren sequenzstratigraphischer Architektur. Dabei handelt es sich um ein Ablagerungsmodell eines hochenergetischen Schelfs der warm-temperierten Karbonatprovinz auf der Nordhalbkugel.

Neben der Schicht-für-Schicht-Korrelation der Abfolgen werden zusätzlich kontinuierliche Messungen der Einzelprofile mit einem Gamma-ray-Spektrometer dargestellt, um einen Anhaltspunkt zum terrigenen Eintrag zu erhalten. Geochemische Untersuchungen unterstützen die stratigraphische Einstufung der LPF und geben Hinweise auf Parameter des Paläoklimas und der Paläoozeanographie. Von einer gleichförmigen Subsidenz auf einem stabilen Schelf (passiver Kontinentalrand) ausgehend, kann man die Aufzeichnung von Signalen der Meeresspiegel- und Klimaschwankungen in den flachmarinen Karbonaten erwarten. Das erarbeitete Faziesmodell für temperierte Karbonate an exponierten Küsten bietet sich zum Vergleich mit dem Hochenergiemodell eines breiten Schelfs, dem südaustralischen “shaved shelf” (**James et al., 1994**), an. Das “shaved shelf” Modell ist im Bereich der Abrasionstiefe charakterisiert durch eine hochenergetische Wellenfräse, die den Meeresboden von Lockersedimentansammlungen freihält. Die Folge ist marine Zementation und die Ausbildung eines Hartgrundes (**James & Bone, 1991**), der lokale Vertiefungen mit Palimpsestsedimenten aufweist. Die Hartgründe sind von inkrustierenden Bryozoen und corallinen Rotalgen, sowie Seetang besiedelt, während die Palimpsestsande ein Substrat für grabende Bivalven und Echinoiden bilden. Die Tangwälder der Hartgründe bilden das Substrat für eine vielfältige und effektive karbonatproduzierende Fauna und Flora. Die Rasur des Schelfs durch die Wellenfräse führt zu einer küsten- und vor allem beckenwärtigen Umverteilung der karbonatischen Sedimentpartikel. Unterhalb der Wellenabrationstiefe, aber oberhalb der Sturmwellenbasis, schließt sich beckenwärts eine Zone mit schräggeschichteten Karbonatsanden an. Auf dem Kontinentalhang liegen feinkörnige Karbonate mit autochthonen Bryozoen und gradierte Bioklastsande, die sich vom rasierten Schelf herleiten, vor.

Zusammenfassend kann also als Ziel der vorliegenden Arbeit im regionalen Rahmen die Erfassung der faziessteuernden Faktoren der LPF, sowie die Einführung einer neuen stratigraphischen Korrelation des Algarve-Neogens angesehen werden.

Der Nachweis und die Erstellung eines Modells für einen fossilen, hochenergetischen Schelf der warm-temperierten Karbonatprovinz wird für die Nordhalbkugel erstmals erbracht.

1.3 Geographie und Ozeanographie S-Portugals

Der südlichste Teil Portugals wird als Algarve bezeichnet. Der Name Algarve geht auf das arabisches “al-Garbh” zurück und bedeutet “der Westen”. Im Westen lag für die aus Nordafrika im 8. Jahrhundert einfallenden Mauren die Algarve, die sie 500 Jahre lang beherrschten. Die Algarve erstreckt sich zwischen der spanisch-portugiesischen Grenze im Osten und dem offenen Atlantik beim Cabo São Vicente im Westen. Nach Norden erstreckt sie sich ca. 50 km und geht von ei-

ner ariden Küstenregion in eine semiaride Mittelgebirgslandschaft über (**Scharnweber, 1992**). Die höchste Erhebung (Foia, 902 m) findet sich in der Serra de Monchique. Die Südküste der Algarve kann in zwei Bereiche eingeteilt werden: in die östlich zwischen Spanien und Faro gelegenen Sandalgarve (Sotavento) und die westliche Felsalgarve (Barlavento). Während die östliche Küste durch lange Sandstrände und Dünenlandschaften geprägt ist, herrscht in westlicher Richtung die Steilküste vor. Die überwiegend aus mesozoischen und känozoischen Kalkgesteinen bestehende Steilküste zeigt durch Verkarstungsphänomene oftmals bizzare Verwitterungsmuster und tiefe Karsttrichter. Karsthöhlensysteme mit zeitweiligen Süßwasseraustritt am Meeresgrund treten vor Olhos de Agua auf. Der Name des Ortes ("Augen im Wasser") lässt sich auf die ringförmigen Strukturen an der Mischzone von Süß- und Meerwasser zurückführen (mündl. Mitt. **Pais, 1998**).

Das Klima ist ganzjährig gemäßigt warm, im Winter kann es zu starken Regenfällen kommen. Die zum Atlantik offen exponierte Lage der Küste setzt sie der starken Brandung und den Stürmen aus, was zur aktiven Erosion der Steilküste führt. Es kann zu Abbrüchen von hausgroßen Blöcken kommen. Die Verkarstung der kalkigen Gesteine fördert den fortschreitenden Abbau der Küste.

Der Schelf vor der Südküste Portugals reicht zwischen 30 und 50 km weit hinaus und wird von submarinen Canyons entlang von känozoischen, tektonischen Linien durchzogen (**Lopes et al., 1999**). Unter dem Meeresgrund und auch an der Küste sitzen Evaporitdome mesozoischen Alters (**Antunes et al., 1997; Lopes et al., 1999**).

Die Ozeanographie wird durch das Aufeinandertreffen des warmen Golfstroms und des kalten Nordatlantik Stroms an der Westküste Portugals bestimmt. Die winterliche Oberflächenwassertemperatur liegt bei etwa 15° C (**Sverdrup et al., 1942**). Große Wellen mit einer tiefreichenden Wellenbasis sind die Regel. Ein Sedimenttransport findet entlang der Küste in West-Ost Richtung statt (**Murray, 1991**). Eine innere Schelfzone bis 20 m Wassertiefe mit Sand und Schalendebris wurde von **Galhano (1963)** eingeführt. Die westliche und mittlere Algarve wird von felsigen Hartgründen dominiert.

1.4 Die Geologie im iberischen Rahmen

Das geologische Bild der iberischen Halbinsel wird im Wesentlichen bestimmt durch die spanisch-portugiesische Meseta (Abb. 1.2), einem variszisch angelegten Hochplateau, das weite Teile Zentraliberiens bildet. Im Zuge der alpidischen Orogenese wurden Teile des variszischen Grundgebirges, z.B. die Pyrenäen, die Iberischen und die Betischen Ketten, überprägt.

Das iberische Variszikum verläuft bogenförmig in NW – SE Richtung und besitzt einen zweiseitigen symmetrischen Zonenbau. Die zentrale Zone wird aus Kristallingesteinen aufgebaut. Im Anschluß folgen die Galizisch-Kastilische und die Lusitanisch-Alcudische Subzonen, wobei die Galizisch-Kastilische Subzone aus Graniten und polymetamorphen präkambrischen Gesteinen aufgebaut ist, während in der Lusitanisch-Alcudischen Subzone paläozoische Sedimentgesteine über wenige Metamorphite und Granitintrusionen dominieren. Ebenfalls noch zum Innenvariszikum zählend, schließen sich nach NE die Westasturische-Leonesische Zone und nach SW die Ossa-Morena Zone an. Diese Zonen zeichnen sich durch marginal abnehmende Metamorphosegrade und das Zurücktreten plutonischer Gesteine aus. Es dominieren altpaläozoische Sedimentgesteine, deren Alter biostratigraphisch belegt ist. Als Aussenvariszikum folgen im NE und SW die Kantabrische und die Südportugiesische Zone.

Zwar konnten sich durch das Aufbrechen Pangäas passive Kontinentränder bilden, doch zeichnet sich das Mesozoikum in Iberien durch einen überwiegend kontinentalen Charakter aus.

Durch die Öffnung einer Verbindung zwischen Atlantik und Tethys in der Obertrias zeigte sich mit der Einsenkung des portugiesischen Trog und korrespondierend dazu der Newark Gräben in den Appalachen eine primäre Öffnung des Atlantiks. Die Öffnung des Golfs der Biscaya und damit die Trennung der iberischen Platte von der europäischen vollzog sich jedoch erst in der Oberkreide. Dabei rotierte die iberische Platte um etwa 35° entgegen den Uhrzeigersinn und entfernte sich von der europäischen Platte. Eine etwa 5° südlichere Breitenlage kann noch bis ins Miozän angenommen werden. Durch eine nordwärtige Bewegung der iberischen Platte in ihre heutige Position verschmolzen die iberische und die europäische Platte an ihrer Nahtstelle, den heutigen Pyrenäen (Abb. 1.2), und schlossen die Verbindung zwischen Atlantik und Tethys im Bereich der Biskaya wieder.

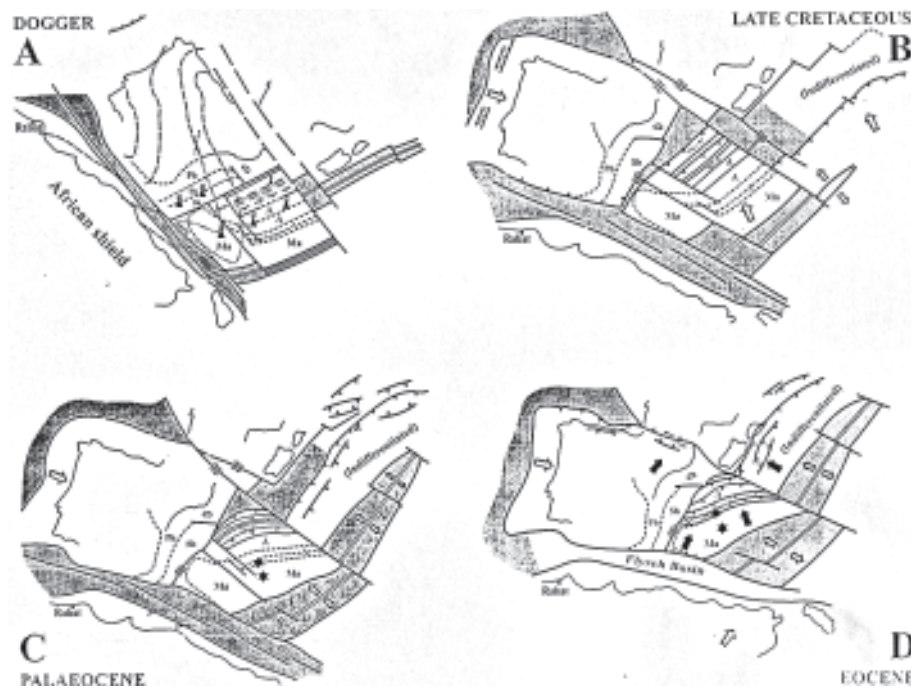


Abb.1.2: Interpretative Entwicklung Iberiens vom Dogger bis in das Eozän. A: Situation Iberiens im Dogger: Extension des westlichen Mediterrans. B: Während der späten Kreide erste Kompressionen des westlichen Mediterrans nach der Rotation . C: Im Paläozän wird die Betische Innenzone stark durch Subduktion des westlichen Mediterrans beansprucht. D: Im Eozän starke Kompression der Pyrenäen, der Kantabrischen Region und der Betischen Zone, (aus **Sanz de Galdeano** , 1997).

1.5 Geologie von S-Portugal

Die Geologie S-Portugals wird durch variszisches Grundgebirge geprägt. Das südportugiesische Subvariszikum erstreckt sich von der südwestlichen portugiesischen Atlantikküste über die Algarve bis in die südspanische Provinz Sevilla. Es ist vergleichbar mit dem Subvariszikum Mitteleuropas. Das Oberdevon bildet die ältesten biostratigraphisch datierbaren Schichten. Saure und basische Vulkanitföhrungen treten im Unterkarbon auf. Darauf folgt eine bis ins Westfalium anhaltende Flyschsedimentation als Füllung der südwest-iberischen subvariszischen Vortiefe. Die Sedimentation wird durch die jungvariszische Orogenese abgebrochen. Das Stefanium wurde postorogen und kontinental gebildet. Während im westlichen Portugal der portugiesische Trog erstmals im Permokarbon entlang des Bruchmusters des heutigen Grundgebirges absinkt und im Mesozoikum mit marinen karbonatischen Sedimenten verfüllt wird, gehören die mesozoischen Sedimente zum subbetischen Trog. Ein trennender Sporn der Meseta separiert eine west- und mitteleuropäische jurassische Ammonitenfauna von der tethysorientierten Fauna der Algarve. Typisch für das mesozoische Deckgebirge der Algarve sind rhythmische marine Karbonatablagerungen der Trias, des Jura und der Kreide. Darin spiegeln sich mehrere trans- und regressive Zyklen des Atlantik wieder. Im Turonium und Coniacium sind letzte Schwankungen vor dem endgültigen Rückzug des Meeres zu vermerken. In diese Zeit fallen auch die granitischen und basaltischen Magmatite bei Lissabon und die syenitischen Intrusionen in der Serra de Monchique. Seit der Oberkreide blieb Südportugal weitestgehend landfest. Ausnahmen stellen dabei das untere Tejo Becken bei Lissabon und das Algarve Becken dar, welche im Miozän erneut geflutet wurden. Hieraus resultieren die in dieser Arbeit zum Teil vorgestellten neogenen Ablagerungen. Das mesozoische Deckgebirge blieb bis auf halokinetische Strukturen an zahlreichen Salzdiapiren weitestgehend undeformiert.

1.6 Die Historie der Neogen Forschung in Portugal

Die Erforschung des portugiesischen Neogen wurde schon im angehenden 19. Jahrhundert geprägt von den Untersuchungen des Mineralogen José Bonifácio de Andrada e Silva (1763 – 1838). In den 30' er und 40' er Jahren des 19. Jahrhunderts folgten Beiträge von Wissenschaftlern wie Baron von **Eschwege (1831)**, Alexandre Vandelli oder Daniel Sharpe. Die zweite Geologische Kommission (1857 – 1867) trieb die Erforschung von Geologie, Stratigraphie und Paläontologie unter der massgeblichen Geländearbeit von Carlos Ribeiro, sowie Beiträgen von Francisco Pereira da Costa, voran. Am Ende des 19. Jahrhunderts, nach einer Phase des wissenschaftlichen Stillstands, kam es durch den Portugiesischen Geologischen Dienst unter der Leitung von Jorge Candido Berkeley Cotter zu Aktivitäten. Die von ihm etablierte lithostratigraphische Gliederung

des unteren Tejo Beckens hat bis heute ihre Gültigkeit (**Cotter, 1956**). Viele bekannte Paläontologen dieser Zeit, wie Oswald Heer, F. Fontannes, Perceval de Loriol, Frédéric Roman und Gustave Dollfus, trugen ihren Teil zur Erforschung der Fauna des portugiesischen Neogens bei (z.B. **Dollfus et al., 1903-04**).

Nach einer erneuten längeren Pause wendete der Geologische Dienst sein Interesse wieder dem Neogen zu. In den fünfziger Jahren des letzten Jahrhunderts trieb vor allem G. Zbyszewski für den Geologischen Dienst die Untersuchungen der Fauna voran. M. Telles Antunes, Leiter der stratigraphischen und paläontologischen Abteilung der Universidad Nova de Lisboa (UNL), arbeitete zunächst über die Wirbeltierfauna der portugiesischen Neogenfolgen, verlagerte jedoch sein Interesse auf die stratigraphische Gliederung des Neogens. Die Arbeitsgruppe Antunes – Pais bearbeitet die Bio-, Litho- und Chronostratigraphie des portugiesischen Neogens, überwiegend konzentriert auf die Region um Lissabon und die Sétubal Halbinsel.

Mit der vorliegenden Arbeit wird nun ein spezielles Augenmerk auf die neogene Abfolge der Algarve an der Südküste Portugals, speziell die Unter- bis Mittelmiozäne Lagos-Portimão Formation, gerichtet. Dabei werden die bio-, litho- und chronostratigraphischen Vorgaben der portugiesischen Kollegen getestet und ein sequenzstratigraphisches Ablagerungsmodell der LPF eingeführt. Dazu werden geologische Signaturen des Paläoklimas und der Meeresspiegelschwankungen anhand von paläoökologischen und mikrofaziellen Studien ermittelt.

1.7 Das Neogen von Portugal

Am Ende der Kreide unterlag Iberien einem kompressiven Spannungsfeld (Abb.1.2 b), was zur Absenkung diverser Gräben führte, wovon einige während des Känozoikums zu großen Sedimentationsbecken wurden, so z. B. die Becken von Douro, Mondego, Alvalade, der Algarve, des unteren Tejo und des Guadalquivir. Nur im unteren Tejo Becken, im Algarve- und im Guadalquivir Becken schritt die marine Sedimentation im Neogen fort. Deshalb beschränkt sich das Neogen von Portugal im wesentlichen auf Vorkommen südlich der zentralen Kordilliere. Es konzentriert sich auf wenige Becken, wie z. B. das Untere Tejo Becken bei Lissabon, verschiedene kleinere Becken auf der Setúbal Halbinsel im Süden von Lissabon, sowie das Algarve Becken. Ablagerungen nördlich der zentralen Kordilliere bei Coimbra, Leiria und Alcobaca stehen in ungewissen stratigraphischem Kontext, werden jedoch teilweise dem Miozän zugerechnet (**Antunes & Pais, 1993**).

Im Allgemeinen dominieren miozäne Sedimente in den neogenen Becken Portugals, während das Pliozän auf einen schmalen Streifen entlang der Küste limitiert ist.

Das Miozän ist am besten im Unteren Tejo Becken aufgeschlossen. Es umfaßt die komplette miozäne Abfolge und verzahnt sich mit kontinental-terrestrischen Ablagerungen. Die fazielle Ausbildung besitzt einen siliziklastischen Charakter mit wenigen karbonatischen Einschaltungen.

Die Mächtigkeit der miozänen Ablagerungen nimmt von Lissabon (300 m) nach Süden auf der Setúbal Halbinsel drastisch zu (1200 m), was auf starke Subsidenz im Zuge der alpidischen Orogenese zurückgeführt wird (**Antunes et al., 2000**). Es wurden in diesem Bereich zehn marine Ablagerungszyklen für das Miozän erkannt (**Antunes et al., 1999; 2000**). Da die Schichten terrestrische Wirbeltierreste enthalten, sind direkte Korrelationen mit den kontinentalen Ablagerungen für das Untermiozän und das untere Mittelmiozän möglich (**Antunes et al., 2000**).

Eine Besonderheit stellt das Miozän der Serra da Arrábida dar. Dort liegt auf paleogenen Einheiten zunächst Untermiozän und dann, durch eine Winkeldiskordanz getrennt, das Mittelmiozän. Durch eine Überschiebung während der alpidischen Phase wurden oberjurassische Gesteine deckenförmig auf die Neogeneinheiten geschoben. Ausserhalb der Serra, an den Küstenaufschlüssen, fehlt das Paleogen und die untermiozänen Schichten liegen flach winkeldiskordant auf Gesteinen der Unterkreide (**Pais et al, 1991; Antunes et al, 1995; Antunes et al, 2000**). Eine völlig unterschiedliche Entwicklung erfuhr das Neogen der Algarve.

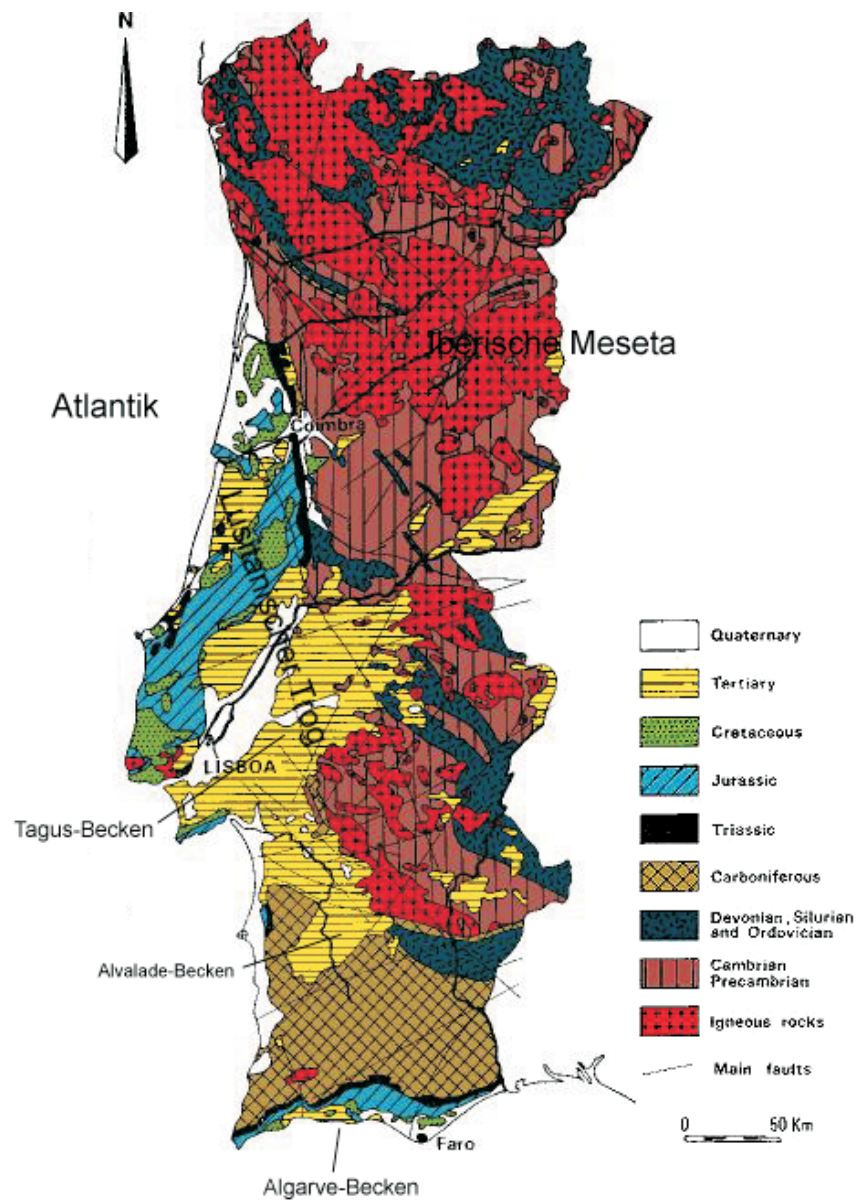


Abb.1.3: Geologische Übersichtskarte Portugals, verändert nach **Antunes & Pais, 1993**.

1.8 Das Neogen der Algarve

Durch eine Schwellenzone war der Schelf der Algarve vom Guadalquivir-Vorlandbecken nach Osten hin wirksam abgetrennt und erhielt so einen vergleichsweise geringen terrigenen Eintrag. Das Guadalquivir-Becken öffnet sich zwar ebenfalls zum atlantischen Ozean, ist jedoch aufgrund seiner paläogeographischen Situation im Miozän (Gestalt, Orientierung zum Ozean und Dimension) mit einem geschützten Nebenmeer-System zu vergleichen. Die paläogeographische Position der Algarve zwischen der atlantischen Provinz im Westen und der mediterranen Provinz im Osten weist ihr eine Schlüsselrolle für die Klärung fazieller und paläoklimatischer Fragestellungen zu. Aufgrund seiner offen-atlantischen Position entwickelte sich das Neogen der Algarve zumindest während des Miozäns unterschiedlich zu den zuvor beschriebenen portugiesischen Becken. Die älteste lithostratigraphische Einheit des Algarve-Neogens ist die unter- bis mittelmiozäne Lagos-Portimão Formation. Sie liegt dem mesozoischen Untergrund meistens winkeldiskordant auf. Wechsellagerungen aus Biokalkareniten und fossilführenden Sandsteinen bestimmen die Lithologie. Da diese Formation der vorliegenden Arbeit zu Grunde liegt, wird sie in einem gesonderten Kapitel ausführlicher beschrieben.

Das Tortonium wird an der Algarve zum einen durch die nur sehr lokal aufgeschlossenen Spongolithe von Mem Moniz (**Romariz et al., 1980**) und zum anderen durch die Einheit “Sandstones with sand waves and fine sands” (**Antunes et al., 1997**) repräsentiert. Die Spongolithe von Mem Moniz überlagern bei der gleichnamigen Ortschaft das kretazische Basement. Es handelt sich um das einzige Vorkommen von Spongolithen in Portugal, während ähnliche Gesteine im Mediterran weit verbreitet sind (**Antunes et al., 1997; Carannante et al., 1996**). Das weiße Gestein, weitestgehend aus Schwammspiculae aufgebaut, enthält fast keine Makrofossilien. Die Mikrofauna ist durch Foraminiferen, kalkiges Nannoplankton, Diatomeen, sowie Fischreste belegt. **Antunes et al. (1997)** nehmen an, daß die Spongolithe unter flachmarinen (benthische Foraminiferen) Upwelling-Konditionen (organisch reich, schlecht durchlüftet) in einem tektonisch induzierten Trog gebildet wurden.

Das stratigraphische Alter wird nach verschiedenen Datierungen vom obersten Serravallium bis in das untere Tortonium gelegt. **Cachao (1995)** datierte über das kalkige Nannoplankton ein oberserravalles Alter (CN 5a, Bukry Zone). Planktonische Foraminiferen indizieren ein untertonisches Alter (N 16, Blow Zone; **Antunes et al., 1981, 1990, 1992**). Absolute Datierungen über Sr-Isotopenverhältnisse aus Foraminiferenschalen ergeben ein Alter von 12.5 (+ 0.7 – 1.7) Ma (**Antunes et al., 1997**), das heißt im Grenzbereich Serravallium-Tortonium.

Die andere Einheit, die dem Tortonium zugerechnet wird, tritt an verschiedenen Lokalitäten der Algarve im Hangenden der LPF (nach **Antunes et al., 1997**) auf. Die “Sandstone with sand waves and fine sands” Einheit ist durch eine Diskontinuität von der LPF getrennt und zeigt einen Wechsel von überwiegend karbonatischer in siliziklastische Sedimentation an, was von **Antunes et al. (1997)** mit dem TB 3 Zyklus (**Haq et al., 1987**) korreliert wird.

Absolute Altersdatierungen ergaben an verschiedenen Stellen ein Alter um 10 Ma. So ermittelten **Antunes et al. (1997)** an der Basis der Einheit, einem Konglomerat mit Phosphatkonkretionen, in Praia da Rocha (Portimão) ein Sr-Isotopiealter von 10.7 (+ 0.8 – 1.2) Ma (Unteres Tortonium). Feinsande am Strand des Hotels Auramar (bei Albufeira) ergaben 9.7 (+1.0 – 0.5) Ma und werden von den gleichen Autoren in diese Einheit gestellt. In Praia da Galé wurden glauconitreiche Feinsande über das K-Ar Verhältnis datiert. **Antunes et al. (1984)** ermitteln dort 10.1 ($\pm$ 0.25) Ma. **Boski et al. (1995)** erhalten über die gleiche Methode 8.15 ($\pm$ 0.29) und 7.54 ($\pm$ 0.27) Ma.

Als Makrofossilien treten selten Bivalven (Pectiniden und Austern) und Echiniden auf. In Praia da Rocha (Portimão) wurden Knochen von Cetaceen gefunden (**Pais, pers. Mitt., 1999**).

Das Obermiozän wird an der Algarve durch die Cacela Formation repräsentiert. Sie tritt hauptsächlich an der östlichen Algarve bei Faro auf. Die Typlokalität befindet sich im Anschnitt des Cacela Flüsschens in der Nähe des gleichnamigen Ortes. Dort überlagert die Einheit triassische Sandsteine. Der basale Teil besteht aus einem molluskenreichen Konglomerat. Es folgen gelbliche Feinsande und Silte, die ebenfalls eine reiche Molluskenfauna beinhalten. Ein oberer Teil wird durch einen eisenimprägnierten Hartgrund abgetrennt und enthält nur wenige schlecht erhaltene Fossilien.

Die reichhaltige Molluskenfauna der beiden unteren Einheiten der Formation gilt als die besterhaltene miozäne Portugals und wurde bereits 1866 und 1867 von Pereira da Costa, sowie von **Dollfus et al. (1903, 1904)** beschrieben.

Die unteren Teile der Cacela Formation werden über planktonische Foraminiferen den Blow Zonen N 16 – 17 (**Antunes et al., 1981, 1990, 1992**), bzw. über kalkiges Nannoplankton der Bukry Zone CN 9a (**Cachao, 1995**), also dem oberen Tortonium zugerechnet. **Antunes et al. (1997)** geben ein Sr-Isotopiealter von 5.7 (+3.9 – 1.1) Ma an. Der obere, fossilarme Teil wird von den gleichen Autoren fraglich in das Messinium eingestuft.

Pliozäne Ablagerungen verkörpern an der Algarve die “Olhos de Agua Sands” (**Romariz et al., 1981**). Sie treten bei dem Ort Olhos de Agua zwischen der Einheit “Sandstones with sand waves” und der quartären Faro-Quarteira Formation als mächtige Sandsteinserie auf. Die Abfolge setzt mit einer Wechsellagerung aus sandigen und pelitischen Schichten ein. Darüber folgen braune Sande mit Schrägschichtungskörpern, welche von weißen, feldspatreichen fluviatilen Sanden überlagert werden. Lokal werden die fluviatilen weißen Sande von Strandsanden und Mikrokonglomeraten überlagert, die eine reichhaltige Wirbeltierfauna enthalten. Die Wirbeltierreste sind teilweise stark abgerollt und deuten auf eine Umlagerung aus stratigraphisch älteren Schichten (Serravallium – Tortonium) hin. **Antunes et al. (1997)** rekonstruieren einen flachmarinen bis brackischen Ablagerungsbereich in der Nähe eines Flusses unter subtropischen Klimabedingungen. Reste von Süßwasserfischen und dem gavialartigen Krokodil *Tomistoma* scheinen dies zu belegen (**Antunes, 1979**).

Als jüngste neogene Einheiten an der Algarve können die kontinentalen Ablagerungen von Morgadinho und Algoz an der östlichen Algarve angesehen werden. Diese lakustrinen Mergel und Kalksteine lieferten eine Kleinsäugerfauna, die eine Zeitspanne zwischen dem Oberpliozän und dem unteren Mittelpleistozän repräsentiert (**Antunes et al., 1986 a u. b**).

1.9 Die Lagos-Portimão Formation

Die Lagos-Portimão Formation (LPF) umfasst den größten Teil des Neogens der Algarve. Sie ist zwischen den Städten Lagos im Westen und Albufeira im Osten entlang der Küste der Algarve aufgeschlossen. In diesem Gebiet macht sie den Großteil der Steilküste aus (Abb. 1.4). Am Westrand von Lagos liegt sie diskordant auf der unteren Oberkreide, welche dann mit jurassischen und paläozoischen Sedimenten die Steilküste der westlichen Algarve aufbaut. In der Umgebung von Albufeira liegt sie ebenfalls diskordant auf Kreidegesteinen und wird dann sukzessive von jüngeren Einheiten an der östlichen Algarve ersetzt. In östlicher Richtung verflacht die Steilküste.



Abb.1.4: Steilküstenaufschluß der LPF westlich Carvoeiro mit Wechsellagerung aus Karbonaten und Sandsteinen.

Antunes et al. (1993) beschreiben die Gesteine der LPF als rein karbonatische, massive und fossilreiche Biokalkarenite von gelber und rötlicher Farbe (Abb. 1.4). Ihre übersichtsmäßige biofazielle Ansprache ergab eine Dominanz von Mollusken in einem basalen Teil, während im oberen Teil viele Seeigel, Bryozoen, Pectiniden und Fische vorkommen. Die stratigraphische Einstufung erfolgte zum einen über planktonische Foraminiferen aus den obersten Einheiten der Formation (**Antunes et al., 1981**). Sie wiesen *Globigerinoides trilobus*, *G. subquadratus*, *G. bisphericus*, *Globoquadrina baroemoensis* und cf. *Praeorbulina transitoria* nach, was auf die Nannoplankton Zonen N7- N8 (Oberes Burdigalium bis Langhium) deutet (**Antunes et al., 1981**). Untersuchungen an Nannoplankton (**Cachao, 1995**) ergaben das Vorkommen von *Reticulofenestra pseudoumbilicus* und *Calcidiscus premacintyreii* in den oberen Einheiten der Formation aus der Umgebung von Lagos. Damit ergab sich eine Einstufung in das Serravallium (NN 6 bzw. CN 5). Aus Karstfüllungen geschlammte Wirbeltierreste (Selachier- und Knochen-fischzähne) unterstützen die stratigraphische Einstufung in das untere und mittlere Miozän (**Antunes et al., 1981 b**). Datierungen über Strontiumisotopenverhältnisse ergaben Werte zwischen 19, 2 Ma und 11, 3 Ma (zusammengefasst in **Antunes et al., 2000**).

1.9.1 Verkarstung, Karstpaläontologie und Archäologie

Aufgrund der überwiegend karbonatischen Lithologie sowohl des jurassisch-kretazischen Untergrundes als auch der miozänen LPF ist die Steilküste der Algarve durch tiefgreifende Karstphänomäne stark zerrüttet. Vielerorts bestehen tiefe Karsttrichter, die von den pleistozänen Verbnungsflächen bis zum heutigen Meeresspiegel hinabreichen. Von der atlantischen Brandung angegriffen, weiten sich zum Teil mit dem Boot befahrbare Grotten und Höhlen unter der Steilküste aus. Beständige Erosion schafft natürliche Brücken und Einzelpfeiler, die der Küste vorgelagert sind (Abb.1.5a). Diese Gebilde stellen aufgrund ihrer bizarren Gestaltung oft touristische Anziehungspunkte dar, so z.B. die Ponte Piedade bei Lagos oder die Karstlochformationen Algar Seco und Algar de Padre São Vincente bei Carvoeiro.

Die Verkarstungen besitzen sehr unterschiedliche Alter. Es kommt miozäner Paläokarst, sowie rezent-subrezente Verkarstung vor. Die Karstfüllungen können anhand ihrer konzentrischen Muster der unterschiedlich gefärbten Karstlehme (Abb.1.5c) datiert werden (mündl. Mitt. **Pais, 1998**). Die Karstfüllungen enthalten zum Teil reichhaltige Faunen aus stratigraphisch älteren Schichten. **Antunes et al. (1981)** beschreiben eine miozäne, marine Wirbeltierfauna (Selachier und Krokodilier) aus geschlammten Karstfüllungen (Abb.1.5b) von Praia São Rafael (Praia Grande in **Antunes et al., 1981**). Demgegenüber gibt es jedoch auch Funde einer paläolithischen – epipaläolithischen Werkzeugindustrie (**Cardoso et al., 1985**), sowie Mikrofaunen, die auf ein Riss-Würm Alter, bzw. eines der ersten Würm-Interstadien deuten (**Antunes et al., 1986**).

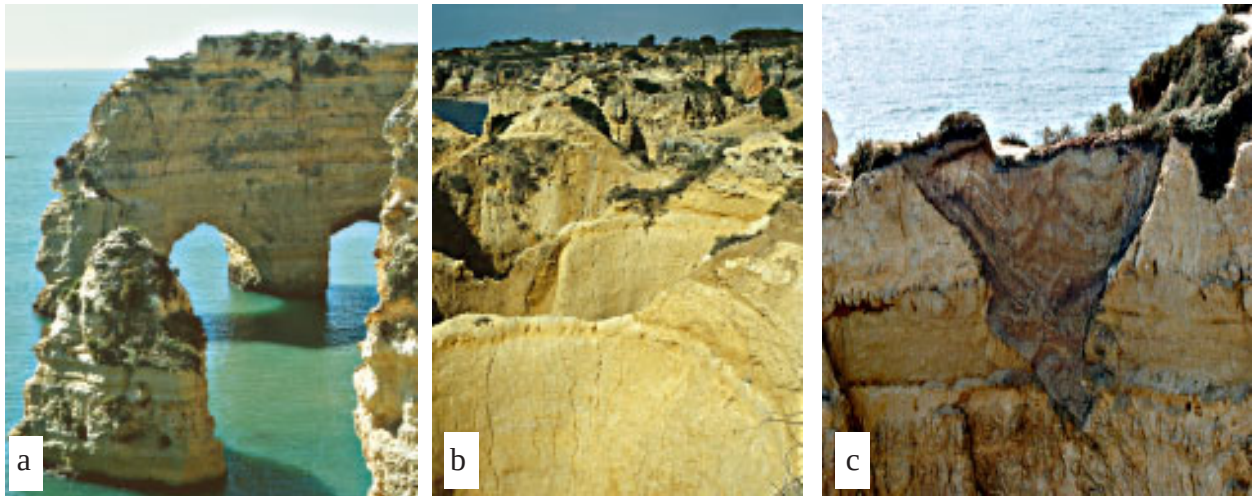


Abb.1.5a-c: a Natürliche Brücken bei Praia do Marinha; b Karstlöcher westlich Praia da São Rafael; c Karstloch mit unterschiedlich verfärbter Füllung bei Praia do Castelo.

1.10 Die Paläogeographie S-Portugals

Die paläogeographische Situation Portugals während des Miozäns entsprach im wesentlichen der heutigen Küstenkonstellation (Abb.1.6 u. 8.1). Zu Zeiten relativer Meeresspiegelhochstände kam es lokal zu Transgressionen. Im Bereich des Unteren Tejo Beckens werden diese deutlich. Dort können im Neogen sieben Transgressionszyklen festgestellt werden (**Antunes et al., 1980, 1993, 2000 a u. b, Cachao & daSilva, 2000**). Im Zuge dieser Transgressionen entstanden auch die isolierten Becken nördlich der Zentralen Kette.

An der Algarve wird aufgrund der heutigen geologischen Situation deutlich, daß das Meer parallel zur heutigen Küstenlinie nur wenige Kilometer auf das Festland vordrang. Im westlichen Teil der Algarve liegen die unter- mittelmiozänen Karbonate der LPF auf der Steilküste aus prä-neogenen mesozoischen und paläozoischen Sedimenten. Die neogenen Sedimente bilden einen schmalen Streifen, der im Landesinneren gegen das paläozoisch-mesozoische Grundgebirge auskeilt. An der östlichen Algarve fehlt die Steilküste. Östlich des kollabierten Salzdiapirs von Albufeira treten sukzessive jüngere neogene Einheiten auf. Die Grenze von Neogen und Prä-Neogen verläuft im großen Maßstab küstenparallel, so daß die heutige Küstenlinie, um einige wenige Kilometer zurückversetzt, der damaligen entspricht (siehe auch Abb. 8.1).

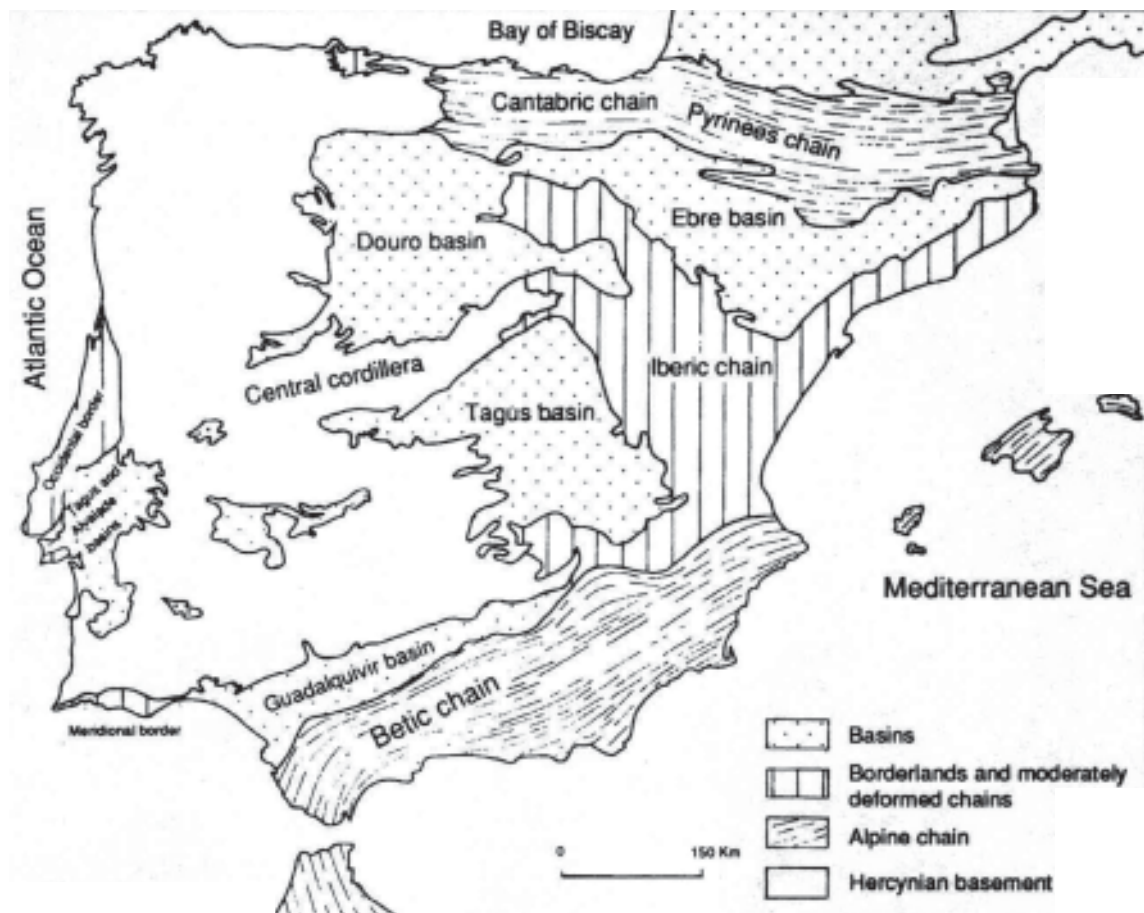


Abb.1.6: Morphostrukturelle Einheiten der Iberischen Halbinsel (nach **Ribeiro et al., 1979**).

Die marginale Lage der Neogenbecken Portugals macht deutlich, daß die Küstenlinie nur unwesentlich gegenüber der heutigen verschoben gewesen ist. Ein interpretativer Verlauf der Paläoküstenlinie wird in Abb. 8.1 dargestellt.

Aufgrund von paläobotanischen Untersuchungen (**Pais, 1989**) kann ein tropisch-subtropisches Klima für das unter- und mittelmiozäne Festland angenommen werden. Die Vegetation erfährt eine langsame, mit Rückschritten durchsetzte Entwicklung vom tropisch-subtropischen zu einem warm-temperierten Charakter mit saisonalen Wechseln im Tortonium. Nach **Antunes & Pais (1984)** ist ein Abkühlungstrend der Festlandtemperatur von deutlich über 20°C im Unteren Miozän zu ca. 20°C im oberen Miozän zu beobachten. Der Wechsel vollzieht sich im Wesentlichen im Langhium (Abb. 1.7). Damit einhergehend ist auch ein Klimawechsel im Langhium zu beobachten. Im unteren Miozän herrschte ein feuchtes bis semi-arides Klima vor, während im Langhium ein deutlicher Wechsel zu ariden Bedingungen folgt. Während des Serravalliums und dem frühen Tortonium pendeln sich semi-aride Bedingungen ein.

Der beobachtete Abkühlungstrend entspricht der globalen klimatischen Tendenz. Für das Klima im frühen Burdigalium war eine Abkühlungsphase charakteristisch, während im späten Burdigalium und Langhium eine Erwärmung stattfand. Dieser Trend kehrte sich im frühen Serravallium wieder in eine Abkühlung um, die bis ins späte Serravallium anhielt (**Esteban, 1996**). **Antunes & Pais (1984)** geben ein ähnliches Muster für die Meerwassertemperaturkurve an. Für das Untermiozän geben sie Temperaturen zwischen 25 und 27°C an. Im Langhium erfolgt der Einbruch unter 24°C. Speziell beziehen sich diese Werte auf Untersuchungen im Unteren Tejo Becken bei Lissabon.

Estevens (2000) untersuchte die Verteilung von marinen Säugetieren im portugiesischen Neogen und stellt eine Temperaturabhängigkeit von Cetaceen und Sireniern vor. Er stellt fest, daß die wärme-liebenden Sirenier überwiegend im Bereich des Lissabon Beckens vorkommen und die Funddichte zur Algarve hin ausdünnert. Walreste sind dort hingegen von verschiedenen Lokalitäten bekannt. Sirenier bevorzugten warme, flachmarine, niedrigenergetische Bedingungen, während Wale kühlere, tiefere Meeresbereiche (z.B. Upwelling Areale mit hohem Aufkommen von Nährstoffen) benötigen. Das südlichste Vorkommen von Sireniern befindet sich in der hier bearbeiteten Zeitscheibe im Alvalade Becken (**Estevens, 2000**), welches sich nördlich der Algarve befindet.

1.11 Eustatik

Den vorliegenden Untersuchungen liegt die eustatische Meeresspiegelkurve nach **Haq et al. (1987)** rekali­briert nach **Berggren et al. (1995)** aus der Arbeit von **Hardenbol et al. (1998)** zu Grunde (Abb.1.7). Die rekali­brierte Meeresspiegelkurve von **Haq et al., (1987)** weist teilweise erhebliche Un­terschiede in der absoluten Altersdatierung der Stufengrenzen auf. Sie zeigt für das gesamte Miozän 10 transgressive Zyklen. Auf das Zeitfenster Burdigalium – Tortonium, also den hier betrachteten Zeitraum, entfallen sechs transgressive Zyklen.

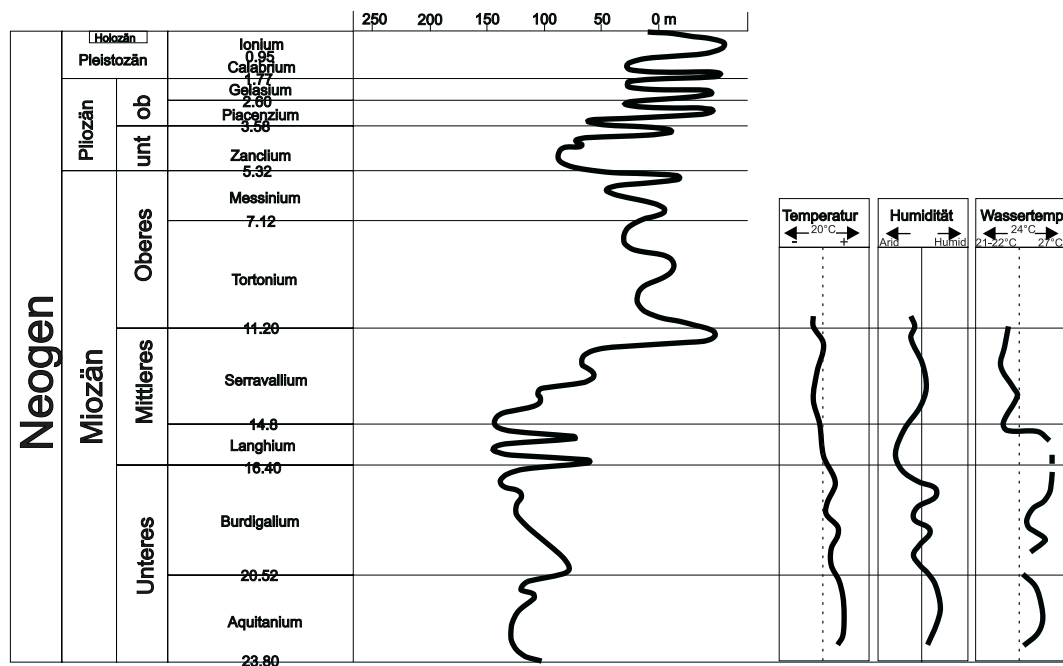


Abb.1.7: Eustatische Meeresspiegelkurve nach **Haq et al. (1987)** rekali­briert von **Berggren et al. (1995)**, verändert nach **Hardenbol et al. (1998)** und Klimakurve für das Miozän im unteren Tejo Becken , verändert nach **Antunes & Pais (1984)**.

2. Beschreibung der Profile

Die Lagos-Portimão Formation beschränkt sich auf einen schmalen küstenparallelen Streifen aus Sedimentgesteinen mit einem gemischt siliziklastisch-karbonatischen Charakter (Abb. 2.1). Zwischen Lagos im Westen und Olhos de Agua im Osten sitzen die Gesteine dem mesozoischen Basement auf und bilden somit einen Teil der Steilküste. Insgesamt wurden 16 Profile detailliert aufgenommen und durchgängig faziell beprobt, sowie Gamma-ray Messungen durchgeführt. An anderen Lokalitäten wurden lediglich Gamma Ray Logs erstellt und Fossilproben für Isotopieuntersuchungen gesammelt. Lokal durchgeführte geländestatistische Methoden (Point counting der Gesteinskomponenten größer 1 cm) erweitern den Datensatz. Welche Methoden explizit an den Lokalitäten durchgeführt wurden stellen die Abbildungen 2.3 - 2.17 (Abk. FP= Faziesprobe, GR = Gamma-Ray-Log, ISO = Isotopenmessungen, FC = Field counts) dar. Im folgenden werden die detailliert aufgenommenen Profile von West nach Ost beschrieben und als Verwitterungsprofile dargestellt.

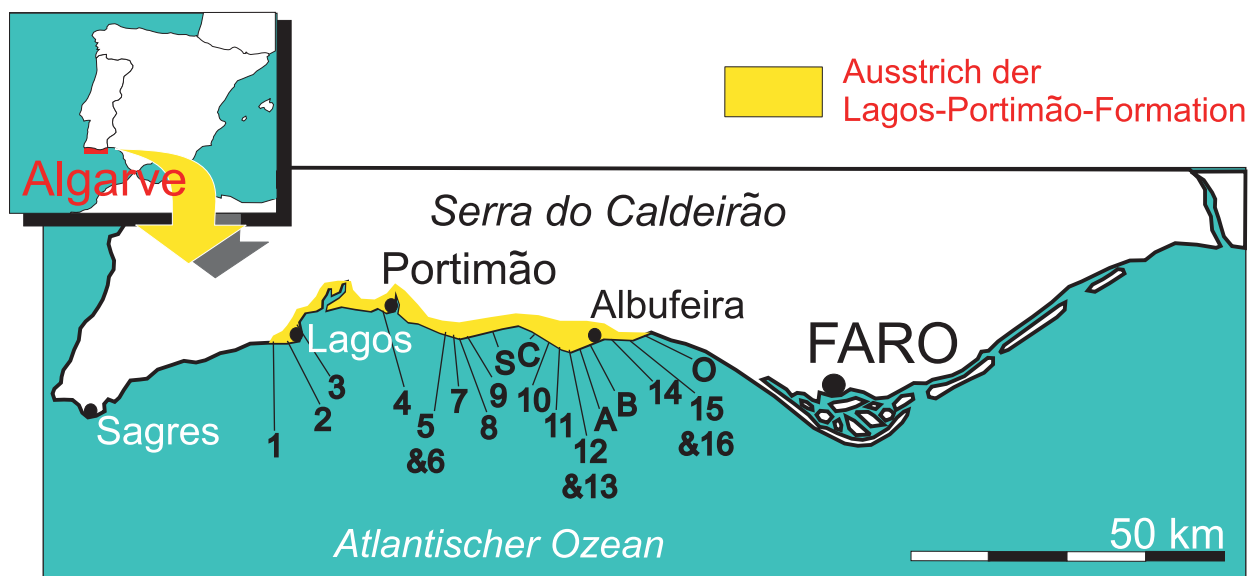


Abb. 2.1: Lage des Arbeitsgebietes, der Profile und einiger im Text erwähnter Lokalitäten. Profile: 1. CAN, 2. PDP, 3. ANA, 4. PDR, 5. ASO, 6. VDC, 7. LDL, 8. PDM/MW, 9. PAW, 10. PDG, 11. PDC, 12. PSR/RW, 13. ARI, 14. ALB, 15. MIW, 16. MIE; Lokalitäten: S. Senhora da Rocha, C. Praia do Castelo, A. Arrifão, B. Praia Baleeira, O. Olhos de Agua. Die Abkürzungen der Profile sind bei den jeweiligen Profilbeschreibungen erläutert.

	Auster		
	Bivalvenschale / <i>Pecten</i>		
	Steinkern grabender Bivalve		
	Gastropode		
	Coraline Rotalgen		
	Balanide		
	Echinoidenfragment		
	Solitärkoralle		
	Koloniale Koralle		
	Großforaminifere indet.		
H	Heterostegina/Operculina		
	Bryolith		
	Bryozoe mit foliater Wuchsform		
	Bryozoe mit ästig-verzweigter Wuchsform		
	Inkrust. Bryozoe mit lamellar konzentrischer Wuchsform		
	Inkrust. Bryozoe mit verzweigter Wuchsform		
	Inkrust. Bryozoe mit verzweigter Wuchsform und parasitären Koralle		
	<i>Clypeaster</i>		Schrägschichtung
	Bioturbation		Konkretionen/ linsige Schichtung
Qz	Kies		

Abb. 2.2: Legende zu den Profilen der Abbildungen 2.3 bis 2.17.

2.1 Profil Praia do Canavial (CAN)

Das Profil Praia do Canavial (CAN) befindet sich ca. 2,5 km südwestlich der Stadt Lagos (Carta Militar de Portugal, Blatt 602: Lagos), ca. 650 m östlich des Strandes Praia de Porto Mós und ca. 1 km westlich der touristischen Sehenswürdigkeit Ponta da Piedade, einer Gruppe von Karstlöchern und Höhlen. Dieses Profil wurde übersichtsweise in **Antunes et al. (1997)** publiziert.

Die Basis wird von unterkretazischen Kalksteinen gebildet (**Antunes et al., 1997**), die nach Westen ansteigen. In Porto de Mós wird die Steilküste ausschließlich aus Kreide gebildet. Die Lagos-Portimão Formation liegt winkeldiskordant auf dem kretazischen Basement, dessen Oberfläche von einem eisenverkrusteten Hartgrund gebildet wird (**Antunes et al., 1997**). Der neogene Teil (ca. 35 m) des Profils wird durch eine Rudstone-Lithologie dominiert, wobei der siliziklastische Anteil im Vergleich mit den anderen Profilen im Osten sehr gering ist. Die häufigsten skelettalen Elemente sind Bivalven (Pectiniden, Austern und Steinkerne von ursprünglich aragonitischen Bivalven). Es wechseln Schillbänke (Pectiniden und Austern) mit rhodolithen- und bryozoen-dominierten Schichten. Im Schichtpaket 9 und 10 treten Bryozoen in ästiger und knolliger Wuchsform gesteinsbildend auf. Schicht 16 besteht aus einer Großforaminiferenmassenlage. Der obere Teil des Profils (Schicht 18 – 21) wird von Bivalven und Schalenbruch dominiert.

Der Aufschluß ist über das gesamte Profil stark verkarstet. Karsttrichter reichen von der Oberfläche des Plateaus bis hinab in die Kreidekalksteine. In dem regenreichen Winter 1997/98 rutschte entlang einer Karstfläche ein Teil der Steilküste ab und begrub den Strand und die dortige Strandbar. Aufgrund der instabilen Klippensituation ist der Strand offiziell gesperrt. Umfangreiche Sanierungsarbeiten mit Betonarmierungen auf halber Höhe der Steilküste sollen Wohnhäuser an der Klippenkante vor weiterem Abbruch schützen.

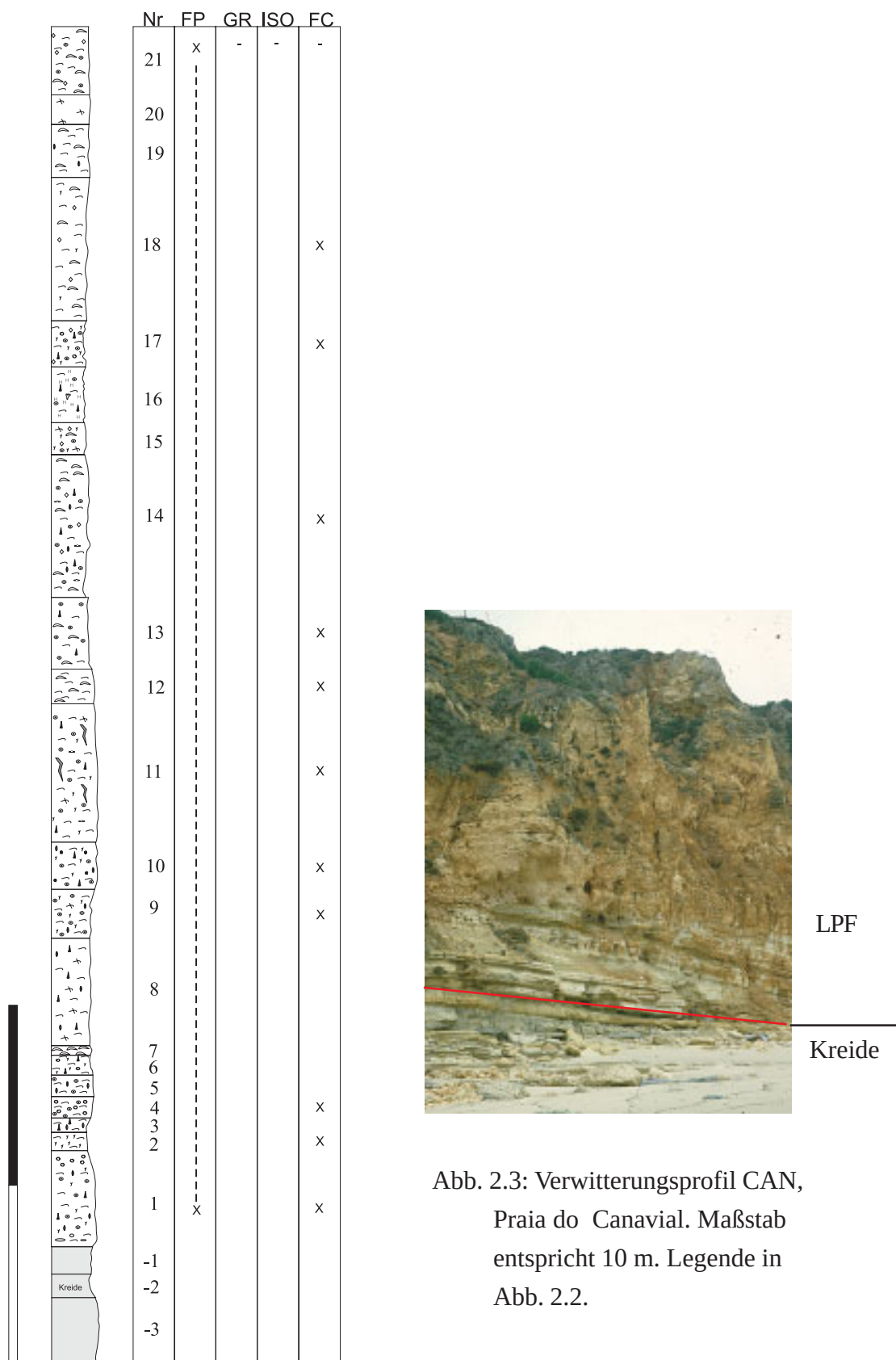


Abb. 2.3: Verwitterungsprofil CAN, Praia do Canavial. Maßstab entspricht 10 m. Legende in Abb. 2.2.

2.2 Profil Ponte da Piedade (PDP)

Das Profil Ponte da Piedade (PDP) befindet sich ca. 2 km südlich der Stadt Lagos (Carta Militar de Portugal, Blatt 602: Lagos), ca. 250 m nördlich der Landzunge Ponta da Piedade, einer Gruppe von Karstlöchern und Höhlen, auf dem Plateau der Steilküste.

Mit 7 m Mächtigkeit gehört dieses Profil zu den kürzesten aufgenommenen Profilen. Da es jedoch in der stratigraphischen Abfolge sehr hoch liegt, erschließt es einen Teil der oberen, sandigen Abfolge. Die Basis wird von einem mehrere Meter mächtigen, gelben, schwach fossilführenden Sandsteinpaket gebildet, dessen Untergrenze nicht aufgeschlossen ist. Die Fossilführung nimmt zum Top hin zu. Begrenzt wird dieses Paket durch einen knollig verwitternden, stark zementierten Sand-Kalksteinhorizont (Schicht PDP 3; 30 cm) mit vielen Steinkernen grabender Bivalven. Die Ober- und Untergrenzen dieses Horizontes sind durch scharfe Kontakte gekennzeichnet. Darüber folgt eine Rudstone Bank (1,1 m) mit Pectiniden- und Austernschalen bis 10 cm Durchmesser, sowie gut gerundeten Quarzkieseln (1 – 5 cm Ø). Der Top des Profils ist wieder durch ein gelbes, sandiges Schichtpaket (3,5 m) mit schwacher Fossilführung gekennzeichnet. Der oberste Meter des Profils (PDP 6) zeigt linsige Karbonatkonkretionen.

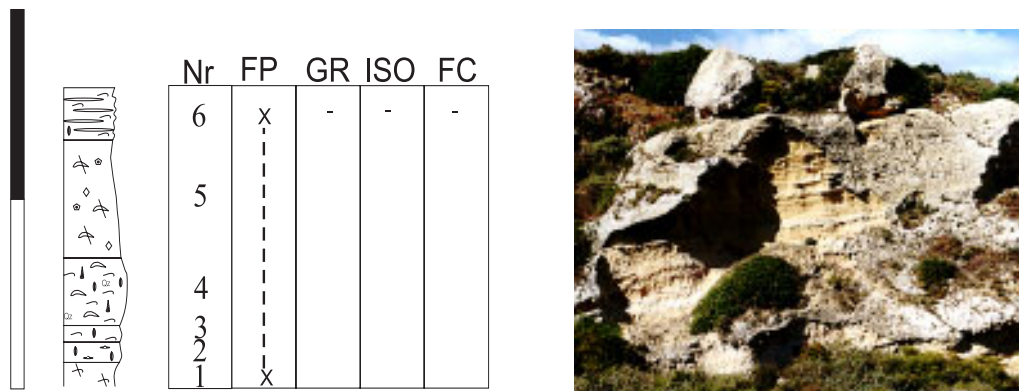


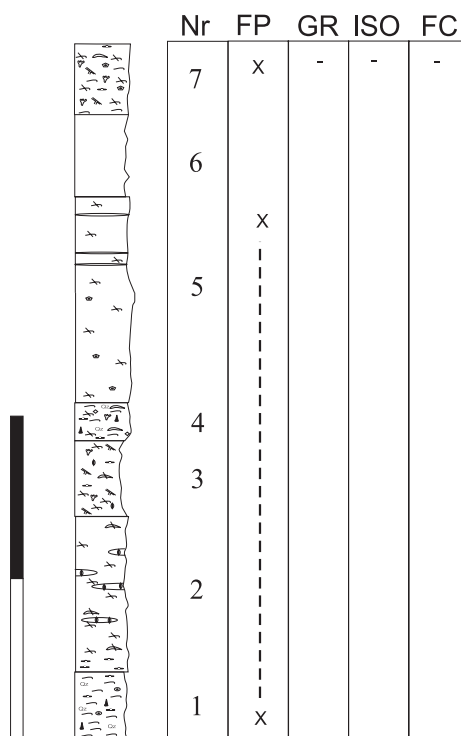
Abb. 2.4: Verwitterungsprofil PDP, Ponta Piedade. Maßstab entspricht 10 m. Legende in Abb. 2.2.

2.3 Profil Praia Dona Ana (ANA)

Das Profil Praia Dona Ana (ANA) befindet sich unmittelbar südlich der Stadt Lagos (Carta Militar de Portugal, Blatt 602: Lagos) im Bereich großer Hotelkomplexe am gleichnamigen Strand. Es wurde an der nordöstlichen Ecke des Strandes aufgenommen.

Die Basis des Profils besteht aus einem sandigen Rudstone mit großen Pectinidenschalen (< 10 cm), Clypeastern, celleporiformen Bryozoen in knolliger Wuchsform, Gastropoden und Quarzgeröllen (bis 2 cm Ø). Es folgen fossilführende, gelb-rötliche Sandsteine (6,5 m) mit überwiegend Schalenbruch kalzitischer Bivalven. Daneben treten *Clypeaster*, Steinkerne von grabenden Bivalven und Gastropoden, sowie vereinzelt fenestrate und foliate Bryozoen auf. Die Abfolge ist bioturbirt. Mit Schicht 4 wird ein Rudstone (1, 2 m) mit Schalenbruch, Pectiniden, Austern, Seeigeln (*Clypeaster* und grabende Formen), foliaten Bryozoen und Quarzgeröllen (bis 1 cm Ø) eingeschaltet. Danach folgen 12 m mächtige gelbe Sandsteine, die schwach fossilführend (Bruch von Kalzitschalern) und von stärker zementierten Bänken (30 cm) durchsetzt sind. Die oberste Schicht (ANA 7; 2 m) besteht aus einem sandigen Rudstone, der aus Kalzitschalerbruch, Pectiniden, Austern, foliaten Bryozoen sowie Echinodermenbruch besteht. Die Schicht ist bioturbirt.

Abb. 2.5: Verwitterungsprofil ANA, Praia Dona Ana. Maßstab entspricht 10 m. Legende in Abb. 2.2.



2.4 Profil Praia da Rocha (PDR)

Das Profil Praia da Rocha (PDR) befindet sich unmittelbar südlich der Stadt Portimão (Carta Militar de Portugal, Blatt 603: Portimão) am westlichen Ende des gleichnamigen Strandes des touristisch geprägten Vorortes Praia da Rocha. Es wurde an der Klippe aufgenommen, die die beiden Strände Praia da Rocha und den westlich der Klippe liegenden Praia do Vau voneinander trennt. Dieses Profil wurde übersichtsweise in **Antunes et al. (1997)** publiziert.

Die Basis des Profils besteht aus einem sandigen Rudstone mit Kalzitschalerbruch, Pectiniden und Austern, sowie Steinkernen von grabenden Bivalven und Gastropoden, Clypeastern, verzweigten celleporiformen Bryozoen, Solitärkorallen und Balaniden. Es ist eine inverse Gradierung zu beobachten. Das Fossilmaterial wird zum Top der basalen Schicht gröber. Der Großteil (ca. 18 m) des folgenden Profils besteht aus einer Wechselfolge von fossilführenden Sandsteinen und sandigen Rudstones. Die Fossilführung wird durch Kalzitschaler (Pectiniden, Austern, Schalenbruch), Steinkerne und Molds von grabenden Bivalven, Seeigeln und vereinzelt Bryozoen bestimmt. Bioturbation ist häufig. Am Top des Profils tritt ein grünlich-gelber, fossilführender Sandstein (ca. 5 m) mit eingelagerten knolligen Kalklinsen auf. Dieser Teil des Profils wird nach **Antunes et al. (1997)** in das Tortonium gestellt und soll basal ein Konglomerat mit Phosphatknollen aufweisen, was bei der vorliegenden Profilaufnahme nicht nachvollzogen werden konnte. Die gesamte Abfolge ist verkarstet und leicht verkippt. Abschiebungen mit geringen Versätzen (1 – 5 m) können im weiteren Verlauf entlang des Strandes beobachtet werden.

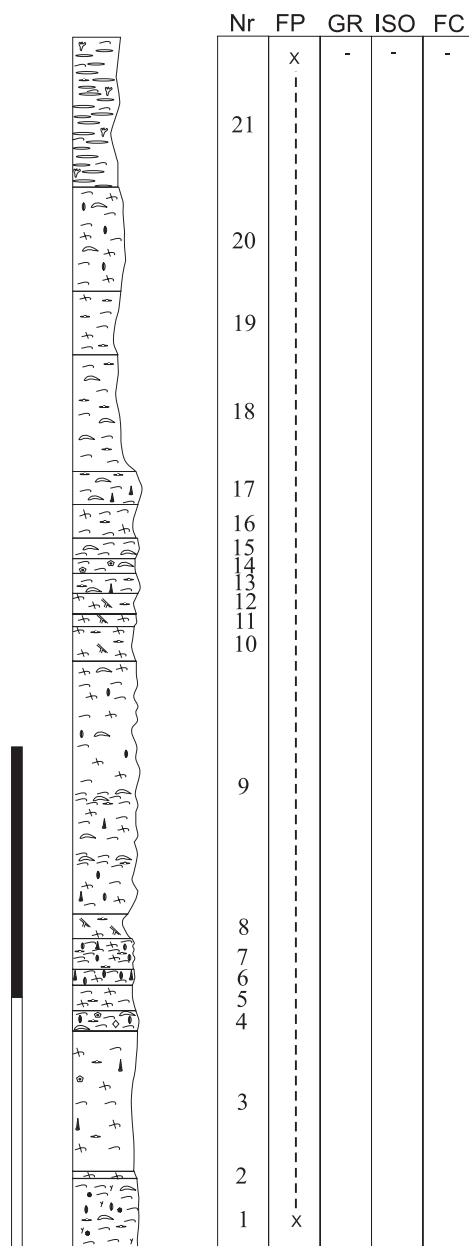
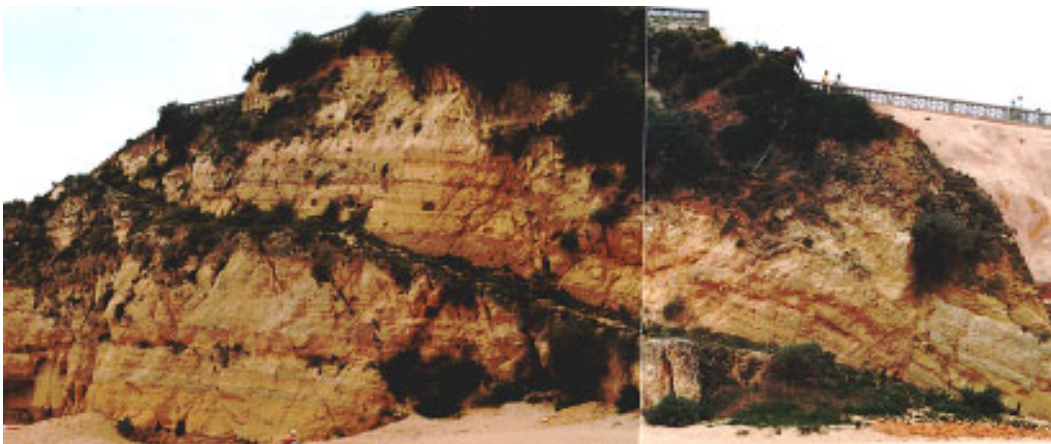


Abb. 2.6: Verwitterungsprofil PDR, Praia da Rocha . Maßstab entspricht 10 m. Legende in Abb. 2.2.



2.5 Profil Algar Sêco Ost (ASO)

Das Profil Algar Sêco Ost (ASO) befindet sich bei dem Ort Carvoeiro (Carta Militar de Portugal, Blatt 604: Lagoa) ca. 250 m östlich der touristischen Sehenswürdigkeit Algar Sêco, einer Gruppe von Karstlöchern und Höhlen.

Die Basis wird auf Meeresniveau von einer charakteristischen roten Schillbank (Leithorizont I sensu **Forst et al., 2000**) gebildet, welche auch an anderen Lokalitäten identifizierbar ist (Profil VDC, Lokalität Praia de Vale Centianes). Sie wird hauptsächlich von Pectinidenschalen aufgebaut. Untergeordnet treten Austern und Rhodolithe auf. Ein wesentliches Merkmal ist das Vorkommen von sektionierten tubulären Strukturen ($\varnothing$ 3 cm, Länge bis 100 cm). Diese Strukturen (s. a. Kap. 3) können nicht nur in dieser Schicht nachgewiesen werden, sondern kommen auch an der Kreide-Neogen-Grenze in der Lokalität Arrifão vor, wo sie von der LPF in die Gesteine der Kreide hinab reichen. Es handelt sich dabei um die Spuren von Bohrmuscheln.

Im Hangenden folgt ein Intervall (20 m) von fossilführenden Sandsteinen und sandigen Rudstones in Wechsellagerung. Die Gesteine sind reich an turmförmigen Gastropodensteinkernen, Steinkernen von grabenden Bivalven und zerbrochenen Pectinidenschalen. Die Steinkerne der Gastropoden und Bivalven sind mit orange-rotem Mikrit verfüllt. In verschiedenen Lagen kommen celleporiforme Bryozoen und clypeasteroide Seeigel vor. Benthische Großforaminiferen ("*Heterostegina*") sind Durchläuferformen, jedoch nie in großer Anzahl vorhanden. Bioturbation existiert in Form von Grabgängen und mottled structures über das gesamte Intervall verteilt.

Über dem eben beschriebenen Intervall befindet sich ein 4 m mächtiges rötliches Schillpaket, das aus disartikulierten und zerbrochenen Pectinidenschalen, Austern, grabenden Bivalven und vereinzelt celleporiformen Bryozoen aufgebaut ist. In der oberen Hälfte des Schills treten Rhodolithe auf. Es folgt ein 2 m mächtiges Paket aus fossilführendem Sandstein (ASO 19, 20). Auffällig daran ist das Vorkommen von dicht gepackten Kolonien aus verzweigten und konzentrisch-knolligen Bryozoen (*Calpensia* und celleporiforme) am Top der Schicht. Die großen Bryozoenkolonien ($\varnothing < 8$ cm) sind gut erhalten und zeigen typischerweise einen zentralen Hohlraum, welcher wahrscheinlich von der Inkrustierung der Bryozoen um ein nicht fossilisierbares Substrat herrührt. Dieses Paket (LH II sensu **Forst et al., 2000**) kann in allen Profilen mit dem gleichen stratigraphischen Niveau östlich vom Profil ASO nachgewiesen werden. Wobei die Dichte der Bryozoenkolonien von Lokalität zu Lokalität variiert. Die dichteste Packung der Bryozoenkolonien kann im Profil Praia do Marinha und in der Lokalität Praia do Benagil beobachtet werden.

Im Hangenden gehen stark fossilführende Sandsteine mit eingeschalteten Bänken von sandigen Kalksteinen in einen massiven Kalkstein über, der aus Schalenmaterial, Rhodolithen, Bryozoen und clypeasteroiden Seeigeln besteht. Benthische Großforaminiferen ("*Heterostegina*"), Stein-

kerne von Bivalven und Balaniden kommen vor, sind jedoch nicht häufig. Diese Abfolge umfaßt sechs Meter Mächtigkeit. Darüber folgt ein Sandstein der zum Top hin stärker fossilführend wird. Dort dominieren Kolonien von foliaten Bryozoen mit vereinzelt Anhäufungen von "Heterosteginen". Auch dieser Horizont (ASO 26-28; LH III sensu **Forst et al., 2000**) kann in verschiedenen Profilen östlich ASO nachgewiesen werden, wobei lokal die Fossilzusammensetzung variiert. Die letzten Meter des Profils sind stark mit Caliche überkrustet, können jedoch als grobkörniges Karbonatgestein angesprochen werden. An der Basis des Pakets treten verstärkt Steinkerne von Gastropoden auf, während Schalenmaterial im weiteren Verlauf dominiert. Nach einer Gesamtmächtigkeit von 38 Metern endet das Profil am Top der Steilküste.

2.6 Profil Vale Covo (VDC)

Das Profil Vale Covo (VDC) befindet sich bei dem Ort Carvoeiro (Carta Militar de Portugal, Blatt 604: Lagoa) ca. 150 m östlich des Profils Algar Sêco Ost (ASO), unterhalb des Hotels Almansor. Die Basis des Profils ist nur bei Nipptide zu erreichen. Das Profil erschließt die Schichtfolge unmittelbar unterhalb des zuvor beschriebenen Profils ASO.

Die Basis des Profils besteht aus einem sandigen Rudstone (1,1 m), der von Bivalvenschalen dominiert wird. Es folgt ein Pectinidenschill (30 cm) und ein rhodolithdominierter Rudstone (30 cm). Danach wird die Abfolge zunächst sandig. Bioturbirte, fossilführende Sandsteine (3,5 m) zeigen taschenartige Anreicherungen von Fossilien (grabende Bivalven, Cluster von celleporiformen Bryozoen, Heterosteginen). Bruch (>1 cm) kalzitischer Bivalvenschalen ist fein verteilt. Der Top der Schicht wird durch eine deutliche Fuge markiert. Unterhalb der Fuge treten in ursprünglicher Lebendstellung Steinkerne von grabenden Bivalven auf. Oberhalb der Fuge folgt ein Horizont (50 cm) mit Rhodolithen und Bivalven, der dann in einen charakteristisch rot gefärbten Schill übergeht. Dieser Schill (VDC 7, LH I) bildet die Basis von Profil ASO. Er ist an der Basis noch mit Rhodolithen durchsetzt und entwickelt sich zu einem Pectinidenschill. Die Erhaltung der Schalen ist sehr unterschiedlich. Es kommen stark zerbrochene Schalen neben gut erhaltenen vor. Die Obergrenze der Schicht ist durch ein unregelmäßiges Relief gekennzeichnet. In Vertiefungen sitzt das Sediment der überlagernden Schicht. Segmentierte Röhren bohrender Bivalven durchziehen das Gestein von der überlagernden Schicht aus. Die Wandung der Röhren ist mit einem feinkörnigen Sediment ausgekleidet. Fossile Wasserwaagen kommen in den einzelnen Segmenten der Röhren vor.

Die hangende Schichtfolge hat einen sandigen Charakter und entspricht dem basalen Teil von ASO. Es dominieren Bivalven in Form von Steinkernen grabender Bivalven und Bruch kalzitischer Schalen. Daneben treten Clypeaster und Heterosteginen auf. Das Profil endet nach ca. 12,5 m durch die Bebauung des Hotels Almansor.

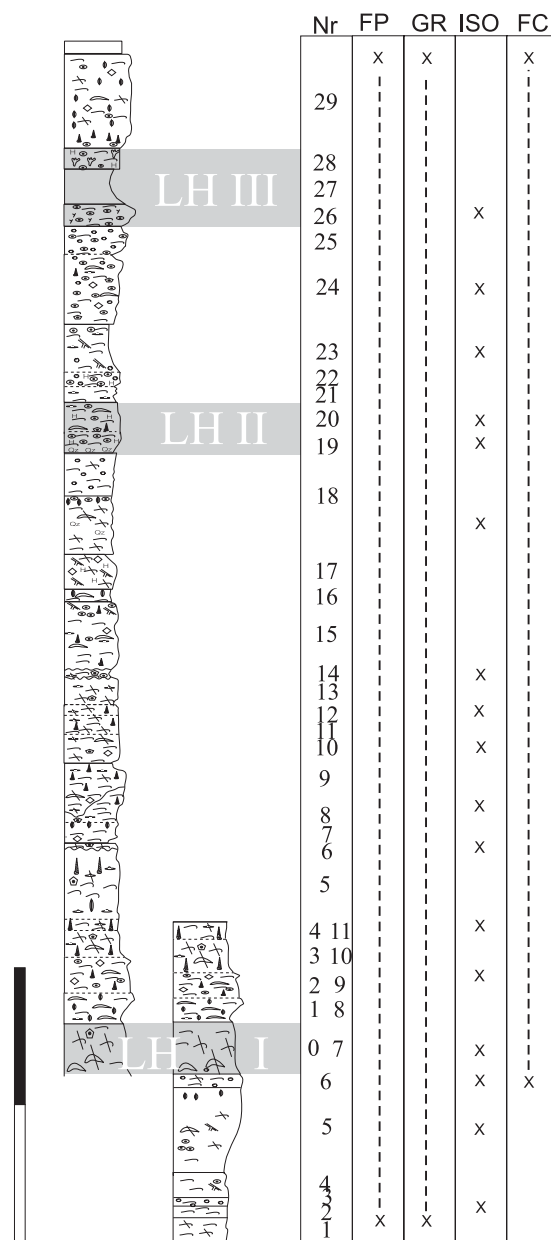


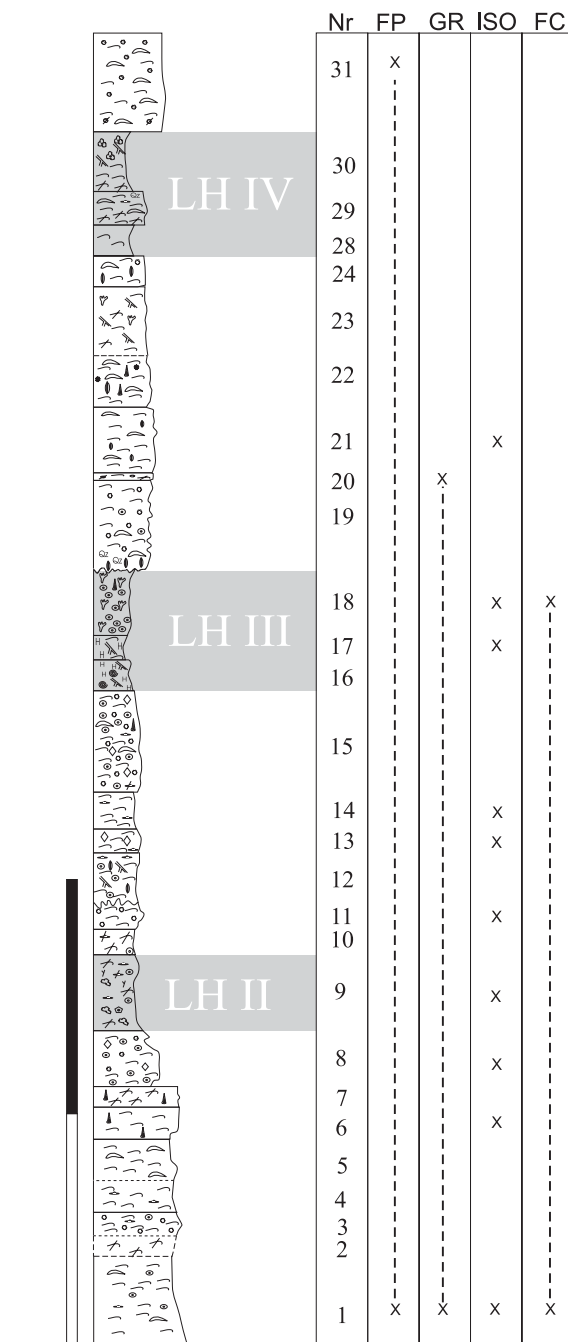
Abb. 2.7: Verwitterungsprofile ASO und VDC, Algar Sêco Ost und Vale Covo. Die Leithorizonte I - III (sensu **Forst et al., 2000**) sind grau markiert. Maßstab entspricht 10 m. Legende in Abb. 2.2.

2.7 Profil Leixão do Ladrão

Das Profil Leixão do Ladrão (LDL) befindet sich 400 m östlich des Leuchtturms Cabo Carvoeiro unterhalb des Hotelkomplexes des Club Atlantico (Carta Militar de Portugal, Blatt 604: Lagoa). Die LDL-Lokalität zeigt starke Verkarstungserscheinungen. Eine Gruppe von Karstlöchern und kollabierte natürliche Brücken formen eine kleine Bucht, in der man bis zur Basis des Profils am Meeresspiegel hinabsteigen kann.

Das Profil fängt am Meeresspiegel mit einer Abfolge (5 m) aus fossilführenden Sandsteinen an, in die bei etwa drei Meter eine Schicht rhodolithenreichen Rudstones (45 cm) eingeschaltet ist. Im weiteren Verlauf geht der Sandstein in einen kalkigen Sandstein und einen sandigen Kalkstein mit einer massiven Schillbank am Top über. Diese Bank enthält Pectiniden, Austern und am Top Rhodolithen und ist rötlich gefärbt. Darüber folgt ein fossilführender Sandstein (LDL 9, 2 m), reich an verzweigten und konzentrisch-knolligen Bryozoen (*Calpensia* und Celleporiforme). Es handelt sich um die laterale Fortsetzung des Leithorizontes II (Forst et al., 2000), wobei die Dichte der Bryozoenkolonien größer als in ASO ist. Weitere skeletale Komponenten sind zerbrochene Schalen von Pectiniden und Austern, Bryozoen in verschiedenen Wuchsformen (fenestrate, massiv foliate und knollige Formen), sowie clypeasteroide Seeigel. Es folgt eine Abfolge (6 m) von alternierenden Schichten aus grobkörnigen bioklastischen Kalksteinen (Rudstones) mit eingeschalteten fossilführenden Sandsteinen. Als Biogene sind zerbrochenes Schalenmaterial und Bryozoen enthalten. Innerhalb dieses Intervalls nehmen Rhodolithe graduell nach oben hin zu. Auf diesem Intervall liegt ein prominentes Sandsteinpaket (2, 9 m) von kräftiger gelber Farbe. Es setzt sich aus drei Schichten (LDL 16-18) zusammen und entspricht dem Leithorizont III (Forst et al., 2000). Die Basis ist stark bioturbiert. Es dominieren Grabbauten des *Thalassinoides*-Typs. Benthische Großforaminiferen ("*Heterostegina*") sind häufig. Foliate Bryozoen nehmen innerhalb dieses Pakets zum Top hin zu und dominieren in der obersten Schicht. Daneben kommen massive verzweigte und knollige Bryozoenkolonien vor. Ein typisches Merkmal für diese Schicht, die sich nach Osten weiterverfolgen läßt, sind kleine grabende irreguläre Seeigel (2 cm). Über dieser prominenten Einheit folgt eine Abfolge (7 m) von mehr oder weniger grobkörnigen Karbonatgesteinen. Schalen und Steinkerne von Bivalven sind die dominanten Biogene. Untergeordnet treten Rhodolithe, Bryozoen, Balaniden, Gastropoden und selten Solitärkorallen auf. Bemerkenswert ist das Vorkommen von isolierten Kolonien ($\varnothing > 20$ cm) der zooxanthelaten Koralle *Tarbellastrea* in Schicht LDL 21. Diese Korallen sind an der Algarve nur auf einen Horizont beschränkt. Der beste Aufschluß des Horizontes befindet sich im Profil Praia Albandeira (PAW 4-5). Die zooxanthelaten Korallen inkrustieren sekundäre Hartgründe, in der Regel dienen dazu Austernschalen. Es wird nie ein riffbildendes Stadium oder eine boundstone-Gefüge erreicht. Dieser überwiegend karbonatische Intervall endet mit einem

weiteren prominenten Horizont, der in den östlichen Profilen nachweisbar ist (Leithorizont IV, sensu **Forst et al., 2000**). Diese Einheit (LDL 28-30) wird von zwei gelben fossilführenden Sandsteinbänken gebildet, in die ein Schill eingeschaltet ist. Der untere Sandstein (50 cm) ist arm an zerbrochenen Pectinidenschalen und geht graduell in den zwischengelagerten Schill über. Der Schill (90 cm) besteht aus Einzelklappen von Pectiniden und Austern. Die Schalen sind verhältnismäßig groß und erreichen Durchmesser von 10 cm. Häufig sitzen Balaniden als Inkrustierer auf den Schalen. Der obere Sandstein (1,35 m) besitzt als Besonderheit Dickichte (thickets) aus Kolonien der Bryozoe *Celleporaria palmata* in Dezimeter-Größe. Die gut erhaltenen Kolonien (< 10 cm) sind von verzweigter Wuchsform und zeigen kleine Vertiefungen ($\varnothing$ 1,5 mm), welche als Spuren der in Symbiose lebenden Koralle *Culicia parasitica* gedeutet werden können (**Pouyet, 1973; Spjeldnaes & Moissette, 1997**). Diese Vergesellschaftung ist in der LPF einzig auf diese Schicht beschränkt. Im oberen Teil dieser Schicht erscheint eine große Anzahl von *Thalassinoides*-Grabbauten, welche mit Rhodolithenklasten (> 1 cm) aus dem darüberliegenden Schichtpaket verfüllt sind. Weitere Grabgänge zeigen das typische Meniskus-Stopfmuster von Echinoidenspuren. Kleine irreguläre Seeigel und kleinwüchsige Pectinidenschalen (2-3 cm) sind ebenfalls für diese Schicht typische faunale Elemente. Die Aufteilung dieser Einheit mit den beiden zurückwitternden Sandsteinbänken und dem kompetenteren Schill dazwischen macht sie in den Wänden der Steilküste gut erkennbar. Weiterhin bieten Lithologie und biogene Zusammensetzung dieser Einheit ein gutes Erkennungsmerkmal, so daß sie ebenfalls weit nach Osten verfolgbar ist. Den Abschluß des Profils bildet eine massive, grobkörnige Kalksteinbank, die hauptsächlich aus Rhodolithen und Bivalvenschalen aufgebaut ist. Im Dünnschliff zeigen manche Rhodolithe als Nucleus stark abgerollte Fragmente der Koralle *Porites*.



LH IV

LH III

LH II



Abb. 2.8: Verwitterungsprofil LDL, Leixão do Ladrão. Die Leithorizonte II - IV (sensu **Forst et al., 2000**) sind grau markiert. Maßstab entspricht 10 m. Legende in Abb. 2.2.

2.8 Profile Praia do Marinha (PDM) und Marinha West (MW)

An der Lokalität Praia do Marinha wurden aufgrund der Geländegegebenheiten zwei Teilprofile aufgenommen. Profil Praia do Marinha (PDM) erfasst den basalen Teil ab der rezenten Strandlinie, während das Profil Marinha West (MW) den oberen Teil des Aufschlusses dokumentiert. Das MW Profil wurde 100 m westlich des PDM Profils von einer Verebnungsfläche in der Steilküste aus gemessen, die vom Strand her nicht zugänglich war.

Die Profile PDM und MW befinden sich 1,5 km östlich des kleinen Ortes Benagil am namengebenden Strand Praia do Marinha, der für seine natürlichen Brücken bekannt ist (Carta Militar de Portugal, Blatt 604: Lagoa).

Die Basis des PDM Profils wird von einem fossilführenden Sandstein (1, 8 m) gebildet. Als Fossilführung kommen zerbrochene Schalen und Steinkerne von Bivalven und Austern vor. Daneben treten ästige celleporiforme und foliate Bryozoen, Steinkerne von verschiedenen Gastropoden und benthische Großforaminiferen (*“Heterostegina”*) auf. Vereinzelt erscheinen clypeasteroide Seeigel. Diese Schicht entspricht dem Top einer sandigen Folge, die in mehreren Profilen (ASO, LDL, PDC) an der Basis auftritt. Darüber folgt eine Abfolge aus sandigen Kalksteinen (3, 85 m), die in den lateralen Profilen deutliche Fazieswechsel vollzieht (s.a. Abb.7.3). Nach Westen (ASO und LDL) verzahnen sich diese sandigen Schichten mit einem rötlichen Schill, während nach Osten (PDC und PSR) ein buntfleckiger Sandstein mit Steinkernen von grabenden Bivalven erscheint. In PDM herrscht ein Übergangscharakter vor. Die Schichten sind deutlich sandiger als in ASO und LDL, jedoch ebenso deutlich reicher an Kalzitschalern als in PDC und PSR. Die Fossilführung wird in PDM von Mollusken dominiert. Schalen von Pectiniden, Austern, Steinkerne grabender Bivalven und Gastropoden bestimmen das Bild. Untergeordnet treten lokal ästige celleporiforme Bryozoen und Rhodolithe auf. Vereinzelt, jedoch in der ganzen Abfolge, sind benthische Großforaminiferen (*“Heterostegina”*) vorhanden. Am Top des Pakets erscheint ein Horizont (PDM 7 und 8; 70 cm), der reich an Rotalgen ist. Dieses Phänomen erscheint durchgängig in allen Profilen, ungeachtet des lateralen Fazieswechsels in der liegenden Abfolge. Der Gehalt an Rotalgen nimmt innerhalb des Horizonts zum Hangenden zu. An der Basis herrschen Rotalgenbruchstücke vor, zum Top hin sind es Rhodolithe. Untergeordnet treten Schalenbruchstücke und Echinodermenbruchstücke auf.

Darüber folgt Leithorizont II (Forst et al., 2000), der in allen Profilen östlich ASO auftritt. Die Einheit (PDM 9-10, 2 m) besteht aus sandigem Rudstone, der im wesentlichen aus Kolonien der Bryozoengattung *Calpensia* und verzweigten, celleporiformen Bryozoen aufgebaut ist. Die Bryozoenkolonien zeigen einen zentralen zylindrischen Hohlraum, der auf ein nicht verkalktes Substrat (z.B. Seegras; Nebelsick, 1989) hinweist. Die Konzentration der Bryozoenkolonien ist im

Profil PDM und in der benachbarten Lokalität Praia do Benagil am Höchsten (< 50% der Biogene). Die Bryozoenfauna ist in dieser Einheit sehr vielfältig. Es kommen weiterhin cellepori-forme Bryozoen in anderen Wuchsformen, foliate und fenestrate Bryozoen vor. Daneben treten untergeordnet Pectiniden, irreguläre kleine Echiniden und benthische Großforaminiferen ("*Heterostegina*") auf. Im Hangenden folgt eine Abfolge (5 m) von fossilführenden Kalksandsteinen und Kalksteinen. Die Fossilführung wird von Pectinidenschalen und Austern dominiert. Untergeordnet treten Bryozoen verschiedener Wuchsformen, Steinkerne von grabenden Bivalven und Gastropoden, sowie Echinodermenreste (*Clypeaster* und kleine irreguläre Seeigel) auf. Am Top der Abfolge erscheinen zunehmend Rotalgen. Benthische Großforaminiferen ("*Heterosteginen*") sind vorhanden, jedoch selten.

Die nächste Einheit, ein gelber Sandstein (PDM 16; 2, 3 m) bildet Leithorizont III, der ebenfalls in allen Profilen östlich ASO nachweisbar ist und eine charakteristische Hohlkehle bildet. In PDM ist die Fossilführung gering. Es kommen kleine Pectiniden, kleine grabende Seeigel und Heterosteginen (bis Ø 2 cm) vor. An anderen Lokalitäten treten Heterosteginen in diesem Horizont gesteinsbildend auf. Die Dominanz von foliaten Bryozoen im oberen Teil der Einheit, wie sie in ASO und LDL vorkommt, kann hier ebenfalls nicht beobachtet werden. Vereinzelt treten celleporiforme Bryozoen auf. Im Hangenden folgt eine Einheit (3, 7 m) gut zementierter Gesteine, die von der Basis (sandiger Rudstone) zum Top (Feinsandstein, knollig verwitternd) graduell feiner wird. Es vollzieht sich ein Wechsel von Schillfazies an der Basis zu einer steinkerndominierten Fazies in der Mitte und einer fossilarmen Fazies mit wenigen Klasten von kalzitischen Bivalven, Bryozoen und Rhodolithen am Top. Die mittlere hartzementierte Bank kann mit der korallenführenden (*Tarbellastrea*) Schicht in LDL und PAW korreliert werden. Es konnten jedoch an der hier beschriebenen Lokalität keine zooxanthelaten Korallen nachgewiesen werden. Aufgrund intensiver Verkarstung kann das Profil an dieser Stelle nicht weiter aufgenommen und beprobt werden. Deshalb wurde lateral verstetzt ein Anschlußprofil aufgenommen.

Das Profil MW fängt an der Basis überschneidend mit dem knollig verwitternden Feinsandstein vom Top des Profils PDM an. Darüber schließt sich eine bivalvendominierte Abfolge (4, 2 m) aus sandigen Rudstones an. Diese Schille werden hauptsächlich aus Pectiniden und Austern aufgebaut. Untergeordnet treten Balaniden und Bryozoen auf. Im Anschluß folgt Leithorizont IV (MW 3-5; **Forst et al., 2000**). Die Einheit wurde bereits ausführlich im LDL-Profil beschrieben und weicht in Lithologie und Fossilgehalt nicht ab. Lediglich die Mächtigkeiten der einzelnen Horizonte variieren lateral. Im Profil MW besitzt der untere Sandsteinhorizont eine Mächtigkeit von 40 cm, der Zwischenschill beträgt 75 cm und der obere Sandstein mit den charakteristischen Bryozoendickichten (*Celleporaria palmata* mit Relikten von *Culicia parasitica*) und den *Thalassinoides*-Grabgängen ist 1, 7 m mächtig. Die letzte Einheit (5, 1 m) umfasst grobe Kalk-

steine, die aus Pectiniden- und Austernschalen, sowie Rhodolithen und vereinzelt Bryolithen aufgebaut sind. *Clypeaster*, *Schizaster* und benthische Großforaminiferen (“*Heterostegina*”) kommen untergeordnet vor. Das Top des Profils besteht aus einer Karstdepression, die mit roten und gelben feinkiesigen Sanden (Olhos de Agua Sands, Quartär) verfüllt ist.

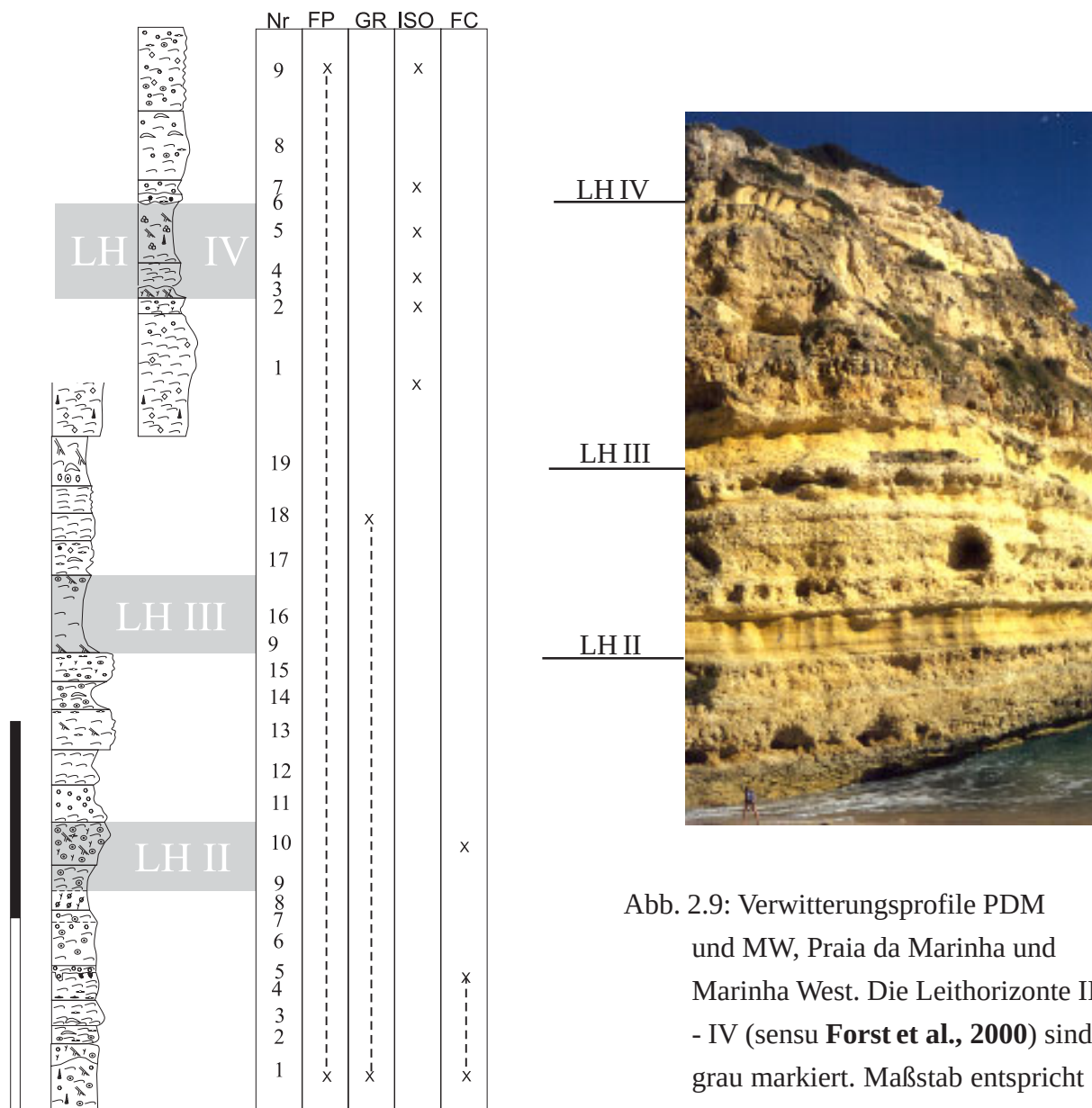


Abb. 2.9: Verwitterungsprofile PDM und MW, Praia da Marinha und Marinha West. Die Leithorizonte II - IV (sensu **Forst et al., 2000**) sind grau markiert. Maßstab entspricht 10 m. Legende in Abb. 2.2.

2.9 Profil Praia de Albandeira West (PAW)

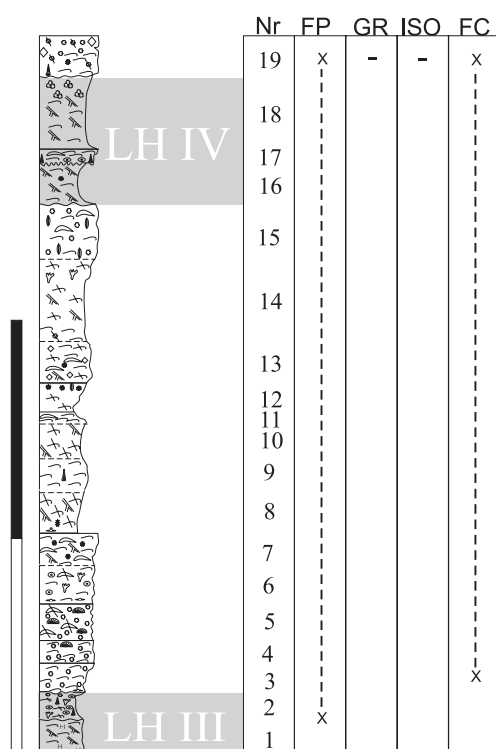
Das Profil Praia de Albandeira West (PAW) befindet sich 0,75 km östlich des Profils Praia do Marinha am namensgebenden Strand Praia de Albandeira (Carta Militar de Portugal, Blatt 604: Lagoa). Während die Basis direkt auf der westlichen Seite des Strandes aufgenommen werden konnte, mußte der Rest des Profils aufgrund von Verkarstungen eine Bucht weiter westlich (ca. 100 m) aufgenommen werden.

Die Basis des Profils wird von einem gelben Sandstein (1, 2 m) gebildet, der von benthischen Großforaminiferen (*“Heterostegina”*) dominiert wird. Untergeordnet treten kleinwüchsige Pectiniden auf. Am Top der Schicht konzentrieren sich foliate und fenestrate, sowie vereinzelt celleporiforme Bryozoen. Kleine irreguläre Seeigel und Klasten von Clypeasteroiden kommen vor. Die Schicht ist bioturbiert. Dabei handelt es sich um Leithorizont III (**Forst et al., 2000**). Im Anschluß folgt eine Serie von hart zementierten Karbonatgesteinen (4, 5 m). Der untere Teil dieser Serie (PAW 4-5) zeichnet sich durch das Vorkommen von Korallen der Gattung *Tarbellastrea* aus. Sie inkrustieren sekundäre Hartgründe, welche in der Regel von Austernschalen gebildet werden. Diese Inkrustationen sind nicht sehr häufig und erreichen Durchmesser von maximal 20 cm. Es wird nie ein riffbildendes Stadium oder eine boundstone-Textur erreicht. Weitere faunale Elemente dieser Abfolge sind Rhodolithe, Schalen von kalzitischen Bivalven (Pectiniden und Austern) und celleporiforme Bryozoen. Untergeordnet treten Bryozoen anderer Wuchsformen, Steinkerne von grabenden Bivalven und Gastropoden, sowie Bruchstücke von Echinodermen auf.

Im Hangenden folgt eine Wechsellagerung aus fossilführenden Sandsteinen, sandigen Kalksteinen und Rudstones (8, 1 m). Im wesentlichen ist diese Abfolge bivalvendominiert. Pectiniden- und Austernschalen, sowie Steinkerne von grabenden Bivalven bestimmen den Fossilinhalt. Lokal sind Bryozoen (celleporiforme und foliate) vorhanden. Untergeordnet treten Steinkerne von Gastropoden, Einzelkorallen und Bruchstücke von Echinodermen auf.

Bioturbation erscheint als irreguläre Muster und in Form von *Thalassinoides*-Bauten. Am Top der Einheit werden Rotalgen häufiger, zunächst als Bruchstücke von Rotalgenästchen, in der obersten Schicht (PAW 15) als Rhodolithe. Über dieser Serie folgt Leithorizont IV (**Forst et al., 2000**). Im vorliegenden Profil ist der untere Sandsteinhorizont mächtiger (1 m) als in den bisher beschriebenen Profilen (LDL, MW) und weicht auch im Fossilgehalt ab. Es dominieren Klasten von Kalzitischalern (< 1 cm). Weitaus seltener sind intakte Schalen (> 5 cm) von Pectiniden und *Spondylus* sp. (doppelklappig). Kleine irreguläre Seeigel, benthische Großforaminiferen (*“Heterostegina”*), Einzelkorallen und Bryozoen (celleporiforme, ästige mit zentralem Hohlraum

und foliate) sind weitere faunale Elemente. Diese Faunenzusammensetzung ist aus den anderen Profilen für diesen Horizont nicht bekannt. Bioturbation tritt in Form von *Thalassinoides*-Bauten auf. Der zwischengelagerte Schill (40 cm) besteht aus großwüchsigen Pectiniden, Austern und *Spondylus* sp. (10–15 cm). Untergeordnet treten Balaniden, Steinkerne von Gastropoden und ästige celleporiforme Bryozoen mit zentralem Hohlraum auf. Am Übergang zum oberen Sandsteinhorizont dieser Einheit dominieren kleinwüchsige Pectinidenschalen (< 3 cm). Der obere Sandsteinhorizont (1,8 m) zeigt die bereits beschriebene Fazies (*Thalassinoides*-Bauten mit Rot-algenklasten verfüllt) und Fauna (*Celleporaria palmata* mit *Culicia parasitica*, kleine irreguläre Seeigel und Pectiniden). Am Top des Horizont treten Heterosteginen, kleine grabende Seeigel und vereinzelt foliate Bryozoen auf. Das Profil endet mit einem groben Rudstone (1 m) aus Rotalgen, Bivalven (Steinkerne, Pectiniden und Austern) und Bryozoen (ästige Celleporiforme mit zentralem Hohlraum). Untergeordnet treten Heterosteginen und Steinkerne von Gastropoden auf.



Korallenhorizont



Abb. 2.10: Verwitterungsprofil PAW, Praia Albandeira. Die Leithorizonte III-IV (sensu **Forst et al., 2000**) sind grau markiert. Maßstab entspricht 10 m. Legende in Abb.2.2.

2.10 Praia da Galé (PDG)

Das Profil Praia da Galé (PDG) befindet sich 4, 5 km östlich des Ortes Armacão de Pera und 4, 5 km westlich der Stadt Albufeira am Strand des kleinen Badeortes Praia da Galé (Carta Militar de Portugal, Blatt 605: Albufeira).

Das Profil ist mit 8 m eines der kürzeren Profile und erschließt den obersten Teil der stratigraphischen Abfolge westlich von Algar Sêco.

An der Basis setzt das Profil mit einem Kalksteinpaket (3, 4 m) ein, welches von Rhodolithen dominiert wird. Zum oberen Teil des Kalksteinpakets nimmt der Gehalt an siliziklastischen Material, sowie an Bivalvenschalen (Pectiniden, *Spondylus*) zu. Weitere faunale Elemente dieses Pakets sind knollige celleporiforme Bryozoen, benthische Großforaminiferen (*Heterostegina*) und clypeasteroide Seeigel. Der sandige Rudstone geht graduell in einen fossilführenden Sandstein (4 m) über. Basal ist der Sandstein stark bioturbiert. In der Fossilführung dominieren zerbrochene Pectinidenschalen. Untergeordnet treten selten knollige celleporiforme Bryozoen und Steinkerne von Gastropoden auf. In der Mitte des Sandsteinpakets (2 m) ist eine Konzentration von Clypeastern aufgeschlossen, die im Gegensatz zu den typischen Vertretern in der LPF eine nur sehr flache Aufwölbung der Corona zeigen. Der über dieser Einschaltung liegende obere Teil des Sandsteinpakets zeigt nur wenige kleinwüchsige Pectinidenschalen, lokal Anhäufungen von Balaniden und Fragmente der infaunalen Bivalve *Pinna*. Eine irreguläre Erosionsoberfläche bildet den Kontakt zu einem grauen sandigen Rudstone (40 cm) am Top des Profils. Dieser Horizont weist Pectiniden, Austern, große Balaniden, Steinkerne grabender Bivalven und Bruchstücke von Clypeastern auf. Quarzgerölle (2 cm) treten ebenfalls auf.

Verfolgt man die Basis des Profils zum benachbarten Strand von Praia do Castelo, so erkennt man den Anschluß an die rhodolithendominierten Schichten über dem Leithorizont IV (Forst et al., 2000), die in den meisten anderen Profilen den Top bildet.

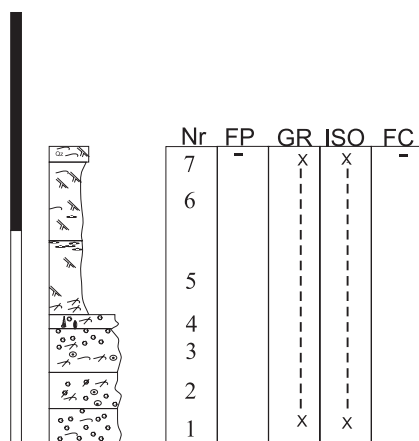


Abb. 2.11: Verwitterungsprofil PDG, Praia da Galé. Maßstab entspricht 10 m. Legende in Abb. 2.2.

2.11 Profil Praia do Coelho (PDC)

Das Profil Praia do Coelho (PDC) befindet sich 1,3 km östlich des Profils Praia da Galé und 3,1 km westlich der Stadt Albufeira am namensgebenden Strand Praia do Coelho (Carta Militar de Portugal, Blatt 605: Albufeira).

An der Basis des Profils liegen sandige Kalksteine und fossilführende Sandsteine (4 m). Die Gesteine sind molluskendominiert (Pectiniden, Austern, Steinkerne von doppelklappigen grabenden Bivalven, Gastropoden). Die Füllungen der Molds und Steinkerne der Bivalven sind von unterschiedlicher Färbung, was dem Gestein eine fleckige Erscheinung gibt. Weiter im Westen (zwischen LDL und PDM) verzahnt sich dieser buntfleckige Kalksandstein mit einem Rudstone aus Pectiniden und Austern. Weitere Komponenten dieser basalen Einheit sind Heterosteginen, Echinodermen, Rotalgen und vereinzelt Bryozoen. Die oberste Schicht der Abfolge zeichnet sich durch das massierte Vorkommen von Rhodolithen aus. Darüber folgt ein Paket aus drei Schichten (PDC 4-6; 1,4 m), welches von fossilführendem Sandstein in einen Rudstone übergeht und reich an Bryozoen ist. Es handelt sich um Leithorizont II (**Forst et al., 2000**). Es dominieren cel-leporiforme Bryozoen in ästiger Wuchsform mit einem zentralen Hohlraum. Daneben kommen, vor allem basal, foliate und fenestrate Bryozoen vor. Schalenbruch von Pectiniden und Austern, sowie Heterosteginen, Rotalgen und Echinodermen sind weitere Biogene. Im weiteren Verlauf des Profils folgt eine Abfolge (6, 7 m) aus fossilführenden Sandsteinen und Kalksteinen. Die Fossilführung wird im wesentlichen von Bivalven (Pectiniden und Austern) dominiert. Untergeordnet treten Bryozoen in verschiedenen Wuchsformen, sowie Rotalgen und Echinodermen auf. Die Schichten PDC 9 und 10 bilden den Leithorizont III (**Forst et al., 2000**). Dort dominieren benthische Großforaminiferen ("*Heterostegina*"; max. Ø 2 cm). Der darüberliegende Horizont (PDC 11; 0,9 m) besteht aus einem braunen schwach fossilführenden Sandstein, der an der Basis bioturbiert ist. In den westlichen Profilen bekommt dieser Horizont unregelmäßige, an Boudins erinnernde Ober- und Untergrenzen, was wahrscheinlich auf Druckentlastung im Zuge der Diapirbewegungen des Albufeira Salzdomes zurückzuführen ist.

Es folgt ein Kalksandstein (0,6 m), der trogförmige Schrägschichtungskörper im Dezimeterbereich zeigt und der nach Westen auskeilt. Darüber folgt ein kalkig dominiertes Intervall (7,3 m) mit groben Rudstones, hart zementierten, fossilführenden Kalksandsteinen und sandigen Rudstones. Schalenmaterial von Pectiniden und Austern, sowie Steinkerne von grabenden Bivalven dominieren. Untergeordnet treten lokal Rotalgen und Bryozoen auf. Heterosteginen sind überall vorhanden, jedoch selten. Weiterhin kommen Gastropoden und Echinodermen (*Clypeaster*) vor.

Im Anschluß folgt mit PDC 20-22 Leithorizont IV (**Forst et al., 2000**). Fazies und Fossilführung des Pakets zeigen die typische Ausbildung. Den Abschluß des Profils bildet eine karbonatische Abfolge (3, 5 m) aus mollusken- und rotalgendominierten Rudstones. Untergeordnet treten fol-iate und cellepori-forme Bryozoen, Steinkerne von Gastropoden, *Clypeaster* und Heterosteginen auf. In der Mitte der Abfolge treten linsenförmige Anreicherungen mit relativ großen Schalen ($\varnothing > 10$ cm; Pectiniden, Austern) und Clypeastern auf. Am Top der Abfolge dominieren Austern in zwei unterschiedlichen Gattungen. Die Schalen der Austern sind gut erhalten, während Pectiniden und Echinodermen als Klasten vorliegen.

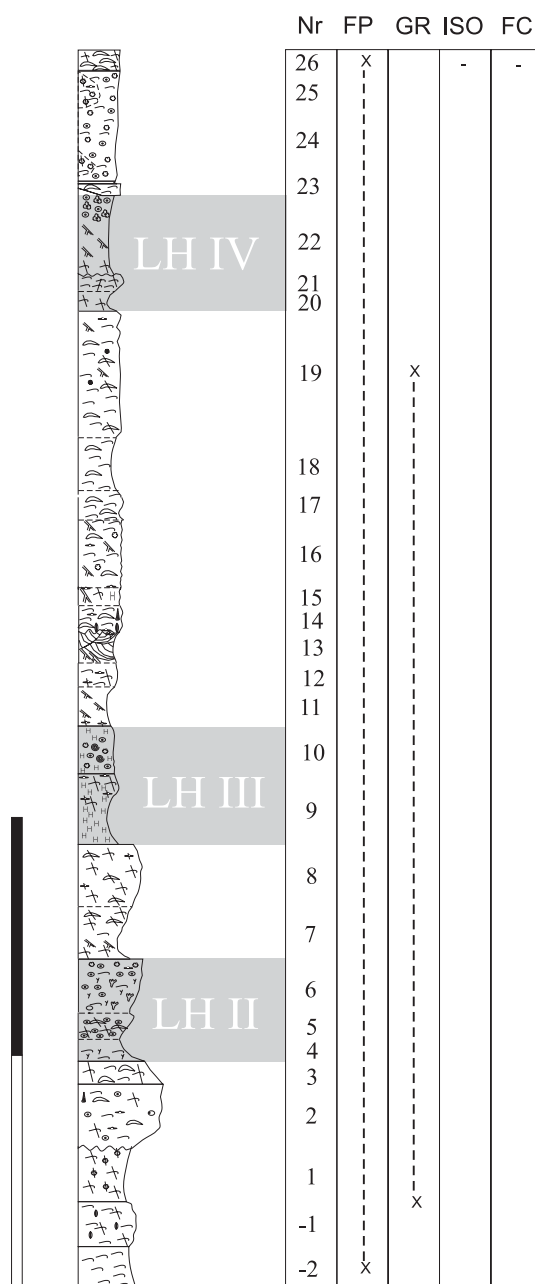


Abb. 2.12 : Verwitterungsprofil PDC, Praia da Coelha. Die Leithorizonte II-IV (sensu **Forst et al., 2000**) sind grau markiert. Maßstab entspricht 10 m. Legende in Abb. 2.2.

2.12 Profil Praia da São Rafael (PSR) und São Rafael West (RW)

Das Profil Praia da São Rafael (PSR) befindet sich 1, 2 km östlich des Profils Praia do Coelho (PDC) und 1, 5 km westlich der Stadt Albufeira am namengebenden Strand Praia da São Rafael (Carta Militar de Portugal, Blatt 605: Albufeira). Das Profil São Rafael West (RW) wurde am gleichen Strand 200 m weiter westlich aufgenommen, um die Basis von PSR zu dokumentieren. Deshalb wird das Profil RW als stratigraphisch ältere Einheit zuerst beschrieben.

Die Basis des Profils RW wird von fossilführendem Sandstein (3, 9 m), welcher zum Hangenden hin stärker fossilführend und kalkiger wird, gebildet. In der unteren Hälfte des Sandsteinpakets dominiert Schalenbruch von Pectiniden und Austern. Daneben treten vereinzelt Bryozoen, Heterosteginen und Seeigel auf. In der oberen Hälfte kommen verstärkt Steinkerne von grabenden Bivalven dazu. Lokal treten taschenartige Anreicherungen von Rhodolithen auf. In den obersten 50 cm (RW 4) ist eine erhöhte karbonatische Zementation festzustellen. Die Schicht verwittert knollig und ist bioturbiert. Die Fossilführung ist identisch mit den darunterliegenden Schichten, wobei die Klasten jedoch auf eine Größe unter 1 cm beschränkt sind. Darüber folgt ein Paket aus fossilführendem Sandstein der nach oben in einen sandigen Rudstone übergeht (2, 3 m). Die sandige Basis ist stark bioturbiert. Nach oben nehmen ästige celleporiforme Bryozoen mit zentralem Hohlraum zu. Sie treten in wurzelförmigen Aggregaten auf. Dazu kommen foliate und fenestrate Bryozoen, Pectiniden, Molds von Gastropoden, kleine Heterosteginen und Seeigel (*Clypeaster* und *Schizaster*). An der Grenze zum folgenden Sandstein treten verstärkt Rhodolithen auf. Der darauffolgende Sandstein (1, 5 m) ist stark bioturbiert und zeigt Reste von Schichtung. Da sich ab Schicht RW 5 die Profile RW und PSR überschneiden, endet die Aufnahme von RW mit diesem Sandstein.

Profil PSR setzt mit der bryozoendominierten Lage (PSR 1-2; 1, 9 m) aus RW 5 und 6 ein, die auch in den anderen Profilen zwischen ASO und PSR als prominenter Leithorizont II (**Forst et al., 2000**) vorkommt. Es folgt eine Wechsellagerung aus fossilführenden Sandsteinen und sandigen Kalksteinen (6, 8 m). Die Dominanz in der Fossilführung dieses Pakets wechselt zwischen Mollusken und Bryozoen. Daneben treten Rotalgen, benthische Großforaminiferen (Heterosteginen), Seeigel (*Clypeaster*, grabende Irreguläre) und Balaniden auf. Die Abfolge ist bioturbiert. Leithorizont III (**Forst et al., 2000**) steckt in dieser Abfolge (PSR 4-8). In Schicht PSR 8 ist horizontale Feinschichtung vorhanden. Der Top der Abfolge bildet ein Schill aus kleinwüchsigen (> 5 cm) Pectiniden und Austern. Über dieser Abfolge befindet sich ein gelb-weißer Grain-/Rudstone (2, 2 m), der undeutlich zu erkennende großangelegte Schrägschichtungskörper im Meterbereich zeigt. Entlang der Schrägschichtungsblätter konzentriert sich Schalenmaterial von Pectiniden und Austern. Daneben treten grabende Seeigel, Balaniden und Kolonien von delikat-

ästigen Bryozoen auf. An der Basis dieser Schicht befindet sich ein dünnes Band (2 cm) braunen Sandsteins. Es folgt nach einem erosiven Kontakt ein deutlich karbonatisches Paket (2, 8 m). An der Basis sind benthische Großforaminiferen (Heterosteginen) in Taschen angereichert. Sie dominieren in der unteren und der mittleren Schicht dieses Pakets. Ebenfalls in der unteren Schicht kommen Nester von bis zu 20 Clypeastern vor. Es handelt sich um unzerbrochene Individuen mit hochdomigen Coronen, die dicht beieinander in unregelmäßiger Lagerung vorliegen. In der oberen Schicht treten verstärkt ästige celleporiforme Bryozoen mit zentralem Hohlraum auf. Untergeordnet treten Pectiniden und Austern (meist zerbrochen), sowie Steinkerne von großen grabenden Bivalven (cf. *Panopea*) auf.

Ein Teil des Profils (ca. 2, 5 m) kann nicht näher beschrieben werden, da er nicht zugänglich ist. Es scheint sich jedoch aufgrund der bankigen Verwitterungsform um härter zementierte Karbonate zu handeln. An der Basis sind an einer Bruchkante Rhodolithe zu erkennen. Zu der schlechten Erreichbarkeit tritt auch noch eine massive Überkrustung durch Caliche auf. Erst die darüber liegenden Schichten können wieder angesprochen werden. Es folgen zwei karbonatische Schichten (2, 5 m), die vom Liegenden zum Hangenden gröber und Fossilreicher werden. Die untere Schicht, ein knollig verwitternder, gut zementierter Grainstone, zeigt Klaster von Pectinidenschalen mit nur wenigen intakten Schalen. Im darüberliegenden Schill sind Schalen von Pectiniden und Austern (Ø 10 cm) dominant. Daneben treten Steinkerne von grabenden Bivalven, *Clypeaster*, Balaniden und *Spondylus* auf. Danach folgt mit PSR 17-19 Leithorizont IV (**Forst et al., 2000**) mit den beiden Sandsteinen und dem zwischengelagerten Schill. Der untere Sandstein (0, 6 m) zeigt hier, neben seiner gewöhnlichen Fossilführung und Bioturbation, solitäre Korallen, die an anderen Lokalitäten nicht in dieser Schicht nachgewiesen wurden. Im zwischengelagerten Schill (0, 4 m) treten im Vergleich zu den anderen Profilen celleporiforme Bryozoen auf. Der obere Sandstein ist mit 2, 5 m sehr mächtig. Da er an der Profilstelle im oberen Teil erodiert ist, konnte er nur am westlichen Ende des Strandes aufgenommen werden. Hier finden sich an der Basis flachgewölbte Clypeaster. Über dem Leithorizont IV folgen grobe Rudstones (2 m) mit Rhodolithen und Schalenmaterial.

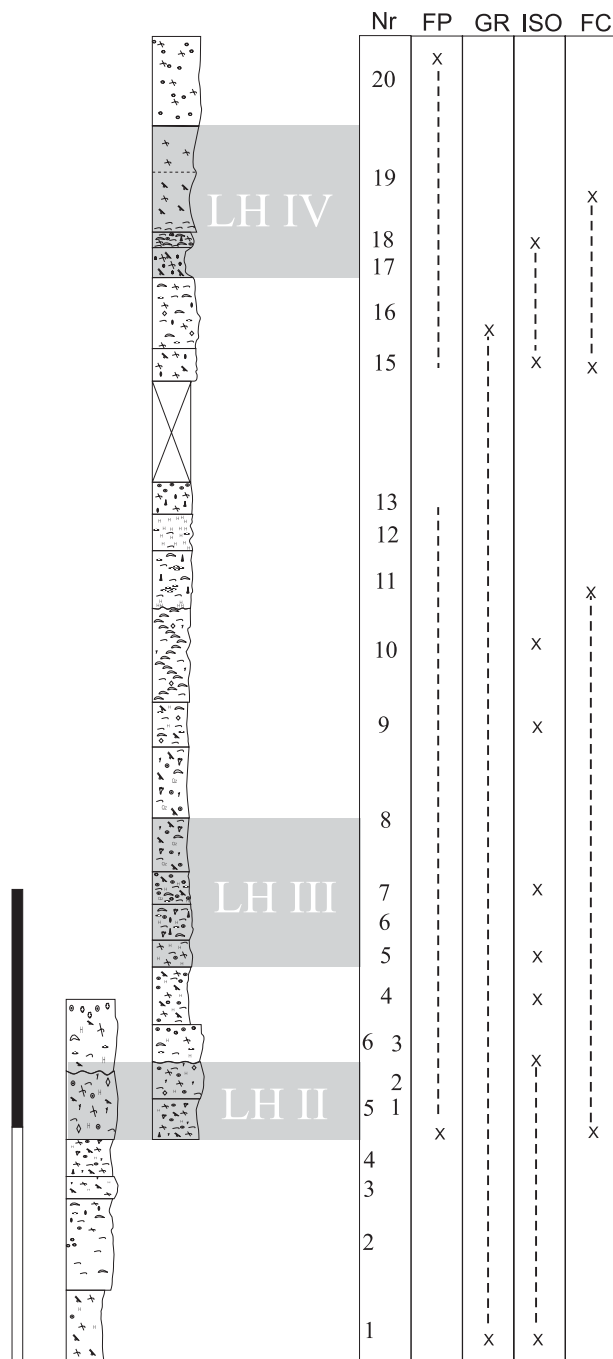


Abb. 2.13 : Verwitterungsprofile RW und PSR, Praia São Rafael und Rafael West. Die Leithorizonte II-IV (sensu **Forst et al., 2000**) sind grau markiert. Maßstab entspricht 10 m. Legende in Abb. 2.2.

2.13 Profil Praia Arrifes (ARI)

Das Profil Praia Arrifes (ARI) befindet sich 150 m östlich des Profils Praia do São Rafael und 1,5 km westlich der Stadt Albufeira am namensgebenden Strand Praia Arrifes (Carta Militar de Portugal, Blatt 605: Albufeira).

In diesem Profil ist der Kontakt zur Kreide aufgeschlossen. Die Schichten der Kreide stehen saiger. In der vorgelagerten Bucht kann man bei Ebbe das umlaufende Streichen der Schichtköpfe sehen. Das Profil wurde in einem kleinen Einschnitt östlich neben der Strandbar aufgenommen. Dort bilden braune und grüne Kreidemergel die Basis (4 m). Der Kontakt zum Neogen wird durch ein Konglomerat (0,2 m) aus gerundeten Kreideklasten mit Austern und Balaniden gebildet. Darüber folgt ein Austernschill (0,4 m), der in seiner Feinfraktion neben zerbrochenen Schalen auch Quarzkörner bis 3 mm Durchmesser zeigt. Der darüberliegende sandige Rudstone besteht aus Schalen von Pecten und Austern, sowie ästigen, celleporiformen Bryozoen mit zentralem Hohlraum. Daneben treten foliate Bryozoen, *Clypeaster*, Steinkerne von Gastropoden und Heterosteginen auf. Diese Schicht kann als Leithorizont II (**Forst et al., 2000**) interpretiert werden. Am westlichen Ende des kleinen Strandes zeigt diese Schicht deutlich weniger Schalenmaterial und dafür mehr Bryozoen. Sie kann bis in die benachbarte Bucht von Praia São Rafael verfolgt werden, wo sie die Basis von Profil PSR (PSR 1 u. 2) bildet.

Über der bryozoenführenden Schicht folgt im Profil ARI nach einer Erosionsdiskordanz ein grober Pectinidenschill von mehreren Metern Mächtigkeit. Lateral steigt die Diskordanzfläche steil an und die bryozoenführende Schicht kann nicht eindeutig weiter verfolgt werden, wohl aber der Schill. Dieser beisst jedoch aufgrund einer jungen erosiven Verebnung in östlicher Richtung aus. Östlich wird das Steilküstenplateau nur noch von den Sedimentgesteinen der Kreide gebildet. Erst in der Lokalität Arrifão (**Pais, 1982**) treten wieder Neogensedimente auf. Charakteristisch für diese Lokalität sind mehrere Meter mächtige Austernschille, die jedoch nicht mit den zuvor beschriebenen, westwärts gelegenen Profilen korreliert werden können, wohl aber mit Profilen weiter östlich.

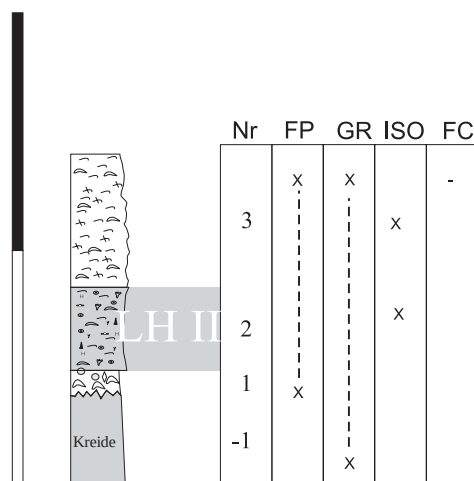


Abb. 2.14 : Verwitterungsprofil ARI, Praia Arrifes. Leithorizont II (sensu **Forst et al., 2000**) ist grau markiert. Maßstab entspricht 10 m. Legende in Abb. 2.2.

2.14 Profil Albufeira (ALB)

Das Profil Albufeira (ALB) befindet sich am östlichen Teil des Strandes der Stadt Albufeira (Carta Militar de Portugal, Blatt 605: Albufeira). Es beginnt am Pier und zieht sich in östlicher Richtung bis zum Hotel Inatel. Die Schichten fallen nach Osten ein, so daß in östlicher Richtung immer jüngere Schichten aufgeschlossen werden.

Die untere Einheit des Profils (Schicht 1 – 9) wird durch eine Wechsellagerung von fossilführenden Sandsteinen, sandigen Rudstones und Rudstones gebildet und stellt die Schichtfolge zwischen Leithorizont II und III der Profile westlich der Lokalität Arrifão dar. Die Fossilführung besteht aus Bivalven (Pectiniden, Austern, Steinkerne von grabenden Bivalven), Bryozoen (Celleporiforme, Foliate), Rhodolithen und Heterosteginen. Seltener treten Seeigel und Gastropoden auf. Die Abfolge ist bioturbirt, teilweise sind die Schichtkontakte stark verwühlt (Schicht 5 – 6). Vom Top der Schicht 9 ausgehend ziehen sich Sanddikes (Taf. 7.1 u. 7.2) durch die unterlagernden Schichten. Die Dikes werden mit dem Sediment der Schicht 10 verfüllt. Sie treten lateral in regelmäßigen Abständen von ungefähr 10 m auf. Die größte Breite der Dikes liegt bei einem Meter, die vertikale Erstreckung erreicht fünf Meter. Die Dikes besitzen ein einheitliches Streichen von 39 – 42°.

Schicht 8, ein auffälliger, brauner Sandstein, zeigt eine unregelmäßige Obergrenze. Aufgrund seiner welligen bis knolligen Struktur erhielt er im Gelände den Arbeitstitel “boudinierter Sandstein” (Taf. 7.3). Die boudinierte Struktur läßt sich wahrscheinlich durch Auflast- oder Stauchungsdruck auf das noch nicht verfestigte, wassergesättigte Sediment zurückführen. Dies könnte im Zusammenhang mit der Bildung der Dikes stehen, die als Entlastungsstrukturen im Zuge des Kollaps des Albufeira Salzdomes zu interpretieren sind.

Schicht 9 füllt das durch die Boudinierung des Sandsteins von Schicht 8 entstandene Relief auf. Im unteren Bereich, also dem Teil des verfüllten Reliefs, bildet sich undeutlich eine interne Bankung ab (Taf. 7.3).

Auch in der nächsten Sedimentationseinheit (ALB 10, ca. 7 m), einem gelblichen fossilführenden Sandstein sind undeutlich große trogförmige Schrägschichtungskörper zu erkennen (Breite 3 – 5 m). Die Schicht ist bioturbirt. Es fallen horizontale Grabgänge auf, die gegenüber dem umgebenden Gestein härter auswittern. Die Grabgänge weisen Stopfmuster (Meniscus backfill pattern) von Seeigeln auf. Die Fossilführung beschränkt sich auf wenigen Bruch von Pectiniden, kleine irreguläre Seeigel, grabende Seeigel des *Schizaster*-Typs, sowie kleine Balaniden und selten umkristallisierte Schalen von grabenden Bivalven.

Über dieser mächtigen Sandsteineinheit folgt ein Rudstone (ALB 11, 1 m), der im wesentlichen von Austern und untergeordnet von Pectiniden aufgebaut wird. Dieser wird von einer Wechselfolge (ca. 10 m) aus fossilführenden Sandsteinen und Rudstones überlagert. Die dominanten Biogene sind Schalen von Pectiniden, meist in zerbrochenem Zustand. Dazu kommen Steinkerne von grabenden Bivalven, Gastropoden (turmförmig und vermetide) sowie *Clypeaster* und vereinzelt foliate Bryozoen. Bioturbation kommt vor. Der obere Teil dieser Einheit wird von Leithori-zont IV und dem auflagernden Rhodolithen-Rudstone gebildet. Leithorizont IV (ALB 15 – 17) besteht aus einem unteren schwach fossilführenden Sandstein (90 cm) mit vereinzelt Bruchstücken von Austern und ästigen celleporiformen Bryozoen. Ein sandiger Rudstone mit großen Austern- und Pectinidenschalen (10 cm) sowie Grabgängen bildet den Zwischenschill. Der obere Sandstein führt Bruchstücke von Pectiniden- und Austernschalen, kleine irreguläre Seeigel, ästige celleporiforme Bryozoen, sowie in Grabgängen angereichert Rhodolithenbruch. Der auflagernde Rudstone (ALB 18; 2 m) wird von intakten Rhodolithen dominiert. Hinzu kommen knollige, celleporiforme Bryozoen (bis 10 cm), zerbohrte Schalen von Pectiniden und Austern, Steinkerne von großen grabenden Bivalven und Gastropoden. Vereinzelt treten Einzelkorallen auf.

Die letzte Einheit des Profils besteht erneut aus einer Wechselfolge von fossilführenden Sandsteinen und Rudstones (ca. 10 m). Die Fossilführung wird von Bivalven dominiert (Pectiniden und grabende Bivalven). Celleporiforme und foliate Bryozoen, sowie *Clypeaster* kommen hinzu. Die komplette Einheit ist stark bioturbirt. Das Profil ist im oberen Teil (obere 2/3 von Schicht 23) nicht zugänglich, überschneidet sich jedoch in diesem Bereich mit dem Anschlußprofil MIW, welches im folgenden beschrieben wird.

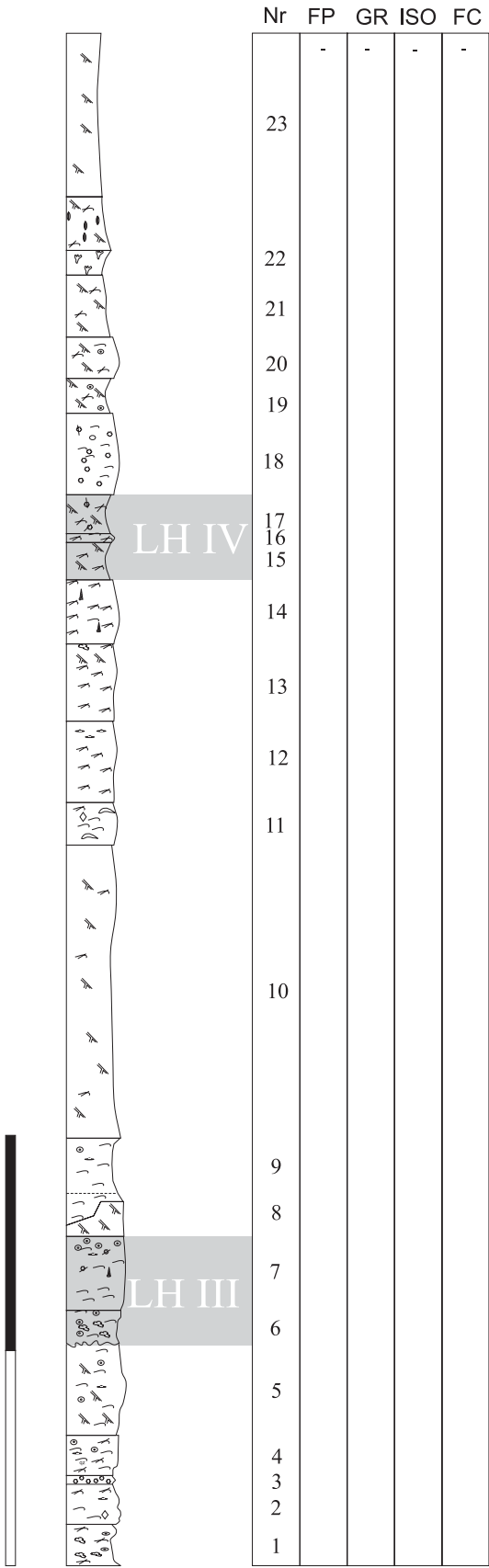


Abb. 2.15 : Verwitterungsprofil ALB, Albufeira. Die Leithorizonte III-IV (sensu **Forst et al., 2000**) sind grau markiert. Maßstab entspricht 10 m. Legende in Abb. 2.2.

2.15 Profil Monica Isabel West (MIW)

Das Profil Monica Isabel West (MIW) befindet sich weiter östlich am gleichen Strand wie das Profil ALB im Bereich des Hotels Monica Isabel (Carta Militar de Portugal, Blatt 605: Albufeira).

Das Profil erschließt im wesentlichen fossilführende Sandsteine mit wenigen zwischengeschal-teten sandigen Rudstones im unteren Teil. Die Fossilführung besteht aus Pectinidenschalen und deren Bruch, sowie grabenden Bivalven und Seeigeln. Die gesamte Abfolge (ca. 9 m) ist bio-turbiert. Besonders im unteren Teil (Schicht 1 – 5) sind die Grenzen der Schichten verwühlt und Sedimentpartikel der Hangend-schichten werden in die Liegendschichten eingeschleppt.

Ab Schicht 6 kommen Quarzgerölle vor, die teilweise zu Mikrokonglomeraten angereichert sein können. Der obere Teil des Profils (MIW 6 – 10) besteht aus gebankten Sandsteinen, in denen Fossilien nur noch selten vorkommen. Die Fossilführung beschränkt sich auf wenig Bruch von Kalkzitschalem und Seeigel. Das Profil wird mit dem weiter östlich anschließenden Profil MIE fortgesetzt, welches im folgenden beschrieben wird.

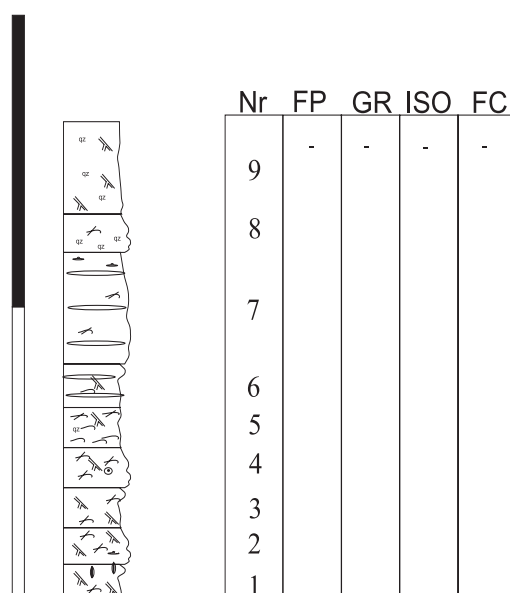


Abb. 2.16: Verwitterungsprofil MIW, Monica Isabel West. Maßstab entspricht 10 m. Legende in Abb. 2.2.

2.16 Profil Monica Isabel Ost (MIE)

Das Profil Monica Isabel Ost (MIE) befindet sich östlich des Hotels Monica Isabel am gleichen Strand wie auch die zuvor beschriebenen Profile ALB und MIW (Carta Militar de Portugal, Blatt 605: Albufeira). Es komplettiert die Abfolge der östlich der Stadt Albufeira aufgeschlossenen Einheiten bis in die lithologische Einheit "Tortonian fine sands" (sensu **Antunes et al., 1997**).

Der schon im Profil MIW angedeutete Trend zu einem sandigeren Charakter wird im unteren Teil dieses Profils beibehalten. Gebankte und geschichtete Sandsteine dominieren die Lithologie der Schichten 1 - 11. Die Abfolge ist bioturbiert und nur wenige Fossilien treten auf. Kalzitischer Schalenbruch und wenige Clypeaster bestimmen die Fossilführung. Quarzgerölle ($\varnothing$ 0,5-3 cm) treten auf und können sich zu Mikrokonglomeraten verdichten. Mit dem Übergang von Schicht 10 auf Schicht 11 verändert sich das Sedimentationsmilieu. Schicht 11 ist ein geringmächtiger Sandsteinhorizont (5 cm), in dem Lithoklasten der unterlagernden Schicht 10 vorkommen. Offenbar bildete die Oberfläche der Schicht 10 längere Zeit ohne Sedimentbedeckung den Meeresboden und es konnte sich ein „Firmground“ ausbilden. Durch erhöhte Wasserenergie wurde der „Firmground“ aufgearbeitet und seine Bestandteile wurden bei der Ablagerung von Schicht 11 integriert. Wühlspuren greifen tief von Schicht 11 in Schicht 10 ein. Der Wechsel der Sedimentationsbedingungen wird auch durch den lithologischen Wechsel von Sandsteinen zu Rudstones deutlich. Die folgende Einheit (MIE 12 – 18, ca. 10 m) wird von einer Abfolge von Rudstones mit wechselndem Fossil- und Sandgehalt gebildet. Es dominieren Bivalven. Kalzitische Schalen liegen stark fragmentiert vor. Grabende Bivalven sind häufig. Umkristallisierte Schalen von aragonitischen Bivalven sind zu Schillen angereichert (MIE 15). Knochenreste treten auf. Neben Bivalven kommen vor allem noch *Clypeaster* vor. Die Schichtgrenzen sind teilweise wellig oder unregelmäßig (z.B. 12 zu 13, 14 zu 15).

Bei Profilmeter 16 tritt erneut ein lithologischer Wechsel auf. Nach einem scharfen Kontakt folgt ein mächtiges Paket aus grünlich-grauen mergeligen Sandsteinen (mind. 10 m). Sie sind sehr glimmerreich und von unregelmäßigen dünnen Kalksandsteinbänkchen durchsetzt, in denen Austern und Pectinidenfragmente vorkommen. Über das Paket verteilt treten Quarzgerölle ($\varnothing$ 1 cm) und Haifischzähne auf. Diese glimmerreiche mergelig-sandige Abfolge verkörpert nach **Antunes et al. (1997)** die lithostratigraphische Einheit "Tortonian fine sands" und wird von **Antunes et al. (1997)** von der Lokalität "Auramar-Hotel" beschrieben (**Pais** mündl. Mitt.).

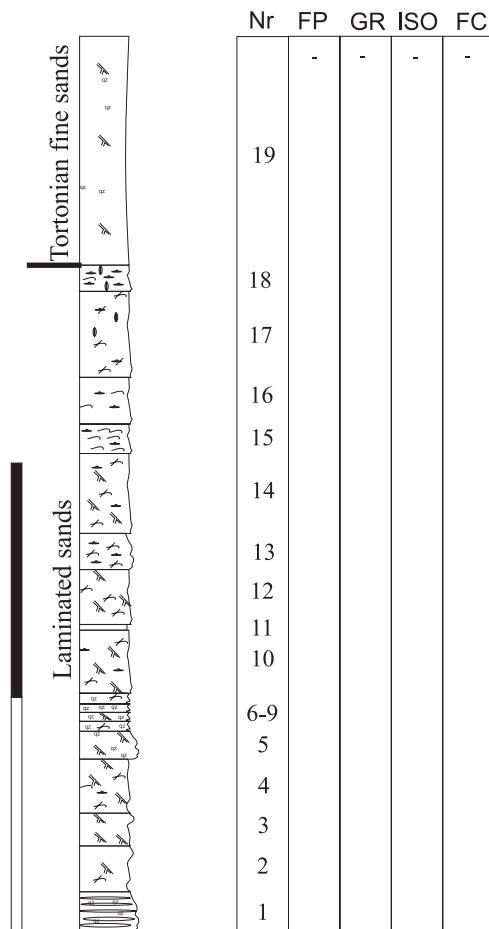


Abb. 2.17 : Verwitterungsprofil MIE,
Monica Isabel Ost. Maßstab entspricht
10 m. Legende in Abb. 2.2.

3. Qualitative Faziesanalyse

Im folgenden werden die Komponenten der Gesteine der LPF beschrieben. Besondere Beachtung wird den dominanten Biogenen, die teilweise auch gesteinsbildend auftreten, geschenkt. Letztere fließen aufgrund ihrer Signifikanz auch in die quantitative Mikrofaziesanalyse ein. Andere Komponenten, die wegen ihrer Seltenheit nicht ausreichend in den Dünnschliffen repräsentiert sind, aber dennoch als Faziesfossilien Informationen zu ökologischen Faktoren geben können, werden aufgrund des makroskopischen Geländebefundes beschrieben.

Da es sich bei den Gesteinen der LPF nicht ausschließlich um Karbonatgesteine, bzw. reine Karbonatgesteine handelt, sollen auch abiogene Komponenten erfaßt und beschrieben werden.

3.1 Biogene Komponenten

3.1.1 Foraminiferida

Benthische Großforaminiferen (Rotaliida)

Rotaliide benthische Großforaminiferen sind in den Gesteinen der LPF durch die Formengruppe der Heterosteginen/Operculinen vertreten (Taf.1.1 u.1.2). Sie sind fast durchgängig in allen Schichten vorhanden, jedoch schwankt ihr Anteil an dem kalkigen Teil der Biomasse erheblich. Teilweise kommen sie nur vereinzelt vor, während sie in anderen Schichten gesteinsbildend auftreten. Deutliche Variation zeigen sie auch in der Größe. Diese variiert zwischen 3 mm und 3 cm Durchmesser. Im Schliff sind diese Foraminiferen aufgrund ihrer charakteristischen Leiterstruktur im Tangentialschnitt gut zu erkennen. Massenschichten von Heterosteginen/Operculinen weisen auf flachmarine Verhältnisse (innerhalb der photischen Zone) und eine temporäre Erwärmung des Meerwassers hin, da sie aufgrund von pflanzlichen Symbionten an die durchlichtete Zone gebunden sind (**Röttger, 1974**) und nur Temperaturen $> 17^{\circ}\text{C}$ tolerieren (**Brachert, 1996; Betzler et al., 1997**). Die Entstehung solcher Massenschichten (accumulations oder banks, sensu **Aigner, 1982,1983,1985 ; Racey, 2001**) läßt sich auf zwei unterschiedliche Prozesse zurückführen (**Racey, 2001**). Zum einen führen physikalische Prozesse wie die selektive Auswaschung der Feinfraktion (winnowing) durch ein erhöhtes hydrodynamisches Milieu auf Untiefen (shoals) zur Bildung von Konzentrationen (**Aigner, 1983**). Aufarbeitung und Umlagerung durch Strömungs- und Wellenaktivität sind nach **Arni & Laterno (1976)** kontrollierende Faktoren für die Akkumulation von Nummulitenbänken. Der zweite Aspekt liegt im dimorphen Lebenszyklus von nummulitischen Großforaminiferen. Es können kleine asexuell produzierte A-Formen und große sexuell produzierte B-Formen unterschieden werden, wobei bei Nummuliten die kleinen A-Formen häufiger vorkommen (**Racey, 2001**). Nach **Reiss & Hottinger (1984)** werden unter optimalen Bedingungen

bevorzugt A-Formen gebildet, wohingegen bei schlechten Nährstoffbedingungen B-Formen überwiegen. Meist bilden die großen B-Formen die Akkumulationen, was auf oligotrophische Verhältnisse oder schlechte Durchlichtung hinweist (**Racey, 2001**). Die vergrößerte Oberfläche der Foraminifere kann mehr Symbionten tragen und so die ungünstigen Bedingungen ausgleichen (**Racey, 2001**). Die Schalenform kann bei rotaliiden Großforaminiferen ebenso Hinweise auf die Nährstoffverhältnisse wie auch auf die Wassertiefe geben (**Renema & Troelstra, 2001**). In hoch-oligotrophischen Bedingungen können Großforaminiferen in Wassertiefen > 100m vordringen, wobei sie eine abgeflachte Form annehmen.

Nach dem Diagramm aus **Renema & Troelstra (2001, Fig.1b)** kann für die Großforaminiferen der LPF eine Wassertiefe von 10-50 m in einem oligotrophen Milieu angenommen werden. Benthische Großforaminiferen leben rezent häufig in Seegraswiesen (z.B. **Betzler et al., 1997**). Nach ihrem Tod werden sie durch Verwesungsgase zu leicht transportierbaren Partikeln (**Racey, 2001**) und können in großen Massen durch Sturmereignisse oder starke Strömungen zusammengespült werden (**Aigner, 1983**). **Racey (2001)** gibt verschiedene Punkte zur Bestimmung einer parautochthonen bis allochthonen Biofazies (biofabric) an.

1. Dominanz von großwüchsigen B-Formen und Fehlen von A-Formen und feinkörniger Grundmasse durch Auswaschung
2. verstärktes Auftreten von zerbrochenen Gehäusen
3. nur seltene Inkrustationen und Anbohrungen durch die kontinuierliche Bewegung in Strömungen
4. Hinweise auf hochenergetische Sedimentstrukturen wie unregelmäßige Erosionsflächen (scour) und Imbrication der Gehäuse
5. Abrasion der Gehäuse
6. Grain- und Packstonegefüge dominieren gegenüber Wackestonegefügen

Diese Kriterien werden nur partiell in den Heterosteginenmassenlagen der LPF erfüllt. Im Vergleich zu den übrigen heterosteginenführenden Schichten dominieren in den Akkumulationen die großwüchsigen B-Formen. Die Gehäuse liegen deutlich über 1 cm Durchmesser und können bis zu 3 cm erreichen. In den übrigen Schichten liegt der Durchschnitt unter 0,5 cm. Es ist jedoch eine feinkörnige Grundmasse zwischen den Gehäusen vorhanden. Zerbrochene Schalen sind häufig (ca. 35 – 40 %). Inkrustationen kommen nicht vor, Anbohrungen treten nur selten auf. Sedimentstrukturen, wie z.B. Schrägschichtungen, treten in der LPF nur sehr vereinzelt auf und in den Heterosteginenakkumulationen gar nicht. Die Anreicherung von Heterosteginen in Taschen an erosiven Schichtflächen kann in mehreren Profilen beobachtet werden (PDC, CAN, LDL), in den eigentlichen Akkumulationen treten diese Phänomene jedoch nicht auf. Die bevorzugte Einregelung und Imbrikation der Gehäuse lässt sich in den Akkumulationen durchaus beobachten und kann auch im Dünnschliff dokumentiert werden. Dabei gilt es jedoch zu beachten, daß auch Bioturbation ein Imbrikationsgefüge hervorrufen kann, welches nicht mit Strö-

mungs- oder Wellenenergie assoziiert ist (**Racey, 2001**). In den Heterosteginen-akkumulationen dominieren Grain- Rudstonegefüge. Nach Prüfung der angeführten Kriterien können die Heterosteginenakkumulationen als allochthone Zusammenschwemmungen aus angrenzenden Seegraswiesen (belegt durch Bioimmurationsgefüge bei Bryozoen s.u.) interpretiert werden. Zu Wasser- und Strömungsenergie kann keine Aussage getroffen werden, da die Bioturbationsrate in den untersuchten Schichten grundsätzlich sehr hoch ist und Einregelungsmuster der Gehäuse auch dadurch entstanden sein können.

Textulariida

Textularien kommen nur selten in den Schliffen der LPF-Proben vor. Ihre Erhaltung ist diagenetisch bedingt schlecht. Die Größe bleibt meist unter 1 mm.

Die Seltenheit von Textularien gibt Hinweise auf den Nährstoffgehalt des Wassers. Unter hoch-eutrophischen Bedingungen dominieren Textularien die benthische Foraminiferenfauna des Flachwassers. In der LPF sind sie selten, benthische Großforaminiferen dagegen häufig, was auf oligotrophe Bedingungen schließen lässt (**Renema & Troelstra, 2001**).

Miliolida

Miliolide Foraminiferen sind durch die Formengruppe der Triloculinen/Quinqueloculinen (Taf. 1.3) vertreten. Sie sind selten und ebenfalls diagenetisch bedingt schlecht erhalten. Die Größe liegt um 1 mm.

Planktonische Kleinforaminiferen (Globigeriida)

Planktonische Kleinforaminiferen sind durch die Formengruppe der Globigerinen (Taf. 1.4) vertreten. Sie kommen nur vereinzelt vor und bleiben in ihrer Größe deutlich unter 1 mm. Das geringe Vorkommen von planktonischen Organismen belegt einerseits verhältnismäßig geringe Wassertiefen im Bereich des Ablagerungsraums. Zum anderen könnte hier ein Indiz für hohe Strömungs- und Wasserenergien vorhanden sein, die die karbonatische Feinfraktion ausgespült haben.

Inkrustierende Foraminiferen (Acervulinidae)

In einigen Dünnschliffen kann man die Inkrustation von Bioklasten durch andere Organismen beobachten. Meist sind es Bryozoen oder Rotalgen, die multilaminar Schalenbruchstücke von Bivalven inkrustieren. Selten treten jedoch auch Inkrustationen durch acervulinide Foraminiferen auf (Taf. 1.5). Diese bilden meist einzelne Laminae und binden Bioklasten zu Aggregaten. Ein weiteres Vorkommen von acervuliniden Foraminiferen lässt sich in Rhodolithen beobachten. Hierbei besteht der Rhodolith aus alternierenden Lagen von Rotalgen und inkrustierenden Foraminiferen. Diese Art von

Wechselinkrustationen von Acervulinen und Rotalgen wurde schon von **Dullo et al. (1990)** aus dem Roten Meer aus Wassertiefen von 60-120 m beschrieben.

3.1.2 Korallen (Scleractinia)

Während Korallen in den miozänen, tropischen Karbonatgesteinen des mediterranen Raumes (**Esteban, 1996**) und dem atlantischen Aquitaine-Becken (SW Frankreich, **Cahuzac et al., 1996**) dominieren, sind sie in den warm-temperierten Karbonatfazies der LPF selten (**Forst & Brachert, 1999; Forst et al., 2000**). Echte Riffbildungen werden nicht erreicht (**Forst et al., 2000**).

Zooxanthellate Korallen

Zooxanthellate Korallen konnten mit zwei Gattungen nachgewiesen werden (*Porites* sp. und *Tarbellastrea* sp.). Das Vorkommen beschränkt sich jedoch nur auf zwei Horizonte des untersuchten Intervalls (siehe auch Kap. 7. Korrelation). Am besten zu beobachten sind Inkrustationen von Austernschalen und anderen, sekundären Hartgründen durch *Tarbellastrea* sp. im unteren Teil des Profils am Strand von Praia Albandeira (Profil PAW, Schicht 4 – 5). In einer gut zementierten Grain- Rudstone-Matrix liegen diese Korallen-Aggregate als umgelagerte Komponenten vor (Taf. 1.6). Ihr maximaler Durchmesser erreicht 50 cm. Die Oberseite von *Ostrea*-Schalen und Lithoklasten wird dabei von den Korallenkolonien überkrustet. Da es sich jeweils um die Oberseite der Schale handelt und nie eine komplette Umkrustung stattfand, kann man vom Bewuchs der lebenden Auster an einer anderen Stelle ausgehen. Ein weiteres Indiz für die Umlagerung ist die unregelmäßige Lagerung der koralleninkrustierten Schalen. Jene liegen nicht in Lebendstellung vor. Das eingeschränkte Vorkommen dieser Korallen deutet auf eine zeitweilige Erwärmung hin. *Tarbellastrea* toleriert nur Temperaturen über 21 ° C.

Bei der zweiten nachgewiesenen Gattung zooxanthellater Korallen handelt es sich um stark abgerollte Fragmente von *Porites* sp., die als Kerne von Rhodolithen dienen (Taf. 1.7). Sie konnten nur an einer Lokalität in einer Schicht (Profil LDL, Schicht 31) nachgewiesen werden. Die starke Fragmentierung, die große Seltenheit (nur zwei eindeutige Exemplare) und der hohe Grad der Abrollung vor der Inkrustierung durch die Rotalgen lassen vermuten, daß es sich entweder um weit transportierte Elemente von ausserhalb des untersuchten Gebietes (z.B. zeitweilige Flutung von geschützten, flachmarinen Becken im Hinterland der Algarve) oder um aufgearbeitete, ältere Gesteinsfragmente handelt. Die letztere Möglichkeit erscheint als die wahrscheinlichere, da aus dem direkten Hinterland des Algarve-Neogens keine weiteren Becken bekannt sind, wohingegen die Aufarbeitung älterer Schichten in der LPF durchaus wahrscheinlich ist (s.a. Kap. 7 u. 8).

Azooxanthellate Korallen

Kelche von Solitärkorallen sind weitaus häufiger und weiter verbreitet als Kolonien zooxanthellater Korallen. Dennoch können sie nicht zu den Hauptkomponenten der skelettalen Karbonate gezählt werden. Ihr Auftreten folgt keinem Muster. Sie treten in verschiedenen Lithologien auf (skelettale Karbonatgesteine, fossilführende Sandsteine), so daß keine direkte Abhängigkeit vom Substrat oder von anderen ökologischen Faktoren nachgewiesen werden kann. Aufgrund ihrer aragonitischen Skelette liegen sie umkristallisiert vor. Eine genaue systematische Bestimmung ist wegen der Erhaltung nicht möglich. Sie können dem *Balanophyllum*-Morphotyp zugeordnet werden.

Korallen-Bryozoen-Symbiose

Die Koralle *Culicia parasitica* lebt in zylindrischen Vertiefungen (Taf. 1.9) auf ästigen Kolonien der Bryozoe *Celleporaria palmata* (Cadée & McKinney, 1994; Spjeldnaes & Moissette, 1997). Die symbiotische Verbindung dieser beiden Organismen wird häufig in neogenen Ablagerungen beobachtet, ist aber nicht obligatorisch (Darrell & Taylor, 1993). Die Vertiefungen sind im vorliegenden Falle leer (Taf. 1.8), da die Koralle aufgrund ihrer aragonitischen Skelettstruktur nicht überlieferungsfähig ist.

3.1.3 Bivalvia

Bivalven sind die häufigste und produktivste Gruppe der Karbonatproduzenten in den untersuchten Sedimentgesteinen. Schillhorizonte aus Pectiniden- und Austernschalen in unterschiedlichen Abrasionsstadien bilden grobe skelettale Sedimentpakete von teilweise großer Mächtigkeit.

Pectinidae

Die häufigsten skelettalen Komponenten der untersuchten Sedimentgesteine sind Bivalven des pectiniden Typs. Eine genauere systematische Einstufung wurde nicht vorgenommen, da sie im Zuge dieser faziesorientierten Arbeit keine weitere Information beinhaltet hätte. Die Gruppe der Pectiniden besitzt eine byssate bis epibenthische Lebensweise (Lehmann & Hillmer, 1988), was gewisse Substratanforderungen impliziert. Es müssen also Substrate vorhanden gewesen sein, die es einer großen Anzahl von Pectiniden ermöglicht haben, sich mit Byssusfäden daran zu heften. Dafür kommen Hartsubstrate, wie ein felsiger Untergrund, oder ephemerale Substrate, wie Makrophyten oder Seegräser in Frage (DeHaas & Knorr, 1990). Beide Möglichkeiten müssen in Betracht gezogen werden. Die heutigen

Lagerungsverhältnisse zeigen an, daß die kretazischen Sedimentgesteine, auf denen die neogenen Sedimente abgelagert wurden, auch damals schon eine Steilküste ausgebildet haben, die als Substrat für zementierte oder byssate Organismen gedient hat (**Pais, 1982**). Der Nachweis für ephemerale Substrate (sensu **Hagemann et al., 2000**) wird durch verschiedene epizoische Organismen (Balaniden, Großforaminiferen, Bryozoen, Rotalgen) erbracht. Speziell bei verschiedenen celleporiformen Bryozoen zeigen sich zylindrische Hohlräume, die als Umkrustungsspuren von vergänglichen Substraten wie Makrophyten oder Seegräsern gedeutet werden können (**Spjeldnaes & Moissette, 1997**).

Die Pectiniden der LPF sind in allen Größen und taphonomischen Erhaltungsstadien überliefert (Taf. 2.1 u. 2.2). Kleinste Formen beginnen mit 1 cm Durchmesser, die größten erreichen über 15 cm Durchmesser. Die meisten unzerbrochenen Schalen liegen im Bereich von 5 cm Durchmesser. Trotzdem können Schille, die überwiegend aus Pectiniden bestehen, als schlecht sortiert bezeichnet werden, da größere Schalen und viel abradiertes Schalenmaterial beigemischt sind. Eine bevorzugte Lagerungsrichtung (konvex oben/unten) ist ebenfalls nicht feststellbar. Die Schille sind stark bioturbirt, was primäre Einregelmuster verwischt.

Das Vorkommen von Schalenmaterial in unterschiedlichen Stadien der Abrasion im gleichen Horizont (Taf. 2.3) deutet auf dessen stratigraphische Kondensation hin (condensed shell beds sensu **Kidwell & Holland, 1991**). Stark zerbrochene und angerundete Schalenstücke lassen auf erhöhte Wasserenergie und gegebenenfalls längeren Transport schließen. Die Zerstörung durch Bioerosion muß allerdings ebenfalls in Betracht gezogen werden. Viele Schalen weisen Perforationen durch die Tätigkeit von Bohrschnecken und –schwämmen auf. Auch die Aktivität von grabenden Organismen trägt ihren Teil zur Zerkleinerung der Komponenten bei. Ein wichtiges Indiz für Umlagerung und Kondensation der Schalen in den Schillhorizonten, aber auch in vielen anderen Horizonten, ist das Ergebnis der absoluten Altersdatierung über die Strontiumisotopenverhältnisse (**Breisig, 2001**). Die Verhältnisse wurden an Pectinidenschalen gemessen. Die Ergebnisse zeigen eine Vermischung von unterschiedlich alten Schalen. Das deutlichste Beispiel findet sich im Profil Praia da Galé, wo eine Altersinversion vorkommt (siehe auch Kap.6. Geochemie).

Ein weiterer Hinweis auf die Kondensation und lange Verweildauer der Schalen in einer lockeren Sedimentbedeckung auf dem Meeresboden ist die oftmals zu beobachtende Inkrustation durch Bryozoen, Foraminiferen, Serpeln und Rotalgen. Wobei der Inkrustationsgrad bei der Umkrustung durch Rotalgen am stärksten ist. In diesem Fall sind oft kleine Schalenpartikel als Nuklei von mehreren Zentimetern im Durchmesser messenden Rhodolithen vorhanden. Bryozoen und Foraminiferen überziehen Schalen meist nur mit dünnen, netzförmigen Strukturen, die in der Regel einlagig sind. Die kalkigen Wohnröhren von Serpeln können auch schon zu Lebzeiten auf der Aussenseite der Muschel plaziert worden sein. Inkrustationen jeglicher Art auf der Innenseite von Muscheln sind ein deutliches Zeichen für die Exposition am Meeresboden.

Austern

Austern sind die zweiterfolgreichste kalzitische Bivalvengruppe nach den Pectiniden. Sie sind ebenfalls in fast allen Schichten als Fragmente enthalten. Intakte Klappen sind weniger häufig als die der Pectiniden. Lokal kann es jedoch zu Akkumulationen von fast reinen Austerschillen (Taf. 7.7.) kommen (z.B. Lokalität Arrifão, siehe dazu auch **Pais, 1982**). Es konnten zwei zementierend lebende Formen (*Ostrea* und sp. indet.) und eine auf dem Sediment liegende Form (*Spondylus* sp.) nachgewiesen werden.

Die multilaminare Schalenstruktur der Austern macht es einfach, auch Fragmente ihrer Schalen zu erkennen. Besonders im Dünnschliff lässt sich dies gut nachvollziehen (Taf. 2.4).

Das Vorkommen der zementierenden Formen bestätigt die schon bei den Pectiniden beschriebene Anforderung an ein Hartsubstrat in flachmarinem Milieu. Ihre dicken, stabilen Schalen ermöglicht den zementierten Formen ein Leben im hochenergetischen Flachwasserbereich. Die Lokalität Arrifão schließt den Kontakt zwischen den unterlagernden kretazischen Kalksteinen und dem Neogen auf. Die Kalksteine der LPF setzen an der Lokalität Arrifão über Konglomerat aus aufgearbeiteten Kreideblöcken mit einem Austernschill ein. Weiter im Hangenden folgt ein weiterer Austernschill mit stark variierender Mächtigkeit (Taf. 7.7). Er füllt die Morphologie einer Erosionsoberfläche auf. Im Zusammenhang mit Bewegungen des Albufeira-Salzdiapirs kam es zur Bildung von Entlastungsspalten, deren Wände von Austern bewachsen wurden und die mit einem mehrere Meter Mächtigkeit erreichenden Austernschill verfüllt sind.

Austern können jedoch auch selbst als Substrat für andere Organismen dienen. Wie schon im Abschnitt über zooxanthelate Korallen beschrieben, bilden Austernschalen sekundäre Hartsubstrate für die Koralle *Tarbellastrea* sp.

Grabende Bivalven und Steckmuscheln

Das überwiegende Fehlen von Sedimentstrukturen kann auf eine hohe Bioturbationsrate zurückgeführt werden. Neben infaunalen Seeigeln und dekapoden Krebsen, die durch ihre Spuren nachgewiesen werden können, sind auch eine große Anzahl von grabenden Bivalven vorhanden. Sie können oftmals noch in Lebendstellung beobachtet werden. Aufgrund ihrer primär aragonitischen Schalenstruktur sind sie als Steinkerne oder als Lösungshohlräume (Molds) überliefert (Taf. 2.5 u. 2.6). Sie erreichen oft Längen von über 15 cm (z.B. *Panopea* sp.). In den feinkörnigen oder sandigen Lithologien sind sie als Steinkerne überliefert, in den karbonatisch, grobklastischen Lithologien liegen eine große Anzahl von Molds vor, die zu einem gewissen Teil aragonitischen Bivalven, jedoch auch Gastropoden zugesprochen werden können.

Im oberen, sandigen Teil der LPF konnten vereinzelt die charakteristisch dünnwandigen Schalen der Steckmuschel *Pinna* sp. nachgewiesen werden. Man erkennt die Schalen an der faserigen, senkrechten Anordnung der Kalzitkristalle. Diese endobyssate Muschel benötigt ein weiches Substrat in ruhigen, geschützten Bereichen, in dem sie mit ihrem unteren Drittel steckt (**DeHaas & Knorr, 1990**). Sie kann jedoch auch durch Byssusfäden fixiert an Steinen oder anderen sekundären Hartgründen angeheftet sein (**DeHaas & Knorr, 1990**).

Bohrmuscheln

Bohrmuscheln konnten in situ in Kreideklasten an der Basis des Profil Arrifes (ARI) und an der Lokalität Arrifão im Kreide-Neogen-Kontakt nachgewiesen werden. Sie treten ebenfalls in Schillhorizonten (z.B. Leithorizont I und Schicht ARI 3) auf. Die Muschel bohrt eine segmentierte Röhre und gleidet sie mit einer dünnen, kalkigen Wandung aus (Taf. 2.7). Der Röhrendurchmesser erreicht 3-4 cm. Röhrenlängen von bis zu einem Meter konnten beobachtet werden (z.B. Leithorizont I im Profil VDC). Die Röhren können an den Segmenten die Richtung ändern, so daß selten gerade Röhren vorkommen. Einzelne Segmente der Röhren erreichen Längen zwischen 10 und 30 cm. Am Ende der Röhren sitzt im Idealfall noch die Muschel. Im Dünnschliff erkennt man deutlich die Dünnwandigkeit ihrer Schalen. Die Verfüllung des Bohrlochs und des Hohlraums zwischen den Schalen mit neogenem Sediment beweist das neogene Alter der Spur. Die Aktivität von Bohrmuscheln in den Schillhorizonten legt die Vermutung nahe, daß es sich um frühdiagenetisch lithifizierte Horizonte handelt. Im Sinne von **James et al. (1994)** handelt es sich dabei um einen Hartgrund, der aufgrund hoher Wasserenergie über einen Zeitraum von Sedimentbedeckung freigehalten wurde. Das hohe hydrodynamische Milieu drückt Meerwasser durch den offenen Porenraum und fördert eine frühe Zementation des Sediments. Da die segmentierten Röhren der Bohrmuscheln an die Untergrenze der nächsten Schicht reichen und die Röhren teilweise mit dem Sediment dieser Schicht verfüllt sind, kann man von einer Sedimentationslücke im Hangenden der zerbohrten Schillhorizonte ausgehen.

Lösungshohlräume nach Mollusken

Die große Anzahl von Lösungshohlräumen (Molds) belegt das Vorkommen von vielen Organismen, deren Skelettstruktur primär aus Aragonit bestand. Dieser ist jedoch nach dem Tod eines Organismus nicht stabil und wird gelöst. Die Lösung von skelettalem Aragonit ist die häufigste Form von Diagenese in Sedimentgesteinen (**Tucker & Wright, 1990**). Im geeignetsten Fall bleibt die Schalenform durch die Bildung von micritic envelopes erhalten. Dabei wird nach **Bathurst (1966)** die Schale kurz nach dem Ableben des Organismus von Mikrobohrern perforiert und die Bohrlöcher werden mit kalzitischem Zement verfüllt. Wegen der dabei entstehenden Mikritrinde bezeichnet man solche Komponenten als Rindenkörner (Taf. 2.6 u. 6.11).

Durch den oftmals hohen Fragmentierungsgrad der Lösungshohlräume, bzw. des ursprünglichen Schalenmaterials, ist es im Dünnschliff nicht immer möglich, die Schalen eindeutig Bivalven zuzuordnen. Auch fragmentierte Gastropoden kommen in Frage. Deshalb sollte die Variable "Mold" in der quantitativen Mikrofaziesanalyse als Mollusken-Molds verstanden werden, was beide Tiergruppen berücksichtigt.

Neben der Verfüllung der Lösungshohlräume durch Sparit kommen häufig Verfüllungen durch feinkörniges Matrixmaterial oder grauen Mikrosparitzement vor (Taf. 2.6, 6.7 u. 6.12). Bei Verfüllungen dieser Art sind Gradierungen zu beobachten. Speziell bei dem grauen Mikrosparit treten Zonierungen innerhalb der Verfüllung auf. Die Entstehung dieses Zements ist unklar. Die Zonierungen sprechen jedoch für nacheinander ablaufende Diageneseprozesse oder Rekristallisation.

Genau wie bei den kalzitisch erhaltenen Schalen kann es auch bei den Aragonitschalen vor der Lösung der Originalschalensubstanz zu Umkrustungen durch inkrustierende Organismen kommen. Dann bleibt die Gestalt des Wirts durch die Hohlform in der Umkrustung überliefert, was häufig bei den Nuclei von Rhodolithen der Fall ist.

3.1.4 Gastropoda

Gastropoden

Gastropoden sind in der LPF aufgrund ihrer primär aragonitischen Schalenstruktur nur als Steinkerne oder in Hohlraumerhaltung (Mold) vorhanden (Taf. 3.1 u. 6.7). Am häufigsten kommen Gastropoden mit turmförmigem Gehäuse vor. Es können verschiedene Formen unterschieden werden, die im Rahmen dieser Arbeit jedoch nicht näher bestimmt werden. Die Turmschnecken erreichen Gehäuselängen zwischen 0,5 – 10 cm. Bei größeren Exemplaren kann man oft Steinkerne aus orangefarbenem Sediment beobachten.

Neben Turmschnecken kommen Vertreter der Gattungen *Conus* sp. (Kegelschnecken), *Strombus* sp. und der Naticiden (Raubschnecken) vor.

Im Dünnschliff können unzerstörte Gastropoden durch ihre spiralige Form gut erkannt werden. Problematischer ist die Identifikation von zerbrochenen Schnecken im Dünnschliff. Wie schon im Abschnitt Molds dieses Kapitels erwähnt, kann die eindeutige Zuordnung von Molds zu gelösten, primär aragonitischen Bivalven- oder Gastropodenschalen nicht immer erfolgen.

In unzerbrochenen Gastropodengehäusen können teilweise Geopetalgefüge beobachtet werden (Taf. 3.2, 6.7 u. 6.9).

Vermetiden

Neben den “gewöhnlichen” Gastropoden tritt selten auch die inkrustierende Gruppe der Vermetiden (Wurmschnecken) auf. Vermetiden sind röhrenförmige, nur im Juvenilstadium trochospiralig gewundene Gastropoden, die ähnlich den Röhrenwürmern (Serpuliden) Aggregate aus Einzelröhren bilden und sich an Hartsubstrate anheften.

Im vorliegenden Fall konnte die Gattung *Petaloconchus* sp. (mündl. Mitt. **H. Zibrowius, 2000**) identifiziert werden (Taf. 3.2). Es handelt sich um Aggregate von ca. 1 cm Durchmesser, welche aus Einzelröhren von ca. 1 mm Durchmesser zusammengesetzt sind. Die innenliegenden Anfangsgehäuse zeigen noch die Spindelstruktur der Gastropoden. Die angebauten Röhren besitzen eine abgeflacht ovale Form und berühren sich an den breitesten Stellen. Die gelöste Schale ist durch Sparit ersetzt. Die Hohlräume des Gehäuses sind mit Matrixsediment und Sparit verfüllt. Unterschiedlich ausgerichtete Geopetalgefüge zeigen eine Umlagerung des Aggregats an (Taf. 3.2).

Die Gattung *Petaloconchus* sp. ist typisch für ein flachmarines, hochenergetisches Milieu (mündl. Mitt. **H. Zibrowius, 2000**).

3.1.5 Annelida

Von den Würmern können aufgrund der fossilen Überlieferung ihrer kalkigen Wohnröhren nur die Röhrenwürmer (Serpulidae) nachgewiesen werden. Es können zwei verschiedene Typen beschrieben werden.

Einzelröhren von Serpuliden

Einzelröhren von Serpuliden kommen häufiger vor als Aggregate. Sie sind im Gestein als langgestreckte konische Röhren ($\varnothing$ 1–2 mm, Länge 1–2 cm) zu erkennen. Sie treten jedoch auch als unregelmäßig gebogene Röhren mit abgeflachter Basis auf sekundären Hartgründen, wie Muschelschalen, auf.

Im Dünnschliff sind sie im Querschnitt gut anhand der zweilagigen Struktur der Röhren zu erkennen (Taf. 3.3). Die innere Lage ist dunkel und dünner als die äussere helle Lage. Die Wandung ist glatt und zeigt keine Skulpturierung.

Röhrenkomplexe von Serpuliden

Röhrenkomplexe von Serpuliden bestehen aus Aggregaten von Einzelröhren (Taf. 3.4), die durch kammerige Stützelemente miteinander verbunden sind. Im Gegensatz zu den Einzelröhren ist das stützende Gerüst um die Röhren dunkel, während die eigentliche Röhre durch einen hellen Saum davon abgesetzt

ist. Das kammerige Stützgerüst zwischen den Röhren, dessen dunkle Färbung und die glatte innere Wandung unterscheidet die Serpulidenaggregate von den Vermetidkomplexen, die keinen zweilagigen Aufbau der Wandung, aber eine interne Struktur in Form der Spindel besitzen.

3.1.6 Arthropoda (Crustacea, Cirripedia)

Die Krebse sind zweifach nachgewiesen: Zum einen durch die biogenen Hartteile des Exoskeletts von Balaniden (Taf. 3.5), die als Bewuchs auf Bivalvenschalen häufig vorkommen. Zum anderen sind die Grabgänge von dekapoden Krebsen ein indirekter Hinweis auf deren Vorkommen (Taf. 3.6). Leider konnten keine Teile des Exoskeletts der Dekapoden gefunden werden.

Balaniden bewachsen meist sekundäre Hartgründe und sind deshalb in bivalvenreichen Fazies häufig. In den Pecten- und Austernschillen können oft mehrfach mit *Balanus* sp. besiedelte Schalen gefunden werden. Im Dünnschliff zeigen sich aber meist die charakteristischen Schnitte von Einzelplatten. Rezent-aufsammlungen an den Stränden der Algarve belegen den Bewuchs von Seegräsern und Tangpflanzen durch Balaniden, so daß der Nachweis von Einzelplatten in bivalvenarmen Sedimentgesteinen auf eine epiphytische Lebensweise hindeuten kann. Der Nachweis für ephemerale Substrate (sensu **Hagemann et al., 2000**) wird auch bei den Bryozoen im Rezentvergleich erbracht.

Im Schliff erkennt man die im Inneren der Schalenplatten parallel zueinander angeordneten, longitudinal verlaufenden Kanäle.

3.1.7 Bryozoa

Bryozoen (Moostierchen) sind typische Fazieskomponenten in temperierten Karbonaten (z.B. bryomol-Fazies sensu **Lees & Buller, 1972**). Sie kommen zwar von den Tropen bis in hohe Breiten vor, stellen jedoch den Hauptanteil der biogenen Komponenten in rezenten Schelfablagerungen des temperierten Typs (**Scoffin, 1987**). So stellen sie zum Beispiel auf dem südaustralischen Lacepede Schelf 80 % der biogenen Anteile des Sediments (**Hagemann et al., 1995**).

Neben Bivalven und Rotalgen sind Bryozoen auch in der LPF die erfolgreichste Gruppe der Karbonatproduzenten. Sie treten in vielfältiger Wuchsform auf, welche in eingeschränkter Weise auch Rückschlüsse auf ökologische Faktoren geben kann (z.B. **Stach, 1936; Spjeldnaes & Moissette, 1997; Moissette, 2000; Hagemann et al., 1995, 1997, 2000; Bone & James, 1993; Nelson et al., 1988**). Während **Stach (1936)** einen Zusammenhang zwischen Wuchsform der Bryozoenkolonien und der Wassertiefe, bzw. dem hydrodynamischen Milieu annahm, nimmt **Smith (1995)** eine Abhängigkeit der Wuchsform vom Substrat an. **Smith & Nelson (1992)** beschreiben schließlich taphonomische Faktoren, die Bryozoenassoziationen aufgrund unterschiedlichen Verhaltens einzelner Kolonietypen auf Abrasion und Lösung überprägen.

Für die vorliegende Arbeit wurden im Gelände und im Dünnschliff folgende Morphotypen unterschieden (in Klammern stehen die Bezeichnungen nach der Klassifikation von **Nelson et al., 1988**):

Foliate Bryozoen (ERfo, erect rigid foliaceous)

Als foliate Bryozoen werden Bryozoenkolonien mit abgeflacht, ästiger Wuchsform, deren Zooecien annähernd bilateral symmetrisch um eine mediane Ebene angeordnet sind, bezeichnet (Taf. 4.1 u. 4.2). Die Breite einzelner Äste einer foliaten Kolonie liegt zwischen 0,5 – 1 cm. Die Länge kann bis zu 5 cm betragen.

Foliate Bryozoen sind im allgemeinen in der LPF nicht häufig, können jedoch lokal angereichert sein (z.B. ASO-28). Sie treten meist in Assoziation mit celleporiformen Bryozoen auf, hinter die sie zahlenmäßig zurücktreten.

Untersuchungen bezüglich ihres Habitats ergaben die Besiedlung von Hartsubstraten in küstennahem Flachwasser (**Bone & James, 1993**) selten tiefer als 20 m Wassertiefe (**Stach, 1936**).

Adeoniforme Bryozoen (ERro, erect rigid robust branching)

Das generelle Erscheinungsbild von adeoniformen Bryozoen im Dünnschliff unterscheidet sich nur geringfügig von dem der foliaten Bryozoen. Sie weisen ebenfalls Zooecien in annähernd bilateral symmetrischer Anordnung um eine mediane Ebene auf (Taf. 4.3). Der wesentliche Unterschied ist in Ihrer Skelettmineralogie begründet. Sie sind zu 90 % aus Aragonit und zu 10 % aus Mg-Kalzit aufgebaut (**Bone & James, 1993**). Diese Mineralogie ist diagenetisch nicht stabil, so daß durch diagenetische Lösungsprozesse in der fossilen Überlieferung nur die mediane Ebene vorhanden bleibt, während die bilateral symmetrisch angeordneten Zooecien durch blockigen Sparitzement ersetzt und als Geisterstrukturen überliefert werden. Die Zuordnung der adeoniformen Bryozoen zu der Wuchsformkategorie ERro durch **Nelson et al. (1988)** erfolgte aufgrund der Dicke der Aussenwandung im Verhältnis zu den Zwischenwänden der Zooecien. Die Aussenwandung ist wesentlich robuster als die Zwischenwände, wie dieses der Fall bei Bryozoen der Wuchsform ERro ist. Nach der Bauplanähnlichkeit im Dünnschliff könnten die adeoniformen Bryozoen durchaus zu den foliaten Bryozoen gezählt werden. Aufgrund der unterschiedlichen Biomineralogie und der daraus resultierenden Lösungserscheinungen scheint eine Abgrenzung jedoch sinnvoll.

Nelson et al. (1988) beschreiben Bryozoenassoziationen für den Bereich von 0 – 200 m Wassertiefe auf dem neuseeländischen Schelf (Tabelle 2 in **Nelson et al., 1988**). Darin zeigen sie, daß die Wuchsform ERro mit zunehmender Wassertiefe an Bedeutung gewinnt. In Wassertiefen zwischen 10 – 100 m spielen sie nur eine sehr untergeordnete Rolle. Zwischen 150 – 200 m Wassertiefe dominieren sie gegenüber anderen Wuchsformen.

Fenestrate Bryozoen (ERfe, erect rigid fenestrate)

Fenestrate Bryozoen bilden aufrechte Kolonien mit netz- oder gitterförmigen Verknüpfungen. Bruchstücke solcher Kolonien sind in den Gesteinen der LPF selten. Sie sind meist als untergeordnete Elemente in bryozoenreichen Lithologien enthalten (z.B. in PDM 10). Aufgrund ihrer netzförmigen Wuchsform zeigen fenestrate Bryozoen im Schliff in Reihe angeordnete, annähernd runde, massive Querschnitte mit wenigen großen Zooecien. Die Querschnitte haben Durchmesser von 1 – 2 mm.

Die Aussagen zu Lebensraum und Wassertiefe von fenestraten Bryozoen sind nicht sehr einheitlich.

Stach (1936) stellt sie aufgrund ihres stabilen, verkalkten Skelettes in ein höher energetisches Milieu.

Die taphonomischen Untersuchungen von **Smith & Nelson (1996)** ergaben eine hohe Abrasionsresistenz, was ebenfalls für ein hochenergetisches Milieu sprechen würde. **Smith (1995)** belegt jedoch die Bevorzugung von ruhigen Bedingungen. Nach **Nelson et al. (1988)** sind fenestrate Bryozoen auf dem neuseeländischen Schelf im flachen Wasser selten, erreichen ihre maximale Verbreitung in Wassertiefen zwischen 50 – 100 m, in tieferen Bereichen sind sie wieder unterrepräsentiert. Auf dem hochenergetischen südaustralischen Schelf sind sie von sehr flachem Wasser bis in Wassertiefen von 130 m nachgewiesen (**Bone & James, 1993**).

Eigene Rezentbeobachtungen an den Stränden der Algarve ergaben den Bewuchs von Tangpflanzen durch verschiedene epiphytische Organismen, darunter auch fenestrate Bryozoen (Taf. 4.8).

Celleporiforme Bryozoen in massiver, knolliger Wuchsform (ENml, encrusting multilaminar)

Bryozoen dieser Wuchsform zeichnen sich durch den Aufbau von unregelmäßigen, multilaminaren Knollen um einen Kern aus (Taf. 4.4). Dieser Kern kann aus verschiedenen Materialien bestehen. Teilweise sind es Bio- oder Lithoklasten, die umkrustet werden. Es können jedoch auch in einem Anfangsstadium vergängliche Substrate, wie Makrophyten oder Algen, bewachsen werden. Nach dem Absterben des Wirts wachsen die Bryozoen durch Anhäufung von weiteren Lagen in die knollige Wuchsform (**Spjeldnaes & Moissette, 1997; Moissette & Pouyet, 1991; Pouyet, 1973**). **Moissette & Pouyet (1991)** beschreiben den Aufbau von massigen Knollen aus celleporiformen Aggregaten unter Mitwirkung von anderen Organismen (coralline Algen, Foraminiferen, Serpuliden), die mehrere Dezimeter Durchmesser und verschiedene äussere Gestalt (ästig, knollig, krustig) erreichen können.

In den Sedimentgesteinen der LPF sind celleporiforme Bryozoen in knolliger Wuchsform häufig. Es gibt Schichten, in denen celleporiforme Bryozoen in verschiedenen Wuchsformen gesteinsbildend auftreten (z.B. PDM 10, Leithorizont II nach **Forst et al., 2000**). Es werden Durchmesser von bis zu 10 cm erreicht.

Im Dünnschliff zeigen die Bryozoenknollen unregelmäßig runde Schnitte, worin man die unregelmäßig angeordneten Zooecien erkennt. Die Wandungen der einzelnen Zooecien sind gleichmäßig dick (0,1 mm). Die Öffnungen sind rundlich, an den Seiten abgeflacht und erreichen einen Durchmesser von 0,5 mm. Sie sind mit blockigem Sparitzement verfüllt. Selten kann es zur Lösung der Kolonie kommen, dann werden die Wände durch feineren Sparit ersetzt.

Aussagen zum Lebensraum von knolligen Bryozoen sind kontrovers. Während **Spjeldnaes & Moissette (1997)** im Rezentvergleich zum Mittelmeer eine Hauptverbreitung für knollige Bryozoen in Wassertiefen von 0 – 60 m feststellen, beschreiben **Bone & James (1993)** eine Bevorzugung von ruhigem Tiefwasser zwischen 90 und 250 m Wassertiefe auf dem australischen Schelf. Demgegenüber zeigen **Nelson et al. (1988)**, daß diese Wuchsform auf dem neuseeländischen Schelf in Wassertiefen zwischen 50 – 125 m am häufigsten ist. **Smith (1995)** postuliert stark bewegtes Wasser des Inter- bis Subtidals. Die taphonomischen Untersuchungen von **Smith & Nelson (1996)** zeigen eine erhöhte Ab-
rasionsempfindlichkeit und dadurch die Möglichkeit einer Nichtüberlieferung dieser Wuchsform in bewegtem Wasser. Sind jedoch für das Initialstadium der Kolonie Bioimmurationsgefüge eines vergänglichen Substrats erkennbar, ist eine Bindung an die photische Zone wahrscheinlich (**Hagemann et al., 2000**). Rezentbeobachtungen an der Algarve haben gezeigt, daß die knollige Wuchsform an vergänglichen Substraten (Tangen, Seegräser) im bewegten Flachwasser erreicht werden kann (Taf. 4.8).

Celleporiforme Bryozoen in ästiger Wuchsform (ENml, Celleporiform A sensu **Nelson et al., 1988**)

Diese Wuchsform unterscheidet sich lediglich durch ihre langgestreckte, ästige Ausbildung von der knolligen Wuchsform. Sie zeigt ein ähnliches Schliffbild, nur daß die Schnitte nicht rund sondern langgestreckt sind. Die Wuchsrichtung orientiert sich an einer medianen Linie, von der die unregelmäßig wachsenden Zooecien ausgehen (Taf. 4.6). Makroskopisch erkennt man diese mediane Linie nicht, die Bryozoenkolonie erscheint massiv. Es könnte sich dabei um Bioimmuration eines flachen, blattförmigen Substrats handeln (Seegräs/Seetang).

Da es sich um eine Varietät des zuvor beschriebenen Typs handelt, gilt die gleiche Diskussion bezüglich der Lebensweise und Taphonomie.

Celleporiforme Bryozoen in ästiger Wuchsform in Symbiose mit Korallen

Eine ökologische Besonderheit bildet sich in der Symbiose zwischen der Bryozoe *Celleporaria palmata* und der Koralle *Culicia parasitica* ab (Taf. 1.8 u. 1.9). Die massiv-ästig wachsende, celleporiforme Bryozoe weist in unregelmäßigen Abständen kleine Löcher (0,2 cm Ø) auf. Diese kön-

nen der symbiotisch lebenden Koralle zugeschrieben werden (**Pouyet, 1973; Cadée & McKinney, 1994; Spjeldnaes & Moissette, 1994**). Die Löcher zeigen keine Strukturen der Koralle mehr.

An der Algarve ist das Vorkommen dieser charakteristischen Vergesellschaftung auf einen Horizont beschränkt, der sich aufgrund des gehäufteten Auftretens der Bryozoen in Dickichten gut als Leithorizont verwenden läßt (Leithorizont IV, **Forst et al. 2000**).

Bryozoen in ästiger Wuchsform mit zentralem Hohlraum

Ästige Bryozoen bilden die häufigste Wuchsform in den Gesteinen der LPF. Sie treten teilweise gesteinsbildend auf (z.B. PDM 10, Leithorizont II sensu **Forst et al., 2000**). Bei den meisten Bryozoen dieser Wuchsform sind zentrale Hohlräume vorhanden (second type morphology of bryozoan masses sensu **Moissette & Pouyet, 1991**). Man kann zwei Typen unterscheiden. Zum einen den celleporiformen Typ, dessen Zooecien unregelmäßig multilamellar um den Hohlraum angeordnet sind. Zum anderen einen Typ, bei dem die Zooecien regelmäßig multilamellar konzentrisch um den Hohlraum angeordnet sind. Letzterer kann der Gattung *Calpensia* sp. (Membraniformes) zugeordnet werden. Membraniforme Bryozoen bilden in der Regel nur unilamellare Kolonien, können aber gelegentlich multilamellare Kolonien aufbauen (**Moissette & Pouyet, 1991**). Die verzweigten Äste beider Kolonietypen können bis zu 10 cm Länge und 1 – 2 cm Durchmesser erreichen.

Im Dünnschliff (Taf. 4.5) erkennt man im Querschnitt, daß der Hohlraum mit Sediment verfüllt ist. Die unterschiedliche Dicke der Zooecienlagen um den Hohlraum weist auf unterschiedliche Dauer der Wachstumsphasen hin.

Der Hohlraum kann als Bioimmurationsgefüge bezeichnet werden. Die Bryozoen wuchsen auf einem vergänglichen Substrat (**Moissette & Pouyet, 1991; Hagemann et al., 2000**) und bildeten die Form des organischen, nicht-skelettalen Stamms des Wirts ab. Der Wirt kann meist nicht näher bestimmt werden. Es kommen Algen, Tange, Seegräser (Wurzelbereich), Octokorallen, Gorgonien (Lederkorallen), Schwämme oder Seefedern in Frage. Dadurch wird die Einstufung der Wassertiefe extrem erschwert. Während Pflanzen an die photische Zone gebunden sind, kommen Schwämme, Octokorallen und Gorgonien sowohl in flachem Wasser als auch in großen Tiefen vor (**DeHaas & Knorr, 1991**). Die Substratanforderungen der Wirte sind ebenfalls unterschiedlich. Während Tange und andere der erwähnten Wirte an Hartgründen angeheftet sein können, benötigen Seegräser, deren Wurzelbereich ebenfalls als Substrat für die Bryozoen dienen kann, ein weiches Lockersediment (**DeHaas & Knorr, 1991**). Nach **Gautier (1962)** kann sich eine multilamellare Inkrustierung um einen ästigen Wirt nur in ruhigem hydrodynamischen Milieu bilden, da eine längere Zeitperiode erforderlich ist und sich in hoch-energetischen Milieus durch die instabilen Bedingungen meist nur der unilamellare, membraniforme Typ durchsetzen kann. Demgegenüber sind nach **Ziegler (1998)** inkrustierende Formen allgemein Anzeiger für bewegtes Wasser.

Nach dem Ableben des organischen, nicht-skelettalen Wirtes fallen die Bryozoen auf den Meeresgrund und die zentralen Hohlräume werden mit Sediment verfüllt oder wachsen zu (**Moissette & Pouyet, 1991**). Die taphonomischen Untersuchungen von **Smith and Nelson (1992)** ergeben geringe Abrasionsresistenz von multilamellaren Bryozoen und moderate Abrasionsresistenz von ästigen Wuchsformen. Nach Durchlaufen des taphonomischen Filters der hydraulischen Energie ergibt sich für die an der Algarve vorliegende Erhaltung der ästigen Bryozoen ein niedrig energetisches hydrodynamisches Milieu (**Smith and Nelson, 1992**), bzw. ein Ablagerungsbereich unterhalb des Welleneinflusses.

Membraniforme Bryozoen (ENul, encrusting unilaminar)

Unilaminare Bryozoen inkrustieren mit einer einzigen Zooecienlage unterschiedliche Substrate. Sie können ähnlich den multilamellaren Bryozoen auf vergänglichen Substraten siedeln, bewachsen jedoch auch Hartsubstrate, wie Steine oder Bioklasten. In Rotalgen-Bryozoen-Aggregaten können sie neben celluliporiformen Bryozoen vorkommen (**Moissette & Pouyet, 1991**). Im Gelände sind sie aufgrund ihrer geringen Größe nur schwer auf Muschelschalen zu erkennen. In den Dünnschliffen kann man selten einlagige Umkrustungen von Bioklasten erkennen. Die Zooecien sind rechteckig, wobei die auf dem Substrat heftende Basis breiter als die Seitenwandung ist. Sie erreichen eine Länge von 0,3 mm.

Analog zu den Überlegungen, daß Kolonien der membraniformen Gattung *Calpensia sp.* ruhiges Wasser benötigen, um eine multilamellare Wuchsform aufzubauen (**Gautier, 1962**), geht man bei unilaminaren Formen von bewegtem Flachwasser oberhalb der Wellenbasis aus (**Stach, 1936**). **Nelson et al. (1988)** fanden auf dem neuseeländischen Schelf eine Hauptverbreitung im Intertidal und in geringen Wassertiefen von 0 – 25 m, während sie danach nur noch unterrepräsentiert vorkommen. Nach **James et al. (1994)** und **Hagemann et al. (2000)** tragen sie einen wesentlichen Teil zur Stabilisierung von Hartgründen bei, indem sie zusammen mit Rotalgen Sedimentpartikel umkrusten und verbinden.

3.1.8 Echinodermata

Die Stachelhäuter sind im wesentlichen durch die Gruppe der Seeigel repräsentiert. Sie gehören zu einer Organismengruppe, die sich an die verschiedensten Lebensweisen anpassen kann. Es gibt Formen die räuberisch auf dem Sediment oder Hartgründen leben. Andere leben im Sediment und durchgraben dieses als Detritusfresser. Sie hinterlassen charakteristische Spuren.

Daneben treten selten Einzelelemente von Echinodermen auf, die nicht von Seeigeln herrühren.

Das Skelett der Echinodermen besteht in der Regel aus Hoch-Mg-Kalzit, welcher im Sediment nach dem Tod der Organismen in Tief-Mg-Kalzit umgewandelt wird. Dabei entstehen Kalziteinkristalle, die

man an den spiegelnden Spaltflächen im Sediment erkennen kann. An diese Einkristalle lagern sich syntaxiale Rimzemente mit gleicher optischer Orientierung an (**Flügel, 1978**).

Echinoidea (Seeigel)

Seeigel gehören zu den auffälligsten Makrofossilien in der LPF. Sie treten mit verschiedenen Gattungen auf, wobei die infaunalen Vertreter häufiger im Dünnschliff vertreten sind und die epifaunalen wegen ihrer Größe meist im Gelände auffallen.

Epifaunale Lebensweise

Die häufigsten Vertreter der epifaunalen Seeigel in der LPF gehören zur Familie der Clypeasteroidae. Clypeasteroide Seeigel besitzen eine annähernd runde Form mit einer domartigen Aufwölbung auf der Oberseite (Taf. 5.1). Der Mund sitzt auf der Unterseite und ist eingestülpt. Der After sitzt dem Mund gegenüber an der höchsten Stelle der Oberseite und ist von lanzettförmigen Petalodien umgeben.

Clypeasteroide Seeigel können verschiedene Formen annehmen, wobei der zuvor beschriebene Grundbauplan beibehalten wird. Lediglich die Wölbung der Oberseite wird variiert. Im Untersuchungsgebiet kommen sowohl hochdomige Formen als auch extrem flachdomige (Typ Sanddollar) vor. Es können Durchmesser von bis zu 15 cm erreicht werden. Der Internbau zeigt die für diese Gruppe typischen Stützpfeiler, die auch gelegentlich im Dünnschliff angeschnitten werden.

Clypeasteroide Seeigel besitzen eine semiinfaunale Lebensweise. Sie leben zeitweise mit der Basis ihres Skelettes im Sediment, während die domförmige Aufwölbung mit den Petalodien zum Atmen und dem After aus dem Sediment herausragt. Lokal können sie im Untersuchungsgebiet angehäuft vorkommen (flachdomige Formen als Schill im Profil PDG, hochdomige Formen als Anhäufung im Profil PSR). Nicht selten kann man sie in Lebendstellung an der Basis und am Top von Schichten finden. Innerhalb einer Schicht liegen sie nicht in Lebendstellung, bzw. fragmentiert vor.

Weiterhin kommen kleine reguläre Seeigel vor (Taf. 5.2). Sie sind sehr selten und erreichen maximal 1 cm im Durchmesser. Diese Form lebt auf dem Substrat und ernährt sich auf räuberische Art. Im Gegensatz zu allen anderen vorkommenden Arten, die nur kurze, unskulpturierte Stacheln ähnlich einem Pelz tragen, besitzen diese regulären Seeigel skulpturierte Stacheln, die man gelegentlich einzeln im Sediment findet. Im Dünnschliff zeigen diese im Querschnitt eine sternförmige Gestalt.

Infaunale Lebensweise

In den sandigen Lithologien kommen häufig irreguläre Seeigel vor. Ihre Gestalt ist auf ein Leben im Sediment angepasst. Die Mundöffnung ist bei den grabenden Formen an die untere Gehäusevorderseite gewandert. Die Afteröffnung liegt ebenfalls auf der Gehäuseunterseite am hinteren Ende. Das Gehäuse ist keilförmig gebaut. Bei *Schizaster* sp. sitzt an der vorderen Gehäuseoberseite ein Keil auf (Taf. 5.3), der das Durchpflügen des Sediments erleichtern soll (**Ziegler, 1998**). Die Gehäuse von grabenden Seeigeln sind sehr dünnwandig. Sie können selten als komplette Gehäuse im Dünnschliff beobachtet werden. Häufiger sind einzelne Bruchstücke von Gehäuseplatten. Diese zeigen im Dünnschliff ein feines netzartiges Muster (Taf. 5.4) und sind meist von syntaxialen Rimzementen umgeben.

Die meisten irregulären Seeigel erreichen im Untersuchungsgebiet eine durchschnittliche Größe von 1 – 3 cm Gehäuselänge. Seltener kommen Exemplare bis 10 cm vor. Einige der bioturbaten Strukturen in den sandigen Lithologien können eindeutig aufgrund des Stopfmusters (Taf. 5.5) grabenden Seeigeln zugeordnet werden (**Bromley, 1990**).

Asteroidea (Seesterne) oder Ophiuroidea (Schlangensterne)

In den Sedimentgesteinen der LPF können immer wieder kastenförmige Elemente mit abgerundeten Ecken, sowie mit polygonalen Formen (Taf. 5.6) und der einkristallinen Struktur der Echinodermen gefunden werden. Die Elemente besitzen 0,5 – 1 cm Kantenlänge. Sie können nicht den Gehäuseplatten oder Stacheln von Seeigeln zugeordnet werden. Es könnte sich um Einzelelemente von Schlangen- oder Seesternen handeln (mündl. Mitt. **R. Hunde, 2001**). Prinzipiell könnten auch Elemente von Comatuliden (Haar- oder Federsterne) in Frage kommen.

3.1.9 Plantae

Die Überlieferungsfähigkeit von marinen Pflanzen ist aufgrund der oftmals fehlenden Hartteilsbildung sehr schlecht. Ausnahmen bilden die Kalkalgen, die größtenteils auf tropische Gebiete beschränkt sind. Die Rotalgen bilden eine Gruppe der Kalkalgen, die auch in temperierten und kalten Gewässern vorkommen (z.B. **Freiwald et al., 1997**). Beide Gruppen können karbonatische Skelette aufbauen, die fossil überlieferungsfähig sind und teilweise gesteinsbildend auftreten können (**Flügel, 1978**).

Da die Pflanzen nur durch die Rotalgen in der LPF vertreten sind, kann man von der Ablagerung der LPF unter temperierten Bedingungen ausgehen.

Rhodophyceae (Rotalgen)

Verkalkte Gerüste werden von der Familie der Coralinaceen gebildet. Sie treten als Krusten oder Rhodolithe auf. Als Rhodolithe bezeichnet man Knollen und nicht festgewachsene ästige Wuchsformen mit lagigem Aufbau, der hauptsächlich aus coralinaceen Algen besteht (**Bosence, 1983**). Coralinaceen sind in den Sedimentgesteinen der LPF häufig (Taf. 5.7). Sie können teilweise gesteinsbildend vorkommen. Am häufigsten treten sie als Rhodolithe auf (Taf. 5.9). Meist umkrusten die Rotalgen dabei multilamellar Bioklasten. An den Rhodolithen können auch andere inkrustierende Organismen partizipieren. So kommen acervulinide Foraminiferen (**Dullo et al., 1990**) oder Bryozoen (**Burgess & Anderson, 1983**) als Zwischenlagen vor. Knollige Rhodolithe erreichen Durchmesser von bis zu 10 cm. Eine weitere Wuchsform sind ästige Rhodolithe (sensu **Bosence, 1983**). Dabei werden die Lagen nicht tangential um den Kern gebildet, sondern wachsen radial in die Höhe (Taf. 5.8). In Maerl Fazies (sensu **Lemoine, 1910**) für rotalgendominierte Ablagerungen vor der nordwestlichen französischen Küste) treten solche ästigen und miteinander verwachsenen Strukturen aus Lithothamnien auf und können 10–20 cm über den Meeresboden aufragen (**Bosence, 1983**). Maerl Fazies sind aus dem Nordatlantik (Frankreich, Großbritannien, Norwegen; z.B. **Freiwald, 1993; Scoffin, 1987**), aus dem Mittelmeer (z.B. **Péres & Picard, 1964**) und dem nordwestafrikanischen Schelf (**Summerhayes et al., 1976**) bekannt. Die bevorzugte Wassertiefe liegt zwischen 1–10 m, kann aber bis 27 m hinabreichen (**Bosence, 1983**).

Im Dünnschliff zeigt sich das aus Hoch-Mg-Kalzit bestehende Kalkgerüst der Coralinaceen als feines Netzwerk aus reihenförmig angeordneten Zellen von 10–30 µm Größe (**Füchtbauer, 1988**). Aufgrund dieses Netzwerks kann man auch Klasten von Rotalgen gut im Dünnschliff bestimmen. Vertreter der Lithothamnien zeigen bläschenförmige Sporenkammern, die sogenannten Konzeptakeln, von 0,2–0,6 mm Durchmesser. Als Kerne von Rhodolithen treten häufig Bioklasten auf. Meist sind es Muschelschalen, aber auch Bryozoenklasten und Lithoklasten kommen vor. Selten konnten im Untersuchungsgebiet auch abgerollte Klasten der hermatypen Koralle *Porites* sp. als Nuclei nachgewiesen werden (Taf. 1.7).

Anbohrungen durch Schwämme oder andere Organismen treten häufig bei den größeren Rhodolithknollen auf. Grundsätzlich nimmt man für das Wachstum von Rhodolithen bewegtes Wasser bis 90 m Wassertiefe an, alle tieferen Vorkommen werden als Reliktkörner interpretiert (**Bosence, 1983**). Durch die Bewegung der Rhodolithe am Meeresgrund kommt es zu der radial konzentrischen Form. **Bosence (1983)** erwähnt jedoch auch Rhodolithe mit bis zu 30 cm Durchmesser aus Wassertiefen zwischen 50 und 250 m. Diese sind häufig durch Mollusken, Würmer, Schwämme und Pilze zerbohrt. Um in solchen Wassertiefen die konzentrische Wuchsform zu erreichen müssen Strömungen, und untergeordnet auch Fische, für das Drehen der Knollen am Meeresboden angenommen werden (**Bosselini & Ginsburg, 1970**). Viele Rhodolithe aus großen Wassertiefen sind tot und Radiokarbonuntersuchungen ergaben

Alter bis zu 20000 Jahren, so daß es sich um Reliktkörner handeln muß, welche sich zu Zeiten von relativen Meeresspiegeltiefständen gebildet haben.

Bosence (1983) beschreibt eine Abhängigkeit der Wuchsform von Substrat und Wasserenergie. So treten spheroidale Rhodolithe auf groben Schalensanden und Rotalgenkiesen unter Einwirkung von erhöhter Strömungs- und Wellenenergie auf. Der Grad der Verzweigung steigt mit der Wasserenergie, wobei ein starker Thallus ausgebildet wird und die Äste durch die Wasserenergie immer wieder abgebrochen werden und nachwachsen. Discoidale Wuchsformen bilden sich auf ebenen, feinkörnig-sandigen Untergründen, wo ein basales Wachstum verhindert wird. Umlagerung durch Strömung ermöglicht nur ein laterales Wachstum. **Bosselini & Ginsburg (1971)** beschreiben die Bildung von Rhodolithen in Seegraswiesen, von wo sie in sandige Rinnen umgelagert werden und durch Verwachsung einzelner Thalli laminare Krusten bilden. Eigene Rezentbeobachtungen an den Stränden der Algarve ergaben den Bewuchs von vergänglichen Substraten (Seegras, Tang) durch Rotalgen in knolliger und ästiger Form. Fossile Beispiele von rhodolithdominierten Lithologien sind z.B. im Mediterran nicht selten (Upper and Lower Coralline Limestone Formation, Malta (**Jacobs et al., 1996**); Lithothamnium Limestones, Apenninen (**Carannante & Simone, 1996**); red algal member (Siracusa Limestone), Sizilien (**Pedley et al., 1992**); Bryozoen-Corallinaceen Fazies, SE-Spanien (**Hultzsich, 1999**)).

3.1.10 Bioklasten

Nicht alle skelettalen Komponenten können eindeutig einem Organismus zugeordnet werden, da sie aufgrund hoher Fragmentierung oder ungewöhnlicher Schnittlagen im Dünnschliff nicht identifiziert werden können. Sie stellen jedoch ein Teil der Karbonatmasse dar und wurden deshalb in der Dünnschliffauswertung als Bioklasten indet. berücksichtigt (Taf. 6.6). Der Gehalt an Bioklasten kann ein Hinweis auf das hydrodynamische Milieu oder Umlagerungsprozesse geben. In die statistische Auswertung zur Erstellung der Biofaziestypen fließen die Bioklasten nicht ein, da sie aufgrund ihrer Nicht-Identifizierbarkeit keine ökologischen Aussagen zu den Biothanatozoenosen ermöglichen.

3.1.11 Vertebrata

Reste von Wirbeltieren stammen in der LPF von Fischen und Reptilien. Einen Überblick geben **Antunes et al. (1981)**, die durch Schlämmen von Karstsedimenten ein breites Spektrum an Fischzähnen und mehrere Krokodilzähne miozänen Alters nachweisen konnten.

Im Zuge der für diese Arbeit durchgeführten Gelände- und Profilaufnahmen konnten ebenfalls einige Zähne geborgen werden. Am deutlich häufigsten treten Zähne von Selachiern (Haie und Rochen) auf

(Taf. 6.1 u. 6.2). Es konnten folgende Gattungen nachgewiesen werden: *Odontaspis* sp., *Hemipristis* sp., *Galeocerdo* sp., *Isurus* sp., *Carcharhinus* sp., *Procarcharodon* sp., *Negaprion* sp. und *Myliobatis* sp. Die Knochenfische sind durch Zahnbrassen vertreten (*Sparus* sp.; Taf. 6.3. u. 6.4).

Ein Zahn des gavialartigen Krokodils *Tomistoma lusitanica* konnte in Praia da Galé geborgen werden. Aufgrund der von **Antunes et al. (1981)** beschriebenen Fischfauna interpretieren diese Autoren für die LPF ein subtropisch-tropisches Meeresmilieu, vergleichbar mit den heutigen Verhältnissen im Golf von Guinea. Eine vergleichbare Selachierfauna aus dem Neogen des Alvalade-Beckens beschreiben **Antunes et al. (1999)**. Die ökologischen Anforderungen bezüglich der Temperatur der meisten dort nachgewiesenen Haie zeigen deutlich eine Tendenz zu subtropisch bis warm-temperiert (**Antunes et al., 1999**). Ein solches klimatisches Szenario würde auch die Faunenvergesellschaftung der LPF nachzeichnen.

Unbestimmbare Knochenreste treten vereinzelt in den Lokalitäten auf. Da sie teilweise definitiv zu groß für Knochenfische sind, könnten sie von Krokodiliern oder aber marinen Säugern stammen. **Estevens (2000)** beschreibt Reste von Cetaceen und Sireniern aus dem portugiesischen Neogen. Aus dem tortonischen Teil der Lokalität Praia da Rocha sind Reste von Zahnwalen bekannt (mündl. Mitt. **Pais, 1999**).

3.2 Matrix

Als Matrix bezeichnet man den feinkörnigen, primären Anteil am Gestein. Diese Grundmasse oder Matrix der LPF-Gesteine beinhaltet alle Gesteinskomponenten kleiner als 1 mm (Taf. 6.5), ungeachtet ihres lithologischen Charakters. Das bedeutet, daß sowohl der siliziklastische Anteil (Sand-/Tonfraktion), der karbonatische Anteil (Mikrit) und der feinbioklastische Anteil der Grundmasse in die Variable „Matrix“ einfließen.

Je nach Lithologie der beprobten Schicht kann der Matrixgehalt zwischen 10 – 90% schwanken. Den geringsten Matrixgehalt besitzen grobe Rudstones mit offener moldic porosity. Den höchsten Gehalt an Matrix, im Vergleich zu den Biogenen, findet man naturgemäß in schwachfossilführenden bzw. fossilfreien Sandsteinen.

Die Korngröße des siliziklastischen Anteils der Matrix liegt nach rein qualitativer Ansprache in der Feinsandfraktion. In der Tonfraktion ist die Unterscheidung zwischen mikritischem Zement und Tonmineralen im Dünnschliff nicht durchführbar. Die sandige Grundmasse ist jedoch karbonatisch gebunden, so daß von einem mikritischen Anteil ausgegangen werden muß.

3.3 Peloid

Der Begriff “Peloid” umfasst eine polygenetische Gruppe von sandkorngroßen (100 – 500 µm) Körnern aus mikrokristallinem Karbonat (**Tucker & Wright, 1990**). Der rein deskriptive Terminus wurde von **McKee & Gutschick (1969)** eingeführt. Peloiden können sich aus Kotpillen (faecal pellets) von Detritusfressern, aus Mikroklasten kalkiger Algen, aus mikritisierten Körnern oder aus Karbonatschlammklasten herleiten (**Tucker & Wright, 1990**). Meist bleibt die genaue Herkunft unklar. Peloiden besitzen eine runde bis ellipsoide Form und sind intern unstrukturiert. Ausnahmen bilden verschiedene Kotpillen z.B. von dekapoden Krebsen (*Callinassa*), die eine interne Struktur besitzen.

Ein deutliches peloidales Gefüge kann im oberen Teil eines Geopetalgefüges in einer Gastropodenschale (LDL 18) festgestellt werden (Taf. 6.7). Dabei handelt es sich um einen sogenannten Pelsparit.

Die wahrscheinlichste Erklärung für das Vorkommen von Peloiden ist die Aufarbeitung von Rindenkörnern (**Tucker & Wright, 1990**). Mikrobioklasten aus kalzitischen Biogenen sind häufig. Da Biogene mit aragonitischer Skelettmineralogie in der LPF ebenfalls nicht selten sind, liegt die Vermutung nahe, daß es sich bei den Peloiden um Mikrobioklasten aus ursprünglich aragonitischen Biogenen handelt.

3.4 Zemente

Der am häufigsten beobachtete Zement in der LPF ist der drusige Sparitzement (Taf. 6.10). Er füllt Porenräume als intrapartikulärer Zement (z.B. in Bryozoen s.a. Taf. 4.5, Foraminiferen usw.) und als Ersatz für gelöste, primär aragonitische Biogene (Molluskenmolds). Weiterhin bindet er in Sandsteinen und matrixdominierten Lithologien die Körner.

Selten treten um Echinodermenreste syntaxiale Zemente auf. An Schalen von Großforaminifen können faserig-skalenoedrische Sparitzemente beobachtet werden (Taf. 6.8 u. 6.13).

Alle bisher erwähnten Zementtypen gelten in der Regel als spätdiagenetische Versenkungszemente, können jedoch auch als oberflächennahe, meteorische Zemente gedeutet werden (**Tucker & Wright, 1990**).

Füllungen in Lösungshohlräumen von primär aragonitischen Biogenen werden oft von mehreren Generationen eines dunkelgrauen Mikrosparits gebildet (Taf. 6.12 u. 2.6). Die Grenzen zwischen den unterschiedlichen Mikrospariten sind scharf, was auf verschieden weitreichende Diagenesefronten schließen läßt. Wahrscheinlich handelt es sich um Umkristallisationsprodukte, verursacht durch zirkulierende Wasser im Porenraum.

Eine andere Art von Füllungen in Lösungshohlräumen besteht aus orange-braunem Mikritzement. Wenn eine Lamination des Internsediments zu beobachten ist, diente der Hohlraum als Sedimentfalle für den feinkörnigen Karbonatschlamm, der aufgrund der erhöhten Wasserenergie aus dem flachmarinen Ablagerungsraum in beckenwärtiger Richtung abtransportiert wurde.

3.5 Rindenkörner

Mikritrinden um gelöste, primär aragonitische Komponenten sind häufig (Taf. 6.11). Rindenkörner bilden sich durch die Aktivität von Mikrobohrern (endolithische Algen, Pilze, Bakterien), die eine Schale perforieren. Die winzigen Löcher werden mit Mikritzement verfüllt. Nach der Lösung der originären Schale bleibt nur deren, durch den mikritischen Umschlag geschützte, äussere Gestalt überliefert (**Bathurst, 1966**).

3.6 Lithoklasten

Als Lithoklasten werden mechanisch geformte und abgelagerte Karbonatgesteinsbruchstücke (> 2 mm Durchmesser) bezeichnet, die von einem älteren, lithifizierten Kalkstein aus dem Ablagerungsraum, aus der Umgebung des Ablagerungsraumes oder von ausserhalb des Ablagerungsraumes kommen (**Bates & Jackson, 1990**).

Klasten des karbonatischen, kretazischen Basements der LPF kommen der Definition für Lithoklasten nach **Bates & Jackson (1990)** am nächsten. An den Lokalitäten, wo der Kontakt zwischen der unterlagernden Kreide und der LPF aufgeschlossen ist (Praia do Canavial, Praia Arrifes, Arrifão), enthält die tiefste miozäne Schicht aufgearbeitete Klasten des Basements. Während in Praia do Canavial, wo die Schichten im flachen Winkel diskordant aufeinandertreffen, nur gut gerundete, kieselgroße Klasten auftreten, zeigt sich in den Lokalitäten Arrifes und Arrifão an der Basis des Miozäns eine andere Lithologie. Dort ist die Lagerung der Kreideschichten saiger, so daß die Schichtköpfe der zyklisch abgelagerten Kreidesedimente am miozänen Meeresboden anstanden. Da die Schichten der Kreide unterschiedliche Lithologie besitzen, kam es durch selektive marine Erosion der weniger widerstandsfähigeren Schichten zur Bildung eines unregelmäßigen Reliefs. Dieses Relief wurde durch die fortschreitende Erosion des hochenergetischen Atlantiks mit einem Konglomerat aus Geröllen, die den Kreide-Ablagerungen zugeordnet werden können, verfüllt und von zementierenden Austern besiedelt. Bohrmuscheln perforierten die auflagernde Schicht bis in die Kreide hinein.

Lithoklasten unbekannten Alters sind in vielen Schichten der LPF durch laminierte, teilweise mikritische Lithoklasten repräsentiert. Sie erreichen Größen zwischen 5 – 10 cm Kantenlänge und sind teilweise in Taschen im Gestein überliefert. Im Profil PAW treten sie auch als Substrat der Koralle *Tarbellastrea* auf, die sie teilweise gänzlich umwächst (Taf. 1.6). Ob es sich dabei um Palimpsestsedimente auf dem shaved shelf im Sinne von **James et al. (1994)** oder um Paläokarstreste handelt, bleibt unklar.

Paläokarsterscheinungen würden auf ein zeitweiliges Auftauchen im Zuge der Ablagerung der LPF hinweisen. Hierfür finden sich jedoch keine weiteren Hinweise.

Im Profil ALB finden sich in einem fossilführenden Sandstein (ALB11) Klasten der darunterliegenden Schicht (ALB10), was auf die Ausbildung eines Festgrundes (hardground) am Top von ALB 10 durch eine längere Sedimentationsunterbrechung hindeutet.

Ein Gestein, was ausschließlich aus Lithoklasten besteht, stellt eine lithologische Besonderheit im Ablagerungsraum der LPF dar. Es handelt sich um eine Einsturzbrekzie (Taf. 7.4), die durch den Kollaps des Albufeira Salzdiapirs verursacht wurde (s.a. Kap 8.2.1). Diese lithologische Einheit zieht sich vom Ostrand der Lokalität Arrifão (Ponta da Baleeira) durch die Bucht der Praia Baleeira, die auch den Ausstrich des Salzdiapirs darstellt, bis ans Westende der Praia Albufeira. In dieser Brekzie finden sich in chaotischer Lagerung Sedimentgesteine der Kreide und des Miozäns zusammen mit marinen Fossilien.

Etwa 100 m östlich des letzten Brekzienvorkommens am Strand von Albufeira wird diese Brekzie von einem geslumpten Blockhorizont (Taf. 7.5) überlagert, der große Blöcke miozäner Gesteine enthält. Im wesentlichen handelt es sich um gelbe Sandsteine, die Slumpingstrukturen zeigen, und Blöcke der oberen Austernbank von Arrifão. Auch dieser durch Rutschung entstandene Blockhorizont hängt mit der Bewegung des Diapirs zusammen.

4. Quantitative Biofaziesanalyse

4.1 Methodik

Die quantitative Biofaziesanalyse basiert auf einer statistischen Analyse von Aufschluß- und Dünnschliffdaten. Diese Vorgehensweise war nötig, weil die Lithologien teilweise Biogene mit Durchmessern von mehr als 10 cm aufweisen. In einer Dünnschliffprobe wäre die statistische Signifikanz nicht erreicht. Deshalb wurden im Gelände die Schichtanschnitte mit großmaschigen Zählnetzen (Raster 10 X 10 cm, 100 Punkte) überzogen, um so im Rasterzählverfahren (**Flügel 1982**) Korrelationsmöglichkeiten, laterale Fazieswechsel und Kompatibilität mit der mikrofaziellen Auswertung zu prüfen. Es wurden Komponenten > 1 cm angesprochen. Neun Variablen wurden unterschieden. Die Datenmatrix wurde in einer MS-Excel Datei erstellt und statistisch ausgewertet. Im Anhang sind die Ergebnisse der ausgezählten Schichten als Balkendiagramme neben den Profilen dargestellt.

Die mikrofazielle Auswertung der Dünnschliffe umfaßte neben der qualitativen Faziesanalyse (s.a. **Flügel, 1982**) auch eine quantitative Analyse über die gängige Methode des point counting (z.B. **Piller & Mansour, 1990**) zur Quantifizierung der Komponenten. Nach **Flügel (1982)** erreicht die Fehlerkurve beim point counting mit 300 Rasterpunkten pro Schliff eine akzeptable Steigung. Unter 300 Punkten steigt sie steil an, darüber verändert sie sich nur unwesentlich.

Die Zählungen wurden an einem Universalsichtgerät nach Kraus/Lanooy (ADC 3) der Firma MAP bei einer einheitlich 24-fachen Vergrößerung vorgenommen. Es wurde ein Zählnetz mit 100 Rasterpunkten, die jeweils 2 cm Abstand zueinander besitzen, verwendet. Es wurden also 3 Zähldurchgänge pro Schliff an verschiedenen Stellen durchgeführt, um die gewünschten 300 Zählpunkte zu erhalten. Es wurden 35 Variablen gezählt, wobei folgende Kriterien zu Grunde lagen:

Alle Komponenten über 1 mm wurden jeweils einer kontinuierlichen Variablen zugeordnet. Komponenten, welche kleiner 1 mm sind, wurden der Variablen "Matrix" zugeordnet. Die Variable "Matrix" beinhaltet somit alle Partikel der Grundmasse ungeachtet ihres lithologischen Charakters, also sowohl siliziklastische Elemente als auch Bioklasten in der angegebenen Größe. Biogene Komponenten größer 1 mm, die nicht eindeutig einer biogenen Variablen zugeordnet werden konnten, wurden als "Bioklasten" gezählt. Um die Auswertung so detailliert wie möglich zu machen, erfolgte zunächst die Zuordnung jeder erkennbaren Komponenten in eine eigene Variable. Sinnvoll ist jedoch die nachträgliche Zusammenfassung einzelner Variablen in Gruppenvariablen, um die Datenmatrix nicht zu groß werden zu lassen. In der folgenden Tabelle sind die Variablen und die zusammengefassten Gruppenvariablen, die dieser Untersuchung zu Grunde liegen, dargestellt.

Variable	Beschreibung
Matrix	Grundmasse, siliziklastisch, bioklastisch (< 1 mm)
Zement	Karbonatzement
Ccmol	Bivalvenreste indet. in kalzitischer Erhaltung
Mold	Molluskenreste indet. aragonitischen Ursprungs
Pecten	Pectinide Bivalvenschalen
Austern	Ostreide Bivalvenschalen
Gastropoden	Hohlformen und Ausgüsse von Gastropoden
Vermetiden	Irreguläre wurmförmige Gastropodengehäuse
Serpeln	röhrenförmige Gehäuse von Strudelwürmern
Celleporiforme Bryozoen	radiär-konzentrisch wachsende (knollige) Bryozoen indet.
Lochbryozoen	ästig lamellar-konzentrisch wachsende Bryozoen mit zylindrischem Hohlraum, indet. und <i>Calpensia</i> sp., sowie <i>Celleporaria palmata</i>
ästig multilaminare Bryozoen	ästig lamellar-konzentrisch wachsende Bryozoen ohne zylindrischen Hohlraum, indet.
Foliate Bryozoen	verzweigt blattförmige Bryozoen, kalzitisch
Adeoniforme Bryozoen	verzweigt blattförmige Bryozoen mit aragonitischem Skelett
Fenestrate Bryozoen	netzartig wachsende Bryozoen
Bryozoen indet.	nicht bestimmbare Bruchstücke von Bryozoen, jedoch multilaminar
Rodolithe	lamellar-konzentrisch wachsende coralline Rotalgen
Rotalgenäste	Bruchstücke von ästig wachsenden corallinen Rotalgen
Solitärkoralle	Hohlformen und Ausgüsse von azooxanthellaten scleractinen Korallen
Koloniekoralle	Hohlformen und Ausgüsse von zooxanthellaten scleractinen Korallen
Foram 1 – 3	verschiedene Schnittlagen von Großforaminiferen des Heterosteginen/Planosteginen Morphotyps
Foram 4	Milliolidide Foraminiferen cf. <i>Triloculina</i> , cf. <i>Quinqueloculina</i>
Foram 5	Textularide Foraminiferen
Foram 6	Planktonische Foraminiferen des globigerinen Morphotyps
Foram 7	Planktonische Foraminiferen indet.
Foram 8	Lenticulinide Foraminiferen indet.
Foram 9	Großforaminiferen indet.
Foram 10	Kleinforaminiferen indet.
Echinodermen	Klasten von Echiniden und Crinoiden, im Schliff meist indet.
Balanus	Platten von inkrustierenden Cirripedien
Bioklast	Skelettpartikelfragment

Intraklast	Gesteinsbruchstück aus dem Ablagerungsraum
Extraklast	Gesteinsbruchstück von ausserhalb des Ablagerungsraums, z.B. aufgearbeitete Gesteine des stratigraphisch älteren Untergrunds
Ccmolgesamt	Ccmol + Pecten, ohne Austern
Rotalgen	Rhodolith + Rotalgenäste
Enml	Celleporiforme + Lochbryozoen + ästig multilaminare Bryozoen + Bryozoen indet.
Grofogesamt	Foram 1+2+3+8+9
Kleinforamgesamt	Foram 4+5+6+7+10

Tabelle 4.1: Variablen und zusammengefasste Gruppenvariablen, ermittelt aus der qualitativen und quantitativen Faziesanalyse der Dünnschliffe. Diese Variablen bilden die Grundlage für alle hier durchgeführten statistischen Operationen (z.B. Hierarchische Clusteranalyse).

188 der über 200 Dünnschliffe konnten unter Berücksichtigung der aufgeführten Kriterien ausgezählt werden. In den restlichen Schliffen überwog der Matrixanteil, daß heißt mehr als 90 % der Komponenten war kleiner 1 mm. Diese Schliffe wurden nicht in die Statistik mit aufgenommen, da ihre Biogenzusammensetzung nur geschätzt werden konnten. Ein Vergleich der geschätzten und ausgezählten Schliffe ist nicht möglich, da die Verfahren unterschiedliche Fehler aufweisen (**Flügel, 1982**).

Während des Zählvorgangs wurde für jeden Schliff ein Datenblatt mit der Anzahl der Treffer pro Variable angefertigt. Diese Daten wurden in eine Tabelle in dem Statistikprogramm SPSS 7.5 übertragen, um eine Datenmatrix für statistische Operationen zu erhalten.

In einem ersten Schritt wurden die Zählergebnisse in Prozent umgerechnet. Die Durchführung des Kolmogorov-Smirnov Tests (K-S-Test, Tabellen siehe Anhang), zur Prüfung der einzelnen Variablen auf Normalverteilung, ergab bei fast allen Variablen p-Werte unter 0,05. Damit kann eine Normalverteilung der Variablen ausgeschlossen werden. Lediglich die Variable Bioklast lag über einem p-Wert von 0,05 (0,773) und zeigt somit eine Normalverteilung. Um die für die hierarchische Clusteranalyse relevanten Variablen zu bestimmen, wurde eine Korrelationstabelle angefertigt. Der in vielen vergleichbaren mikrofaziellen Arbeiten angewandte Korrelationskoeffizient R nach Pearson konnte nicht angewandt werden, da er nach dem arithmetischen Mittel arbeitet und die Daten normalverteilt sein müssen. Der Korrelationskoeffizient Rs nach Spearman ist für nicht-parametrische Daten geeignet und errechnet sich über den Medianwert. Daher wurde die Korrelation nach Spearman durchgeführt (Tabelle siehe Anhang). Aus der entsprechenden Korrelationstabelle kann man ersehen, welche Variablen positiv bzw. negativ miteinander korrelieren, daß heißt, welche miteinander vorkommen und welche sich ausschließen.

Die ermittelten Variablen bilden die Datengrundlage zur Erstellung einer hierarchischen Clusteranalyse. Der Terminus "Clusteranalyse" wurde erstmals von **Tryon (1939)** eingeführt. Hierarchische Clusteranalysen finden häufig in biologischen Untersuchungen zur Klassifizierung von Verwandtschaftsverhältnissen Verwendung. Dabei gilt: je höher der Level der Aggregation, desto weniger gemeinsam haben die Bestandteile der einzelnen Gruppierungen (Cluster).

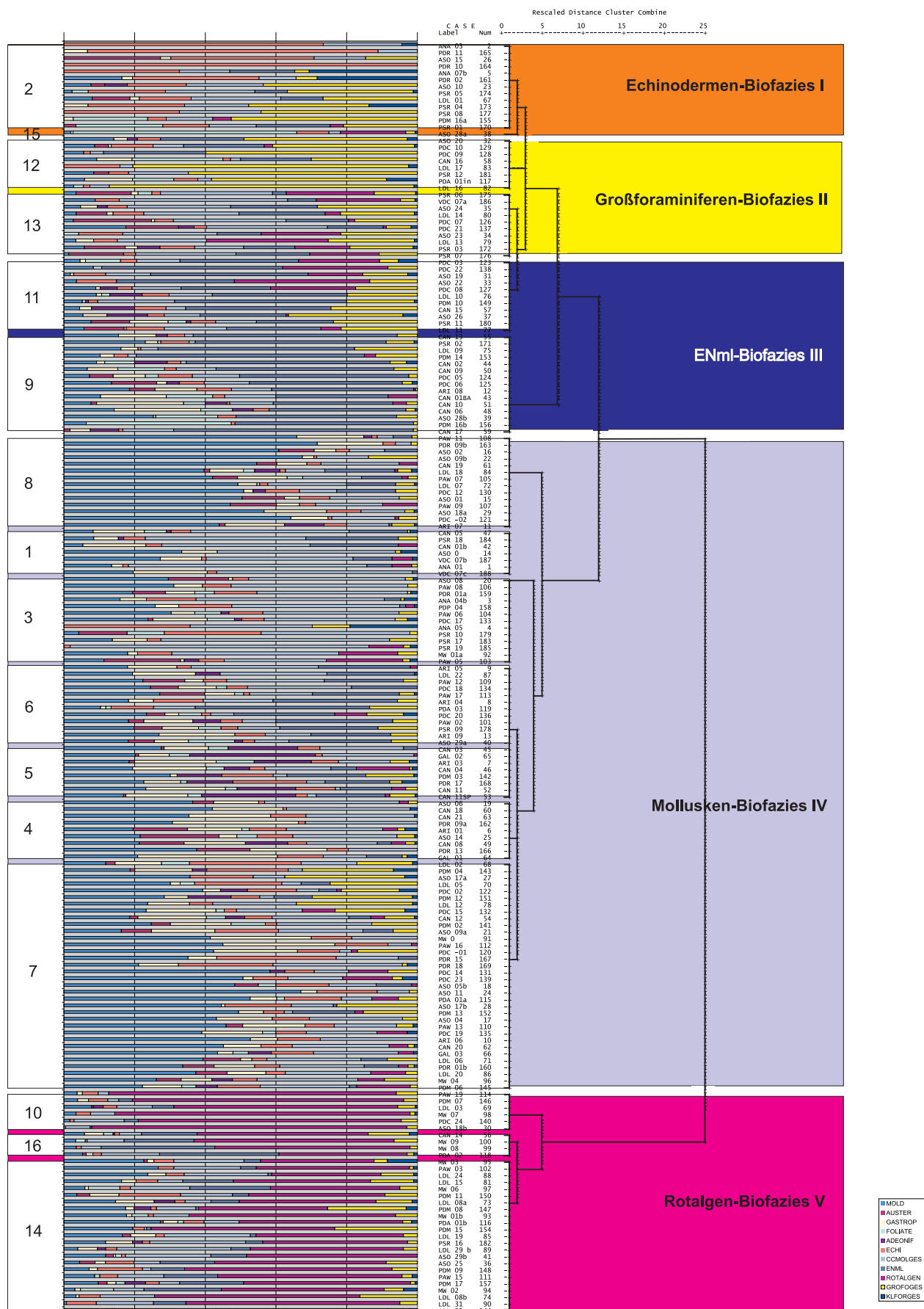
Dieses Prinzip kann auch zur Analyse von rezenten und fossilen Vergesellschaftungsstrukturen (z.B. **Bosence, 1979**) und von Faziesbestimmungen, basierend auf Komponentenverteilungen (**Nebelsick, 1989; Piller & Mansour, 1990**), eingesetzt werden. Dabei werden die prozentualen Sedimentzusammensetzungen einzelner Proben miteinander analysierend verglichen. Im hier vorliegenden Fall wurden als relevante Variablen Ccmolgesamt, Austern, Mold, Gastropoden, Rotalgen, Enml, Foliate Bryozoen, Adeoniforme Bryozoen, Grofogesamt, Kleinformgesamt und Echinodermen ermittelt. Die Variablen Matrix und Zement wurden nicht berücksichtigt, da sie zum einen für eine Biogenassoziation irrelevant sind und zum anderen der Matrixgehalt durchweg sehr hoch ist, was eine Analyse deutlich überprägen würde. Die Variable Bioklast fand ebenfalls keine Berücksichtigung, da sie biofaziell keine Aussagekraft hat, sondern vielmehr Hinweise zum Fragmentierungsgrad der Biogene gibt. Andere biogene Variablen stellen entweder Durchläuferformen (z.B. Serpeln) dar, bzw. kommen nur extrem vereinzelt vor (z.B. Vermetiden), so daß sie nicht mit in die Berechnung einfließen.

Die hierarchische Clusteranalyse vergleicht die Fälle (Proben der aufgenommenen Profile) des Datensatzes auf Ähnlichkeiten in ihrer Zusammensetzung. Die Operation wurde in diesem Fall mit der Methode nach Ward durchgeführt. Diese Methode benutzt eine Analyse der Varianzannäherung um die Clusterdistanzen zu bestimmen. Dadurch wird die Summe der Quadrate (Sum of Squares) von jeglichen zwei (hypothetischen) Clustern, die in einem Schritt generiert werden können, minimiert (**Ward, 1963**). Generell wird diese Methode als sehr effizient angesehen. Sie tendiert jedoch zur Generierung von kleinen Clustern. Als Distanzmaß diente der quadrierte euklidische Abstand.

Das Ziel der hierarchischen Clusteranalyse soll die Ermittlung biofazieller Assoziationen (Biofaziestypen) sein.

Folgende Seite

Abb.4.1: Ergebnis der hierarchischen Clusteranalyse nach Ward. Die rechte Seite des Diagramms zeigt die fünf Hauptcluster (Biofaziestypen), welche aus verschiedenen Subclustern zusammengesetzt sind. Die Balkendiagramme zeigen die Zusammensetzung der einzelnen Proben.



4.2 Ergebnisse

Das Ergebnis der hierarchischen Clusteranalyse ist ein Dendrogramm (Abb. 4.1). Innerhalb des Dendrogramms können 16 Subcluster unterschieden werden, welche sich auf fünf Hauptcluster höherer Ordnung verteilen. Die Cluster unterscheiden sich durch ihre kompositionelle Zusammensetzung, wobei nach ihren Hauptbestandteilen sortiert wird.

In der folgenden Tabelle sind die 16 Subcluster mit ihren namengebenden Hauptbestandteilen dargestellt.

Subcluster	Hauptbestandteile
1	Ccmolges + Mold + Enml
2	Echi + Foraminiferen
3	Ccmol –Misch-Fazies
4	Mollusken-Misch-Fazies (Mold + Gastropoden + Ccmolges + Austern)
5	Aramol (Mold + Gastropoden) + Bryozoen (Adeoniform + Enml)
6	Enml + Mollusken
7	Mold-Misch-Fazies
8	Mold
9	Enml
10	Rotalgen
11	Enml+Grofo
12	Grofo
13	Grofo-Misch-Fazies
14	Rotalgen + Bivalven
15	Foliate Bryozoen
16	Rotalgen + Enml

Tabelle 4.2: Die 16 Subcluster mit ihren namengebenden Hauptbestandteilen

Die 16 Subcluster sind fünf übergeordneten Hauptclustern zugeordnet, welche analog ihrer Zusammensetzung als Biofaziestypen definiert werden können.

Hauptcluster	Biofaziestyp	Subcluster
I	Echinodermen-Biofaziestyp	2 + (15)
II	Großforaminiferen-Biofaziestyp	12 + 13
III	Bryozoen-Biofaziestyp	9 + 11
IV	Bivalven-Biofaziestyp	1 + 3 + 4 + 5 + 6 + 7 + 8
V	Rotalgen-Biofaziestyp	10 + 14 + 16

Tabelle 4.3: Die fünf Hauptcluster stellen fünf Biofaziestypen dar, welche über die Zusammensetzung der Hauptcluster definiert werden.

Ausschlaggebend für die Unterteilung der Proben in Cluster bei der hierarchischen Clusteranalyse sind die Distanzebenen (Rescaled Distance Cluster Combine, in Abb.4.1), auf denen die Cluster kombiniert werden. Die Distanzskala reicht von 0 - 25, wobei gilt, je näher eine Distanzebene am Ursprung liegt, um so ähnlicher sind die durch die Ebene verbundenen Proben. Im umgekehrten Fall bedeutet ein höherer Kombinationslevel die deutliche Trennung von Proben, bzw. Probengruppen (Subcluster, Cluster).

Das Dendrogramm (Abb.4.1) zeigt als wesentliches Ergebnis die Aufteilung in zwei Hauptäste, die sich über den Gehalt an Rotalgen definieren. Die Distanzebene, welche die Aufspaltung der beiden Äste ausmacht, liegt bei dem Wert 25 auf der Distanzskala. Dies bedeutet, daß die Proben, welche jeweils an den Enden der Äste zusammengefasst sind, in ihrer Gruppierung ähnlich sind, sich jedoch deutlich von den Proben des anderen Astes unterscheiden.

Der untere Ast des Dendrogramms, bestehend aus den Subclustern 10, 16 und 14, wird deutlich von Rotalgen dominiert, während andere Komponenten nur untergeordnet vorkommen. Die Distanzebene, die das Subcluster 10 von den Subclustern 16 und 14 trennt liegt bei dem Wert 5 auf der Distanzskala. Subcluster 14 und 16 sind von einer Distanzebene mit dem Wert 2 getrennt, so daß also eine hohe Ähnlichkeit in der Zusammensetzung der Gesteine der Proben dieser Subcluster besteht. Diese deutliche Abgrenzung der drei Subcluster zu allen anderen Subclustern durch die Ebene 25 und ihre geringe Abgrenzung untereinander durch die Ebenen 5 und 2, macht diesen unteren Ast des Dendrogramms zu einem Hauptcluster.

Graphisch verdeutlicht wird dies auch in den Balkendiagrammen, welche links neben dem Dendrogramm für jede Probe dargestellt sind (Abb.4.1). Die Balkendiagramme zeigen die prozentuale Zusammensetzung der Gesteine der einzelnen Proben als gestapelte Balken. Die Dominanz der Rotalgen in den Subclustern 10, 14 und 16 ist deutlich in den Balkendiagrammen sichtbar, während andere Komponenten nur untergeordnet vorkommen. Umgekehrt wird deutlich, daß in den Proben des oberen Astes des Dendrogramms zwar Rotalgen durchaus vorkommen, aber eben nur sehr untergeordnet gegenüber anderen Komponenten auftreten, die dann aufgrund ihrer Dominanz andere Hauptcluster definieren.

Die nächste Unterteilung des oberen Astes findet auf der Distanzebene 13 statt. Dort werden erneut zwei Äste gestrennt, wobei der untere eine große Anzahl von Proben ($n = 97$) enthält, in deren Zusammensetzung Mollusken dominieren. Dieser untere Ast setzt sich aus den Subclustern 1, 3, 4, 5, 6, 7 und 8 zusammen. Die Distanzebenen, welche die Subcluster voneinander trennen, liegen zwischen den Werten 5 und 3. Die geringen Distanzen und die deutliche Dominanz von Mollusken machen diesen Ast zu einem Hauptcluster.

Der obere Ast läßt sich noch dreimal unterteilen, wobei die Distanzen sehr gering bleiben (>3). Über die graphische Darstellung der Zusammensetzung der Proben in den Balkendiagrammen lassen sich jedoch drei Hauptcluster bestimmen, in denen Bryozoen (Subcluster 9 u. 11), Großforaminiferen (Subcl. 12 u. 13) und Echinodermen (Subcl. 2 $\pm$ 15) dominieren.

Die Zuordnung von Subcluster 15 zum Hauptcluster I erfolgte aufgrund seiner hierarchischen Stellung innerhalb des Dendrogramms. Subcluster 15 enthält als dominierendes biogenes Element foliate Bryozoen und ist auf eine Probe (ASO 28 a) beschränkt. Im Dendrogramm der hierarchischen Clusteranalyse liegt Subcluster 15 als Abspaltung des Astes von Subcluster 2 auf der Distanzebene 2 vor. Die Subcluster 2 und 15 werden von den anderen Subclustern auf der Distanzebene 3 getrennt. Subcluster 15 trennt Biofazies I von Biofazies II. Aufgrund der Tatsache, daß in Subcluster 2 als Nebengemengteil in verschiedenen Proben foliate Bryozoen vorkommen, dies jedoch nur in untergeordneten Mengen bei den Subclustern 12 und 13 des Biofaziestyps II der Fall ist, wird Subcluster 15 dem Biofaziestyp I zugeordnet.

Die fünf Hauptcluster, bzw. Biofaziestypen I – V, sind jeweils über einen biogenen Hauptanteil definiert, der zur Namensgebung des Biofaziestyps herangezogen wird. Dieser Hauptanteil muß sich nicht aus einer einzelnen Variablen herleiten, sondern kann sich aus mehreren Variablen zusammensetzen. Besonders deutlich wird dies beim Biofaziestyp IV, dem molluskendominierten Biofaziestyp. Der Hauptanteil wird in allen Subclustern von Mollusken, bzw. Bivalven gestellt. Die Subcluster variieren jedoch in ihrer Zusammensetzung, wobei das Gleichgewicht zwischen den kalzitischen und aragonitischen Komponenten verschoben wird. In der Geländeansprache sind kalzitische Bivalven, meistens Pectiniden und kalzitischer Schalenbruch, häufig deutlich zu erkennen. Die Mikrofaziesanalyse macht deutlich, daß Aragonitschaler ebenfalls die Faunenvergesellschaftung mitbestimmen. Wobei Gastropoden nur untergeordnet vorkommen, so daß von einem Bivalven (dominierten)-Biofaziestyp gesprochen werden kann. Als zementierend lebende Flachwasserformen wurden die Austern als eigenständige Variable behandelt und nicht in die Variable der kalzitischen Bivalven (Ccmolges) eingerechnet. Sie treten jedoch ähnlich den Gastropoden nur untergeordnet auf und nehmen keinen maßgeblichen Einfluß auf die Verteilung der Subcluster. Aufgrund von vier einfließenden Variablen der Kategorie Mollusken (Ccmolges, Mold, Austern, Gastropoden) ist die Kombinationsmöglichkeit zu verschiedenen Subclustern natürlich höher, als bei den anderen Variablen. Mit sieben Subclustern ist Biofaziestyp IV der variantenreichste. Die große Anzahl Proben, welche diesem Biofaziestyp zugeordnet sind, gibt allerdings auch Rückschlüsse auf die Dominanz von Mollusken innerhalb der untersuchten Gesteine.

Im Mittelwert dominiert die Gruppe der Mollusken mit 51 %, Rotalgen folgen mit 18%, Bryozoen mit 14%, Großforaminiferen mit 10% und als Schlußlicht Echinodermen mit nur 8% der Gesamtprobenzahl in den LPF-Gesteinen.

Die biogene Gesteinszusammensetzung spiegelt die Begriffe Foramol-, Bryomol- und Rhodalgal-Karbonate (**Lees & Buller, 1976**) auch für die untersuchten Gesteine der LPF.

4.3 Beschreibung der Biofaziestypen

Für die Beschreibung der aus der hierarchischen Clusteranalyse ermittelten Biofaziestypen wurden jeweils Mittelwerte der Biogene aller dem Biofaziestyp zugeordneten Proben errechnet. Die Mittelwerte werden in Form von Tortendiagrammen dargestellt. Es liegen die gleichen Variablen wie bei der Clusteranalyse zugrunde. Der Matrixgehalt wurde ebenfalls herausgerechnet, da die hohen Matrixgehalte die Darstellung der Biogene unmöglich gemacht hätten und die Matrix zu den abiogenen Komponenten zählt.

Die in der Beschreibung angegebenen Prozentwerte beziehen sich also auf Mittelwerte. Wenn Angaben zum Matrixgehalt gemacht werden, handelt es sich um Volumenprozent, welche sich aus den Auszählungen herleiten. Diese Werte sind dann als solche indiziert (Volumenprozent).

4.3.1 Echinodermen-Biofaziestyp I

Dieser Biofaziestyp beinhaltet Proben ($n = 14$) deren Matrixgehalt zwischen 55 und 85 % (Volumenprozent) liegt. Biogene Komponenten treten dementsprechend stark zurück und beschränken sich nur auf wenige Variablen, die dann nach dem Herausnehmen der Matrixkomponente und der Normierung hohe Prozentwerte aufweisen. Die häufigsten biogenen Komponenten sind Echinodermenreste (31 %), die auf infaunale, grabende Seeigel zurückzuführen sind. Diese haben die feinkörnigen, matrixreichen Sedimente besiedelt und sind teilweise noch als komplette Gehäuse überliefert. Aufgrund ihrer Dünnschaligkeit liegen sie jedoch meist als Klasten vor. Die am zweithäufigsten Biogene stellen die benthischen Großforaminiferen (18 %) dar. Ungefähr gleich häufig sind Klasten kalzitischer Bivalven (15 %) und foliate Bryozoen (14 %). Kalzitische Bivalven, besonders Pectiniden, sind typische Durchläuferformen, die in fast jeder beprobten Schicht in unterschiedlichem Maße auftreten. Der hohe Mittelwert (14 %) von foliaten Bryozoen in diesem Biofaziestyp erklärt sich durch die Einbeziehung von Subcluster 15, welches wie aus weiter oben beschriebenen hierarchischen Gründen ebenfalls zu diesem Biofaziestyp gerechnet wird. Dieses Subcluster wird nur durch eine Probe (ASO 28a) gebildet. Die Hauptkomponente dieses Subclusters wird von Bryozoen der foliaten Wuchsform (32 Vol.%) gestellt. Rotalgen (9,3 Vol.%) und Echinodermenreste (4,6 Vol.%) sind weitere Biogene.

Auffallend hoch in diesem Biofaziestyp ist auch der Anteil an Kleinforaminiferen (5 %), die besonders in den Proben der westlichen Profile (ANA, PDR) auftreten. Dieses Phänomen zeichnet einen stratigraphischen Übergang zu jüngeren Schichten nach. Die sandigen Abfolgen der Profile PDR und ANA gehören stratigraphisch in das Seravallium (siehe dazu auch Abb.7.3 Beckenkorrelation).

Die restlichen Biogene dieses Biofaziestyps verteilen sich mit jeweils 4 % auf Rotalgen und Bryozoen der Wuchsform ENml, jeweils 3 % auf Molluskenmolds und Austern und schließlich mit 2 % auf Gastropoden.

In der hierarchischen Anordnung innerhalb des Subclusters 2, welches diesen Biofaziestyp hauptsächlich darstellt, nimmt der Gehalt (Vol%) von Echinodermenresten sukzessive ab, wohingegen der Anteil an Großforaminiferen zunimmt. Dies deutet auf einen statistisch graduellen Übergang zum Großforaminiferen-Biofaziestyp hin, welcher von Großforaminiferen dominiert wird. Als generelles Merkmal kann jedoch der hohe Anteil an siliziklastischem Material in der Matrixkomponente angeführt werden. Deshalb können die Proben, welche aufgrund ihres großen Matrixgehalts keinen Eingang in die Statistik fanden, zumindest assoziativ zu diesem Biofaziestyp gerechnet werden.

Ein einheitliches Muster bezüglich der Zementation kann nicht festgestellt werden. Ein nahtloser Übergang von schwach zementierten, stark absandenden Proben bis zu stark zementierten Proben ist vorhanden.

Der Bildungsraum für die Gesteine dieses Biofaziestyps kann unterhalb der Wellenabrationstiefe angesiedelt werden. Dort wurden die feinkörnigen Sedimentpartikel abgelagert, die im hochenergetischen Flachwasserbereich ausgewaschen wurden. Die Dominanz von grabenden Seeigeln, welche in den groben Kalksteinen selten sind, weist ebenfalls auf ruhigere Bedingungen hin.

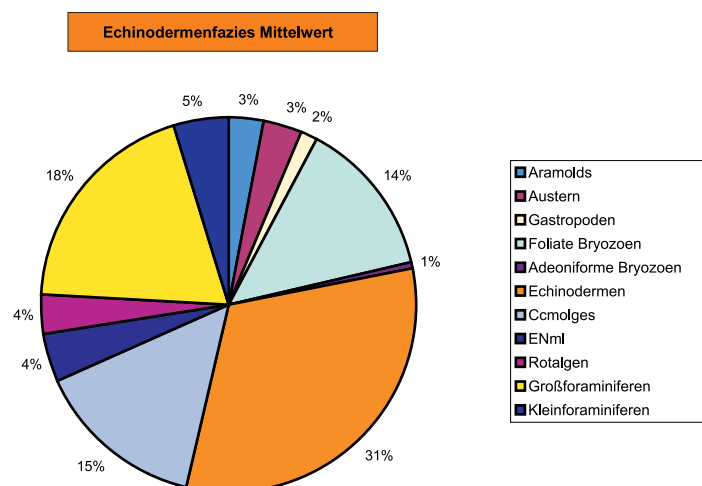


Abb.4.2: Tortendiagramm mit der mittleren Biogenzusammensetzung des Biofaziestyps I

4.3.2 Großforaminiferen-Biofaziestyp II

Dieser Biofaziestyp ($n = 19$) wird zu 29 % aus benthischen Großforaminiferen des Heterosteginen-Morphotyps gebildet. Diese Großforaminiferen treten teilweise gesteinsbildend in Großforaminiferenakkumulationen auf (z.B. LDL 16/17, PDC 10, PSR 12). Die zweithäufigste Komponente dieses Biofaziestyps bildet die Gruppe der kalzitischen Bivalven (19 %). Dabei handelt es sich im wesentlichen um Pectiniden und Bruchstücke von Pectinidenschalen. Bryozoen der Wuchsform ENml sind mit 13 % vertreten. Inkrustierende Rotalgen treten zu 10 % auf.

Die weiteren Komponenten sind sehr gleichförmig verteilt. Lösungshohlräume nach aragonitischen Mollusken (Molds), Austern, Gastropoden und Echinoiden kommen jeweils zu 6 % vor. Foliate Bryozoen treten zu 3 % auf. Mit jeweils einem Prozent kommen Kleinforminiferen und adeoniforme Bryozoen vor. Die geringe Präsenz von Kleinforminiferen lässt sich auf den Auswaschungseffekt der Feinfraktion in Akkumulationen zurückführen (**Aigner, 1983; Racey, 2001**). Adeoniforme Bryozoen sind ohnehin in den Gesteinen der LPF nicht sehr häufig und gewinnen nach **Nelson et al. (1988)** erst mit zunehmender Wassertiefe (> 100 m) an Bedeutung.

Die Zusammensetzung der Hauptkomponenten dieses Biofaziestyps spricht für einen Lebensraum im Bereich von Seegraswiesen oder auf Makrophyten (**Betzler et al., 1997**). Gesteine mit einer Dominanz von Großforaminiferen weisen auf zeitweise optimale Bedingungen für diese Tiergruppe hin (Licht, Temperatur, siehe auch Kap. 3). Die Kriterien für eine autochthone – parautochthone Ablagerung dieser Sedimente nach **Racey (2001)** sind nur teilweise erfüllt (siehe Kap. 3). Vielmehr kann von einem kurzen Transport in die unmittelbare Nähe der Seegraswiesen ausgegangen werden.

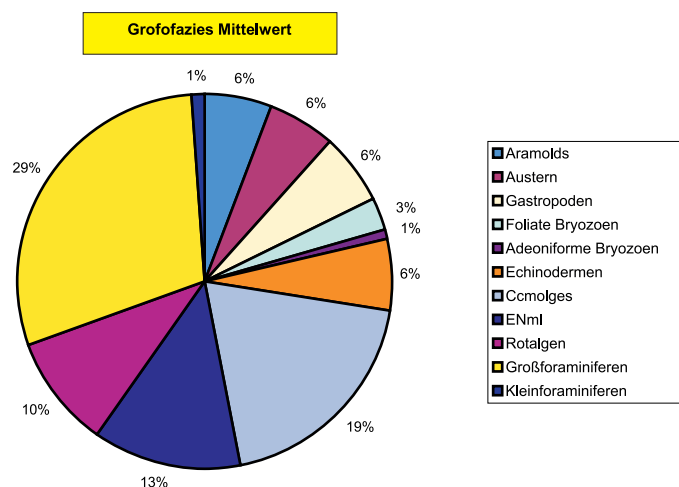


Abb.4.3: Tortendiagramm mit der mittleren Biogenzusammensetzung des Biofaziestyps II

4.3.3 ENml-Biofaziestyp III

Celleporiforme Bryozoen der Wuchsform ENml sind in den Gesteinen der LPF sehr häufig. Sie weisen oft Bioimmurationsgefüge auf, was auf den Bewuchs von vergänglichen Substraten hinweist (sensu **Hagemann et al., 2000**). Nach **Spjeldnaes & Moissette (1997)** können diese inkrustierenden Formen zunächst röhrenförmig um das vergängliche Substrat wachsen und nach dem Absterben des Wirtes in unregelmäßig, knollige Wuchsformen übergehen.

Biofaziestyp III (n = 26) setzt sich zu 42 % aus Bryozoen der Wuchsform ENml zusammen. Alle anderen Komponenten treten demgegenüber nur in geringen, einigermaßen gleichen Mengen auf. Benthische Großforaminiferen und Lösungshohlräume nach aragonitischen Mollusken (jeweils zu 10 %) und kalzische Mollusken (9 %) sind fast zu gleichen Teilen vorhanden. Rotalgen (6 %), Echinoiden (6 %), Gastropoden (6 %) und foliate Bryozoen (5 %) weisen ebenfalls eine ausgeglichene Verteilung auf. Nur untergeordnet kommen adeoniforme Bryozoen (3 %), Austern (2 %) und Kleinforaminiferen (1 %) vor.

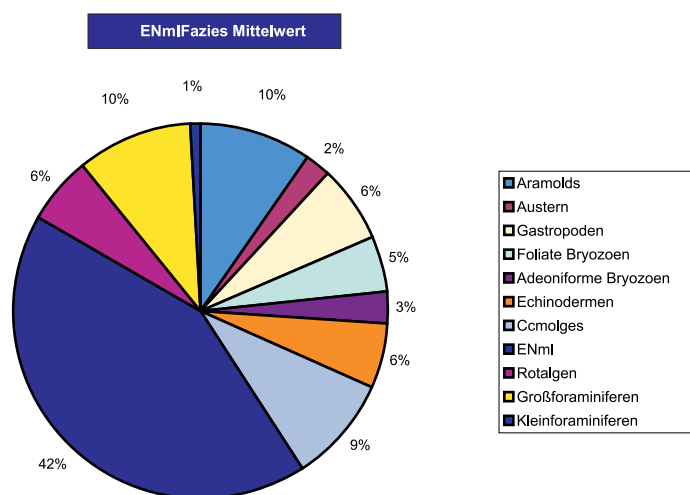


Abb.4.4: Tortendiagramm mit der mittleren Biogenzusammensetzung des Biofaziestyps III.

Ein Ablagerungsraum in der Nähe der Karbonatfabrik ist denkbar. Vorstellbar sind Sedimente, die sich aus dem Bewuchs von Makrophytenwäldern und deren saisonaler Rasur (im Sinne von **James et al. (1994)**, shaved shelf Modell) ergeben haben. Dabei wird der flachmarine Teil des Schelfs durch hoch-energetische Hydrodynamik frei von Sedimentbedeckung gehalten. Es erfolgt eine Umverteilung der Sedimentpartikel in tiefere Bereiche des Schelfs unterhalb der Wellenabrationstiefe. Die Erhaltung der hier vorliegenden Bryozoen ist größtenteils gut, so daß von einem geringen Transport ausgegangen wer-

den muß. Nach **Smith & Nelson (1996)** sind Bryozoen der Wuchsform ENml nur sehr gering resistent gegen Abrasion. Die anderen Komponenten liegen in relativ ausgeglichenem Verhältnis zueinander vor, so daß keine Komponente hervorsteht, die weitere Aussagen zur Wassertiefe zulassen würde.

4.3.4 Mollusken-Biofaziestyp IV

Der Mollusken-Biofaziestyp (n = 97) beinhaltet die meisten Subcluster (7) und somit die größte Variation in der Zusammensetzung seiner Hauptkomponenten. In der mittleren Zusammensetzung wird jedoch deutlich, daß Bivalven den Hauptteil der Biomasse ausmachen. Das Verhältnis von Aragonitschälern zu Kalzitischälern ist ungefähr gleich. Lösungshohlräume nach aragonitischen Bivalven sind mit 31 % vertreten. Kalzitische Bivalven (im wesentlichen Pectiniden, 24 %) und Austern (4 %) treten dem mit insgesamt 28 % gegenüber. Eine deutliche Verschiebung des Gleichgewichts zugunsten der aragonitischen Mollusken findet jedoch statt, wenn man den erhöhten Anteil an Gastropoden (12 %) mit einbezieht. Aus diesem Grund erfolgte die Namensgebung dieses Biofaziestyps als Molluskenbiofazies und nicht als Bivalvenbiofazies, wie man durch die Dominanz der Pectiniden, besonders im Geländebefund, vermuten würde.

Echinoiden und Bryozoen der Wuchsform ENml sind nach den Mollusken die häufigsten Biogene (jeweils 8 %). Benthische Großforaminiferen treten mit 5 % auf. Ungewöhnlich gering ist der Gehalt an Rotalgen (2 %). Foliate- (2 %) und adeoniforme Bryozoen (3 %) sind ebenfalls nicht häufig. Wie in den meisten Biofaziestypen sind auch hier die Kleinforaminiferen am geringsten vertreten (1 %).

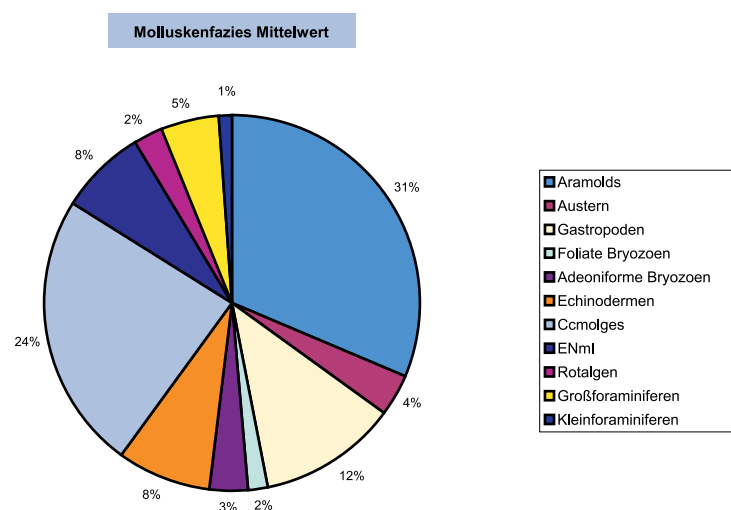


Abb.4.5: Tortendiagramm mit der mittleren Biogenzusammensetzung des Biofaziestyps IV.

Um Aussagen zu Bildungsbereichen oder ökologischen Faktoren machen zu können, ist es sinnvoll, Mittelwerte für die einzelnen Subcluster zu errechnen und somit die Variation des, im Vergleich mit anderen Biofaziestypen, großen Biofaziesclusters einzugrenzen. Es wurden für die sieben Subcluster, die den Molluskenbiofaziestyp aufbauen (siehe Tabelle 4.3), die Mittelwerte errechnet (Abb.4.6). Die Beschreibung erfolgt in der hierarchischen Stellung der Subcluster innerhalb des Mollusken-Biofazies Typs

4.3.4.1 Subcluster 8

In Subcluster 8 ($n = 14$) dominieren Aragonitschaler gegenüber den Kalzitschalern. Die Lösungshohlräume und Steinkerne aragonitischer Bivalven machen 54 % aus. Hinzu kommen 10 % Gastropoden, so daß sich 64 % Aragonitschaler ergeben. Demgegenüber treten 18 % kalzitische Bivalven (14 % Pectiniden und 4 % Austern). Bryozoen der Wuchsform ENml kommen zu 5 % vor. Alle anderen Komponenten sind unterrepräsentiert und weisen Werte zwischen 0,24 – 4 % auf.

Durch die Dominanz von aragonitischen Komponenten in diesem Subcluster weisen die ihm zu Grunde liegenden Gesteine eine hohe moldic porosity auf, was jedoch nicht mit einer offenen Porosität zu verwechseln ist. Die Molds der aragonitischen Biogene sind häufig durch Zemente oder Grundmasse verfüllt. Es handelt sich bei den Proben dieses Subclusters um bivalven-/molluskendominierte Gesteine (Schille im weiteren Sinne).

4.3.4.2 Subcluster 1

Subcluster 1 ($n = 7$) wird von kalzitischen Bivalven dominiert (50 %). Dabei handelt es sich im wesentlichen um Schalen und Klasten von Pectiniden, während Austern kaum vertreten sind (0,19 %).

Aragonitische Faunenelemente bilden die zweite große Gruppe innerhalb des Subclusters. Lösungshohlräume nach aragonitischen Bivalven kommen zu 18 % vor, Gastropoden zu 12 %. Das Kalzit-Aragonit-Schaler-Verhältnis ist mit 10 % zu gunsten der Kalzitschaler verschoben.

Bryozoen der Wuchsform ENml treten ebenfalls zu 12 % auf. Alle anderen Komponenten sind unterrepräsentiert und rangieren zwischen 1 – 3 %.

Dieses Subcluster stellt pectinidendominierte Schillbänke dar. Dabei handelt es sich um stratigraphisch kondensierte Horizonte (“condensed shell beds” sensu **Kidwell & Holland, 1991**), in denen Pectinidenschalen in unterschiedlichen Stadien der Erhaltung nebeneinander vorkommen. Ein gutes Beispiel bildet Leithorizont I (VDC 7, siehe auch Kap. 2). Dieser Schillhorizont zeigt Schalenmaterial unterschiedlicher Größe und Erhaltung. Zwischen gut erhaltenen Schalen liegt kalzitischer Schalenbruch vor. Der Horizont ist stark bioturbirt und wird von Bohrmuschelgängen durchzogen. Die Oberfläche ist unregelmäßig und zeigt Vertiefungen mit Reliktsedimenten und Sedimenten aus der Hangendschichtfolge. Die Struktur der Oberfläche deutet auf die Ausbildung eines Hartgrundes hin.

4.3.4.3 Subcluster 3

Subcluster 3 (n = 13) wird ähnlich Subcluster 1 von kalzitischen Bivalven dominiert. Allerdings ist hier das Verhältnis wesentlich deutlicher zugunsten der kalzitischen Bivalven verschoben.

Pectinidenschalen und deren Klasten treten zu 44 % auf. Austern erhöhen den Gehalt an kalzitischen Bivalven um 5 % auf 49 %. Demgegenüber sind Lösungshohlräume aragonitischer Bivalven mit 19 % vertreten und Gastropoden mit 6 %. Beide Molluskengruppen bilden also gemeinsam 75 % der Biogene. Relativ stark vertreten sind mit 12 % Echinoiden. Verhältnismäßig ausgeglichen gestaltet sich die Verteilung der restlichen Biogenen mit jeweils 3 % Rotalgen, benthische Großforaminiferen, Kleinforaminiferen und foliate Bryozoen. Deutlich zurück treten adeoniforme Bryozoen und Bryozoen der Wuchsform ENml mit jeweils 1 %.

Dieses Subcluster innerhalb des Biofaziestyps beinhaltet Gesteine, die im Gelände als sandige Rudstones klassifiziert wurden. Der Gehalt an großwüchsigen Biogenen, im speziellen an Pectiniden, ist hoch, aber es kommt eine sandige Grundmasse vor, die es schwer macht, von einem reinen Rudstone zu sprechen. Der relativ hohe Gehalt an Seeigelresten belegt das sandige Substrat. Die dünnchaligen grabenden Formen hätten in einem reinen, groben Rudstone ohne Grundmasse keinen Lebensraum und keine Überlieferungschance.

4.3.4.4 Subcluster 6

Subcluster 6 (n = 12) besitzt eine Mollusken-Bryozoen-Zusammensetzung. Als Einzelkomponente dominieren Bryozoen der Wuchsform ENml (28 %). Demgegenüber erreichen die Mollusken einen Gesamtanteil von 55 %. Daraus entfallen auf kalzitische Bivalven 23 % (18 % Pectiniden, 5 % Austern) und auf aragonitische Mollusken 32 % (21 % Lösungshohlräume aragonitischer Bivalven, 11 % Gastropoden). Bei den anderen Biogenen kommen Echinoiden auf 5 %, benthische Großforaminiferen auf 6 %. Foliate Bryozoen erreichen 3 %, adeoniforme Bryozoen 2 %. Rotalgen sind nur sehr gering mit 1 % vertreten. Dieses Subcluster verkörpert eine Mischfazies der Biogenkomponenten der LPF. Bryozoen und Mollusken sind die klassischen Durchläuferformen, die in den unterschiedlichsten Lithologien vorkommen. Die Zusammensetzung der bryomol-Fazies (sensu **Lees & Buller, 1976**) ist in diesem Subcluster verwirklicht.

4.3.4.5 Subcluster 5

In Subcluster 5 (n = 8) ist eine deutliche Dominanz aragonitischer Komponenten festzustellen. Allerdings sind es nicht nur Mollusken mit ursprünglich aragonitischer Mineralogie, die dieses Cluster bestimmen, sondern auch zu 19 % adeoniforme Bryozoen. Sie sind zu 90 % aus Aragonit und zu 10 % aus Mg-

Kalzit aufgebaut (**Bone & James, 1993**). Diese mineralogische Zusammensetzung ist diagenetisch nicht stabil, so daß durch Lösungsprozesse in der fossilen Überlieferung nur die mediane Ebene vorhanden bleibt, während die bilateral symmetrisch angeordneten Zooecien durch blockigen Sparitzement ersetzt und als Geisterstrukturen überliefert werden (Taf. 4.3).

Daneben sind die häufigsten Komponenten Lösungshohlräume nach aragonitischen Bivalven (21 %) und Gastropoden (16 %). Demgegenüber sind kalzitische Bivalven nur zu 12 % (11 % Pectiniden und 1 % Austern) vorhanden. Das Kalzit-Aragonitverhältnis ist also deutlich zugunsten der aragonitischen Komponente verschoben.

Weiterhin kommen 11 % Bryozoen der Wuchsform ENml, 8 % Echinoidenreste und 5 % foliate Bryozoen vor. Rotalgen (3 %) und Foraminiferen (4 % benthische Großforaminiferen, 1 % Kleinforaminiferen) treten zurück.

Die Lösungshohlräume nach aragonitischen Bivalven können größtenteils grabenden Formen zugeordnet werden. Adeoniforme Bryozoen erreichen ihr ökologisches Maximum nach Untersuchungen von **Nelson et al. (1988)** auf dem neuseeländischen Schelf in größeren Wassertiefen (> 150 m). Die geringe Präsenz von Formen, die Flachwasser bevorzugen, wie Rhodolithe und benthische Großforaminiferen, deutet daher auf ein ruhigeres, eher tieferes Milieu als Bildungsbereich für die Gesteine dieses Subclusters hin.

4.3.4.6 Subcluster 4

Subcluster 4 (n = 9) umfaßt eine deutlich definierte Molluskenassoziation. Alle anderen Biogene treten anteilmäßig in den Hintergrund. Die drei Hauptkomponenten werden von den kalzitischen Bivalven (26 %), den Molds aragonitischer Bivalven (28 %) und den Gastropoden (21 %) gebildet. Mit 9 % bestätigen die Austern die Dominanz der Mollusken in diesem Subcluster. Das Kalzit-Aragonit-Verhältnis ist zugunsten der Aragonitschaler verschoben (49 % Molds und Gastropoden : 35 % Pectiniden und Austern).

Ausser den Echinoiden (7 %) überschreiten keine anderen Biogene die 2 %-Grenze.

Bei den in diesem Subcluster erfassten Fazies handelt es sich jedoch nicht, wie man annehmen sollte, um Schille, sondern es läßt sich vielmehr ein ähnlicher Effekt wie beim Biofaziestyp I beobachten. Relativ hohe Matrixwerte verfälschen nach dem Herausrechnen die Werte der Biogene, so daß die Mollusken als Durchläuferformen hervortreten. Die Lithologie entspricht einem sandigen Rudstone bzw. einem fossilführenden Sandstein.

4.3.4.7 Subcluster 7

Subcluster 7 ist das umfangreichste Subcluster innerhalb des Biofaziestyps IV ($n = 34$). Es wird deutlich von Aragonitschalen dominiert. Lösungshohlräume nach aragonitischen Bivalven (37 %) sind die häufigsten Biogene. Zusammen mit den Gastropoden (11 %) erreichen die aragonitischen Mollusken 48 %. Demgegenüber kommen nur 20 % Kalzitschalen vor (18 % Pectiniden, 2 % Austern). Verglichen mit den anderen Subclustern dieses Biofaziestyps ist der Anteil an Echinoiden relativ hoch (13 %). Nur die benthischen Großforaminiferen erreichen noch einen Wert von 9 %, alle anderen Biogene liegen unter 3 % (Rotalgen, Bryozoen der Wuchsform ENml jeweils 3 %, adeoniforme Bryozoen 2 %, foliate Bryozoen, Kleinforaminiferen jeweils 1 %). Die Matrixgehalte innerhalb des Subclusters reichen von Werten unter 10 % Vol. bis über 70 % Vol., so daß von keiner bevorzugten Lithologie gesprochen werden kann. Der hohe Anteil an Molds aragonitischer Bivalven deutet jedoch auf gute Bedingungen für grabende Formen hin. Dies wird durch den relativ hohen Anteil an Echinoiden belegt, bei denen es sich im wesentlichen ebenfalls um infaunale Formen handelt. Bei Matrixwerten unter 40 % Vol. sind die Gehalte an Gastropoden und Echinoiden geringer als bei Proben deren Matrixgehalt über 40 % Vol. liegt.

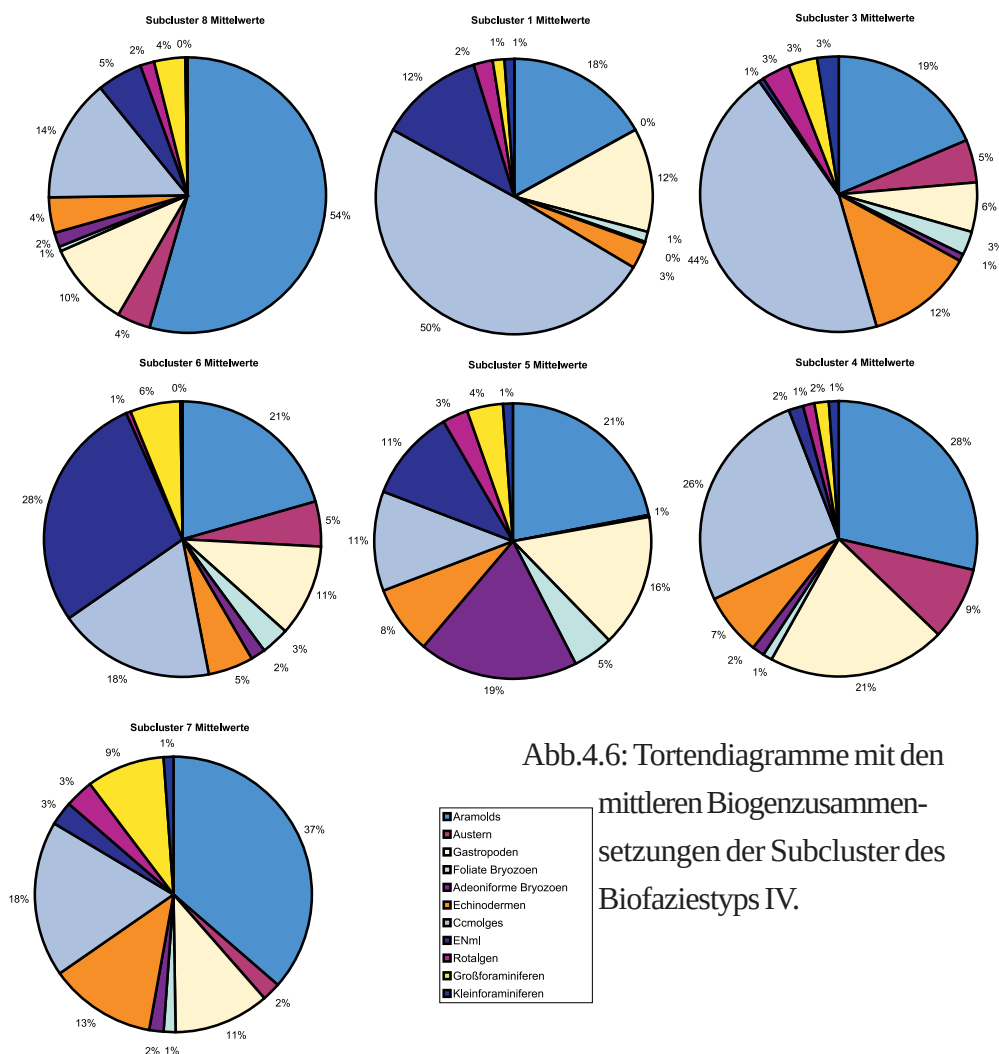


Abb.4.6: Tortendiagramme mit den mittleren Biogenzusammensetzungen der Subcluster des Biofaziestyps IV.

4.3.5 Rotalgen-Biofaziestyp V

Der Rotalgen-Biofaziestyp (n =33) ist mit 54 % Rotalgen der am klarsten erkennbare Biofaziestyp. Rotalgen sind in den Gesteinen der LPF häufige Biogene. Sie können jedoch, ähnlich den Großforaminiferenakkumulationen in Biofaziestyp II, auch in mächtigen Paketen gesteinsbildend auftreten. Die häufigste Wuchsform der hier vorkommenden Rotalgen sind Rhodolithe. Diese kugelige, multilaminare Wuchsform erreicht zwischen < 1 cm – 10 cm Durchmesser. Eine andere häufige Wuchsform sind Ästchen von inkrustierenden Rotalgen. Die dritte, auftretende Form sind unilamellare Umkrustungen um andere Biogene (meist Bivalvenschalen).

Kalzitische Bivalvenschalen sind die zweithäufigsten Biogene (12 %). Meistens sind dies Pectiniden-schalen und deren Klasten. Austern sind mit 1 % nur sehr gering vertreten. Bryozoen der Wuchsform ENml und Lösungshohlräume nach aragonitischen Bivalven kommen jeweils zu 9 % vor.

Die Gesteine dieses Biofaziestyps sind meist grobe Rudstones, in denen Rhodolithe dominieren (z.B. die rhodolithreichen Schichten über LH IV). Dabei handelt es sich um Fazies, die in geringeren Wassertiefen abgelagert wurden. Die maximale Tiefe dürfte knapp unterhalb der Wellenabrasionstiefe liegen, wohl aber eher darüber. Nach **Bosence (1983)** liegt die Hauptverbreitungstiefe für rotalgendominierte Fazies zwischen 1-10 m Wassertiefe und kann bis 27 m hinabreichen. Vorkommen von Rhodolithen tiefer als 90 m interpretiert **Bosence (1983)** als Reliktkörner. Die unterschiedliche Erhaltung der Rotalgenreste zeugt von erhöhter Wasserenergie. Auch die Begleitfauna (Mollusken und Bryozoen) deuten auf flachmarine Bedingungen hin. Ungewöhnlich ist allerdings die geringe Präsenz von Austern (1 %), die eigentlich auch im flachmarinen Bereich in geringen Wassertiefen angesiedelt sind. Unter Umständen fehlt für die Besiedlung durch Austern ein Hartgrund.

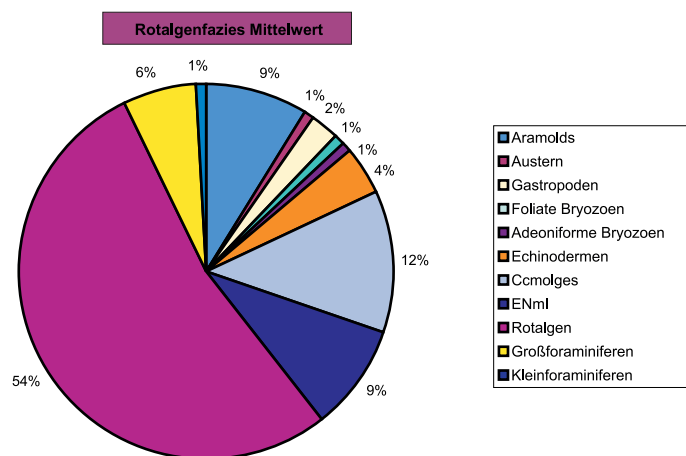


Abb.4.7: Tortendiagramm mit der mittleren Biogenzusammensetzung des Biofaziestyps V.

4.4 Weitere statistische Anwendungen

Die durch die hierarchische Clusteranalyse ermittelten Biofaziestypen wurden auf ihre Abhängigkeit zu der im Gelände festgestellten Lithologie der probenliefernden Schichten getestet. Dazu wurden die verschiedenen Lithologien in einen Nummerncode umgesetzt und als kategorische Variable der Datenmatrix beigelegt.

Lithologie-Nr.	Lithologie Name
1.1	Sandstein
1.2	schwach fossilführender Sandstein
1.3	fossilführender Sandstein
2.1	Rudstone
2.2	sandiger Rudstone
2.3	Grainstone
3.0	fossilführender Kalksandstein (hart zementiert)

Tab. 4.4: Im Gelände ermittelte Lithofazies.

Die Abhängigkeit lässt sich am anschaulichsten in einer Kreuztabelle darstellen (Tabelle 4.5).

Biofazies * Lithologie Kreuztabelle

			LITHOLOG						Gesamt	
			1.1	1.2	1.3	2.1	2.2	2.3		3
BIOFAZIE	1,00	Anzahl			12		1		1	14
		% von BIOFAZIE			85,7%		7,1%		7,1%	100,0%
		% von LITHOLOG			30,8%		5,0%		5,9%	7,4%
		% der Gesamtzahl			6,4%		,5%		,5%	7,4%
	2,00	Anzahl			3	7		4	4	18
		% von BIOFAZIE			16,7%	38,9%		22,2%	22,2%	100,0%
		% von LITHOLOG			7,7%	7,0%		44,4%	23,5%	9,6%
		% der Gesamtzahl			1,6%	3,7%		2,1%	2,1%	9,6%
	3,00	Anzahl			7	15	3		1	26
		% von BIOFAZIE			26,9%	57,7%	11,5%		3,8%	100,0%
		% von LITHOLOG			17,9%	15,0%	15,9%		5,9%	13,8%
		% der Gesamtzahl			3,7%	8,0%	1,6%		,5%	13,8%
	4,00	Anzahl	1	2	15	52	12	5	10	97
		% von BIOFAZIE	1,0%	2,1%	15,5%	53,6%	12,4%	5,2%	10,3%	100,0%
		% von LITHOLOG	100,0%	100,0%	38,5%	52,0%	60,0%	55,6%	58,8%	51,6%
		% der Gesamtzahl	,5%	1,1%	8,0%	27,7%	6,4%	2,7%	5,3%	51,6%
	5,00	Anzahl			2	26	4		1	33
		% von BIOFAZIE			6,1%	78,8%	12,1%		3,0%	100,0%
		% von LITHOLOG			5,1%	26,0%	20,0%		5,9%	17,6%
		% der Gesamtzahl			1,1%	13,8%	2,1%		,5%	17,6%
Gesamt	Anzahl	1	2	39	100	20	9	17	188	
	% von BIOFAZIE	,5%	1,1%	20,7%	53,2%	10,6%	4,8%	9,0%	100,0%	
	% von LITHOLOG	100,0%	100,0%	100,0%	100,0%	100,0%	100,0%	100,0%	100,0%	
	% der Gesamtzahl	,5%	1,1%	20,7%	53,2%	10,6%	4,8%	9,0%	100,0%	

Tabelle 4.5: Kreuztabelle zeigt die Abhängigkeit von Biofaziestypen zur Lithologie.

Die Kreuztabelle (Tab.4.5) zeigt die Beziehungen von Biofaziestypen und Lithologie der untersuchten Gesteine. Biofazies I (Echinodermen-Biofaziestyp) korreliert deutlich mit siliziklastika-bestimmten, bzw. feinkörnigeren Lithologien (fossilführender Sandstein, sandiger Rudstone, fossilführender Kalksandstein). 14 Proben bilden diesen Biofaziestyp, wovon 12 Proben einem fossilführenden Sandstein entsprechen. Es wird deutlich, daß diese sandigen, feinkörnigeren Substrate einen Lebensraum für infaunale Echinoiden bildeten. Die feinkörnigeren Sedimentgesteine lassen auf einen Ablagerungsraum unterhalb der Wellenabrasionstiefe schließen. Der feinkörnige Sedimentanteil wurde aus flacherem, hochenergetischem Wasser ausgewaschen und beckenwärtig transportiert. Das erklärt auch den Anteil an Kleinforaminiferen (5%) in diesem Biofaziestyp. In den anderen Biofaziestypen steigt der Anteil an Kleinforaminiferen selten über 1%, was darauf hindeutet, daß es sich um Ablagerungen aus flacheren, bzw. bewegteren Milieus handelt.

Biofaziestyp II (Großforaminiferen-Biofaziestyp) verteilt sich auf 4 Lithologien (fossilführender Sandstein, Rudstone, Grainstone und fossilführender Kalksandstein). 18 Proben bilden diesen Biofaziestyp. Das Maximum liegt mit 7 Proben in der Rudstone-Lithologie. Dies läßt sich damit erklären, daß dieser Biofaziestyp von heterosteginen Großforaminiferen dominiert wird, deren Gehäuse bis zu 2 cm Durchmesser erreichen können. Es handelt sich also im Vergleich mit Rudstones, die vom Biofaziestyp V (Rotalgen-Biofaziestyp) gebildet werden, um weniger grobe Rudstones. Dies wird verdeutlicht durch die Verteilung der restlichen Proben auf fossilführende Sandsteine (3 Proben), Grainstones und fossilführende Kalksandsteine (jeweils 4 Proben), welche über die Korngröße der Biogene und die Fossildichte gesteuert wird. Werden die Foraminiferengehäuse kleiner, bzw. nimmt der Gehalt an größeren Partikeln, wie z.B. Pectiniden, ab, handelt es sich nicht mehr um Rudstones.

Der Ablagerungsbereich dieser Gesteine lag in flacherem Wasser als der des Biofaziestyps I. Wahrscheinlich handelt es sich um Ablagerungen aus der Nähe von Seegraswiesen oder Makrophytenbeständen, in bzw. auf denen die Großforaminiferen lebten. Durch erhöhte Wasserenergie wurden die Großforaminiferengehäuse und die anderen Biogene aus ihrem Lebensraum gespült und in geschützteren Bereichen akkumuliert, so daß ein Ablagerungsbereich in mittleren Wassertiefen ohne direkten Einfluß der Wellenabrasion wahrscheinlich ist.

Biofaziestyp III (ENml-Biofaziestyp) verteilt sich ebenfalls auf 4 Lithologien (fossilführender Sandstein, Rudstone, sandiger Rudstone und fossilführender Kalksandstein). 26 Proben bilden diesen Biofaziestyp. Das Maximum liegt mit 15 Proben bei der Rudstone-Lithologie. Dies rührt daher, daß die Bryozoenkolonien der Wuchsform ENml sehr groß (>10 cm Durchmesser) werden können und teilweise gesteinsdominierend auftreten. So z.B. an bestimmten Lokalitäten des Leithorizonts II, wo teilweise Dickichte von celleporiformen Bryozoen vorkommen. Lateral ist der Gehalt an Bryozoen jedoch variabel (siehe auch Kap. 2. Profilbeschreibungen und 7. Korrelation), so daß über den Matrixgehalt auch andere Lithologien, wie fossilführender Sandstein und sandiger Rudstone definiert werden können.

Die Kolonien und Dickichte der celleporiformen Bryozoen und der Bryozoe *Calpensia* sind häufig sehr gut erhalten. Rezentversuche von **Smith & Nelson (1996)** zeigen eine erhöhte Abrasionsempfindlichkeit bei Bryozoen dieser Wuchsform, so daß eine Überlieferung in bewegtem Flachwasser unwahrscheinlich erscheint, auch wenn Bioimmurationsgefüge auf eine Bindung an die photische Zone hinzuweisen scheinen. Dies ist jedoch nicht zwingend der Fall, da es sich bei den Wirten ebensogut auch um Gorgonien oder Schwämme und nicht zwingend um Pflanzen gehandelt haben kann. Die Verbreitung von Bryozoen der Wuchsform ENml wird von diversen Autoren in verschiedenen ozeanographischen Settings von 0 - 250 m Wassertiefe angegeben (s. a. Kap. 3. Qualitative Faziesanalyse). Berücksichtigt man die erhöhte Anfälligkeit gegenüber Abrasion, so erscheinen die mittleren Wassertiefen zwischen 60 - 125 m plausibel. Wie **Renema & Troelstra (2001)** zeigen, ist jedoch auch der Nährstoffgehalt des Wassers von Bedeutung für die Erschließung größerer Tiefen durch Organismen. Deshalb sind Angaben für das Vorkommen von Bryozoen der Wuchsform ENml bei 250 m Wassertiefe auf dem australischen Schelf (**James et al., 1993**) nicht wirklich kontrovers zu den Werten von **Nelson et al. (1988)** auf dem neuseeländischen Schelf (60 - 125 m).

Im vorliegenden Fall kann man also von Ablagerungen in Wassertiefen knapp unterhalb der Wellenabrasionstiefe ausgehen, etwa auf dem äusseren Schelf oder dem oberen Schelfhang (s.a. Abb.8.2 und 8.7).

Biofaziestyp IV wird aus der größten Anzahl von Proben (n = 97) gebildet und verteilt sich auf alle der 7 möglichen Lithologien. Das Maximum wird mit 52 Proben in der Rudstone-Lithologie erreicht, was darauf zurückzuführen ist, daß in diesem Biofaziestyp alle Schillhorizonte enthalten sind. Mollusken sind jedoch ausnahmslos in allen untersuchten Proben der LPF enthalten. Folglich kommt dieser Biofaziestyp in allen Lithologien der LPF vor. Es wird beim Betrachten der Kreuztabelle (Tab. 4.4) deutlich, daß zwei Faktoren das Vorkommen dieses Biofaziestyps in einer Lithologie bestimmen. Zum einen ist dies die Korngröße und zum anderen der Kalkgehalt. Die der Rudstone-Lithologie benachbarten Lithologien (fossilführender Sandstein und sandiger Rudstone) besitzen noch ein relativ ausgeglichenes Verhältnis (fossilführender Sandstein 15 Proben; sandiger Rudstone 12 Proben). Die feinkörnigeren Lithologien nehmen nur noch mit wenigen Proben (1-5) an diesem Biofaziestyp teil. Die Ausnahme bildet der fossilführende Kalksandstein, der immer hart zementiert ist. In dieser Lithologie kommen 10 Proben des Biofaziestyps vor. Die harte Zementation ermöglicht eine bessere Überlieferung von Lösungshohlräumen nach Mollusken mit ehemals primär aragonitischer Schalensubstanz als in den sandigeren Lithologien. Hier wird auch deutlich, welche beiden Gruppen der Mollusken diesen Biofaziestyp dominieren. Einerseits sind es die Bivalven mit kalzitischer Schalenerhaltung, wobei in dieser Gruppe die Pectiniden dominieren, und dem gegenüber sind es die Lösungshohlräume (Molds) von Mollusken mit primär aragonitischen Schalen. Dabei gilt zu beachten, daß es sich nicht nur um Bivalven mit primär aragonitischen Schalen handelt, wie z.B. infaunale Bivalven, sondern auch um Gastropoden. Liegt eine Fragmentierung vor, kann man oftmals nicht mehr eindeutig zwischen einem Lösungshohlraum einer Bivalve und einer Gastropode unterscheiden.

Die unterschiedlichen Lithologien und die ökologischen Anforderungen, die einzelne Molluskengruppen besitzen, machen es möglich, Wassertiefenzonierungen einzugrenzen. Sandige, feinkörnige Fazies mit den Lösungshohlräumen grabender Bivalven deuten auf ruhige hydrodynamische Bedingungen unterhalb des Einflusses der Wellenabrasionstiefe hin. Die hohen Bioturbationsraten in der LPF weisen auf vielfältige infaunale Organismen hin. Grobe Pectinidenschille mit Schalen in unterschiedlicher Erhaltung können in flacheren Wassertiefen angesiedelt werden. Die unregelmäßige Lagerung der Schalen und das Vorkommen von ganzen Schalenhälften neben stark zerbrochenen Schalen in einer Schicht deutet auf Umlagerung und Kondensation unter hochenergetischen Bedingungen (condensed shell beds, sensu **Kidwell & Holland, 1991**). Deutlich wird dies auch bei den Ergebnissen der geochemischen Altersanalyse über Sr-Isotopiedaten, wo es teilweise zu Altersinversionen kommt (z.B. Praia da Galé). Die unterschiedlich zusammengesetzten Subcluster dieses Biofaziestyps dokumentieren alle Übergangsstadien von den groben Schillen aus dem stark bewegten Flachwasser bis zu siliziklastikadominierten Fazies mit grabenden Bivalven aus dem ruhigen, tieferen Bereichen unterhalb der Wellenabrasionstiefe.

Biofaziestyp V (Rotalgen-Biofaziestyp) verteilt sich auf 4 Lithologien (fossilführender Sandstein, Rudstone, sandiger Rudstone und fossilführender Kalksandstein). 33 Proben bilden diesen Biofaziestyp. Die Rudstone-Lithologie dominiert mit 26 Proben, was darauf zurückzuführen ist, daß die Rotalgen im wesentlichen in Form von Rhodolithen vorliegen, die sehr groß werden können. Es konnten in der LPF Rhodolithe > 10 cm Durchmesser beobachtet werden, so daß es sich um sehr grobe Rudstones handelt. Ähnlich den Pectinidenschillen kommen zwischen den groben Rhodolithknollen jedoch auch Bruchstücke von Rotalgen und anderen Biogenen vor, was Hinweise auf erhöhte Wasserenergie gibt. Auch die restliche Zusammensetzung des Biofaziestyps deutet auf flache - mittlere Wassertiefen hin. Es kommen im wesentlichen noch Bivalven (Pectiniden) und cellearienartige Bryozoen, sowie benthische Großforaminiferen vor. Besonders letztere sind aufgrund ihrer symbiotischen Lebensweise an die photische Zone gebunden. Die Rhodolithe selbst können zwar auch in größeren Tiefen vorkommen, aber nach **Bosence (1983)** sind Wassertiefen bis max. 90 m und bewegtes Wasser typisch für den Hauptbildungsraum von Rhodolithen. Aufrechtwachsende, fingerförmige Rotalgenaggregate (Maerl-Fazies sensu **Lemoine, 1910**) sind typisch für Wassertiefen zwischen 1 - 10 m, maximal 27 m. Diese Formen kommen in der LPF seltener vor als die sphäroidalen Rhodolithe. Meist sind sie Bestandteile der mächtigen, groben Rhodolith-Rudstones, so daß man auch hier von umgelagerten und kondensierten Horizonten ausgehen kann, in denen Rotalgen und andere Organismen aus verschiedenen Wassertiefen zusammengespült und weiter umgelagert wurden.

Die weitere Verteilung von wenigen Proben dieses Faziestyps auf fossilführende Sandsteine (2 Proben) und sandige Rudstones (4 Proben), macht deutlich das auch hier die Übergänge zu geschützteren Ablagerungsbereichen dokumentiert sind, wo ein erhöhter Siliziklastikaeinfluß spürbar wird. Eine Probe entfällt auf einen hart zementierten, fossilführenden Kalksandstein, was im wesentlichen ein diagenetischer Effekt sein dürfte.

Um die Beziehungen einzelner Variablen sowohl zu den Biofaziestypen als auch zu den Lithologien zu prüfen, wurden explorative Datenanalysen durchgeführt. Die Ergebnisse stellen sich als Boxplots oder auch Box and Whisker-Diagramme dar. Box and Whisker-Diagramme stellen die Daten mit einer horizontalen Linie als Median, einem Kästchen (Box), welches die interquartile Erstreckung zeigt, und vertikalen Linien von dem Kasten ausgehend (Whisker, zu deutsch Schnurrbart), welche die Extremwerte anzeigen. Bei den Biofaziestypen kann man über diese Darstellungsweise deutlich die Hauptkomponenten und die Nebengemengteile sehen. Diese Darstellung ist eine graphische Ergänzung zu der Korrelationstabelle (siehe Anhang). Die Beziehung zwischen einzelnen Variablen und den Lithologien kann als graphische Ergänzung zu der Kreuztabelle (Tab. 4.4) gesehen werden. Da es sich nur um ergänzende Darstellungen handelt, die aufgrund der Fülle der Variablen auch recht umfangreich sind, wurden diese Diagramme in den Anhang gestellt. Sie sind hilfreich, wenn man die Beziehungen einzelner Organismengruppen zur Lithologie vergleichen möchte.

4.5 Wassertiefenindizes über Faunenvergesellschaftungen

Ein weiterer Aspekt zur Erstellung eines Sedimentationsmodells ist die Bestimmung der Wassertiefe und somit die Position des Ablagerungsraumes auf dem Schelf für die Bildung einzelner Biofaziestypen. Es muß eine Annäherung gefunden werden, mit der es möglich ist, die Variation der Meeresspiegelstände zu erfassen. Als ein guter Proxy zur Abschätzung der Wassertiefe hat sich das Bryozoen/Mollusken Verhältnis (Bryozoen/Bryozoen + Mollusken) erwiesen (sensu **James et al., 2001**). In hochenergetischen Schelfmilieus wird die biogene Grobfraction auf dem mittleren Schelf durch Bivalven und auf den Bereichen des äußeren Schelfs und des oberen Schelfhanges durch Bryozoen dominiert (s.a. Kap. 3). Hohe Werte dieses “Bryozoen-Index” (i.folg.) deuten somit auf tieferes Wasser hin (**James et al., 2001; Brachert et al., in Vorb.**), wobei zu beachten gilt, daß sich dabei keine absoluten metrischen Angaben erwarten lassen, da bathymetrische Zonierungen stark durch Temperatur und trophische Bedingungen beeinflusst werden können (**James et al., 2001**). Als Kontrollfaktor kann ein weiteres Verhältnis, der “Photo-Index” (sensu **Brachert et al., in Vorb.**), eingeführt werden. Dieser Photo-Index setzt die Summe der phototrophischen Biogene (coralline Rotalgen und Großforaminiferen) ins Verhältnis zu den Bryozoen. Plottet man die jeweiligen Index Werte auf einer Skala von 0 bis 1, so bedeuten Werte nahe der 1 tieferes Wasser im Falle des Bryozoen-Index und flacheres Wasser im Falle des Photo-Index.

Als Beispiel wird in Abb. 4.8 stellvertretend ein Profil (Profil LDL) dargestellt. Das Diagramm mit den Kurven der Indexwerte zeigt deutlich einen hochfrequenten bathymetrischen Rhythmus. Die Diskussion der sequenzstratigraphischen Bedeutung erfolgt im abschließenden Kapitel (Kap. 8).

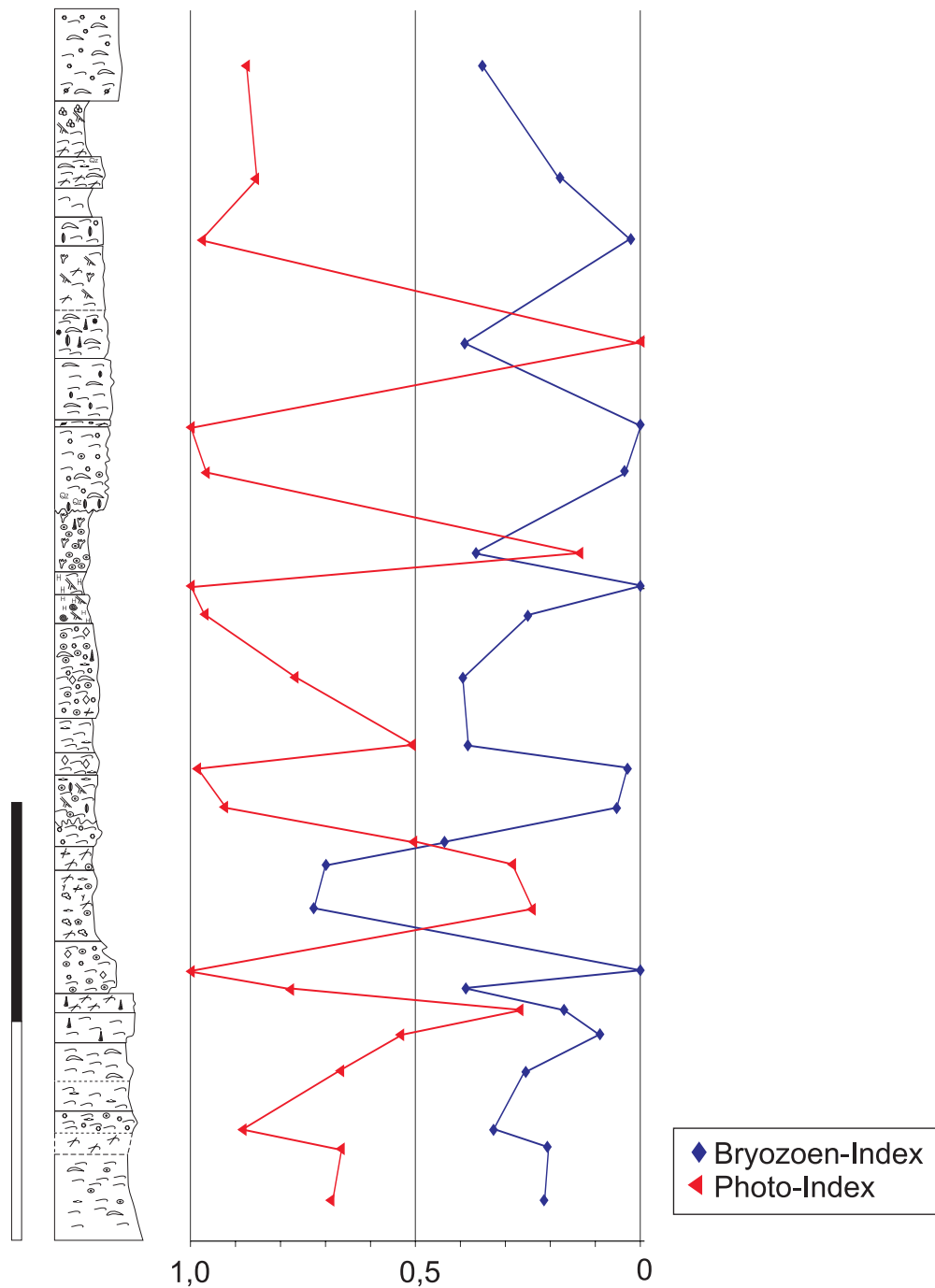


Abb.4.8: Darstellung der Photo- und Bryozoen-Indizes für das Profil LDL. Punkte nahe dem Wert 1 deuten im Falle des Bryozoen-Index auf tieferes Wasser und im Falle des Photo-Index auf flacheres Wasser hin.

5. Gammaray-Spektrometrie

Der Einsatz von Gammaray-Spektrometern bei sedimentologischen Untersuchungen ist ein sinnvolles Hilfsmittel, um hochauflösende stratigraphische Korrelation zu erreichen (**Aigner et al. 1995**) und Aussagen zur Paläoklimatologie des Hinterlandes, bzw. Liefergebietes der marinen Sedimente zu treffen (**Ruffell & Worden 2000**). Das Verfahren stammt aus der Bohrlochgeophysik und beruht auf der Messung der natürlichen radioaktiven Gammastrahlung des Gesteins. Es ist insofern besonders wichtig, um "outcrop analogs" von Ölfeldern studieren zu können. Die natürliche radioaktive Strahlung des Gesteins orientiert sich am Tonmineralgehalt, da Tonminerale radioaktive Isotope der ^{40}K -Reihe, ^{232}Th -Reihe und ^{238}U -Reihe einbauen. Nach **Ruffell & Worden (2000)** ist die Eignung des Gesteins zu Messung der natürlichen Strahlung stark abhängig von seiner Lithologie. So eignen sich am besten Tonsteine und feinkörnige Sandsteine, da deren Gehalt an Tonmineralen hoch ist. Grundsätzlich gilt, je gröber die Lithologie, um so schlechter das Ergebnis. Karbonate sind je nach Zusammensetzung nur bedingt geeignet. Da es sich bei den dieser Untersuchung zugrunde liegenden Gesteinen der LPF nicht nur um reine Karbonate sondern entweder um Sandsteine oder siliziklastikaführende Karbonate handelt, waren relativ gute Ergebnisse zu erwarten.

Verschiedene Untersuchungen haben gezeigt (**Heckemanns & Krämer, 1989; Aigner et al., 1995**) daß Gammaray-Messungen nicht nur im Bohrloch gute Ergebnisse liefern, sondern der Einsatz von tragbaren Spektrometern an Aufschlusswänden sich ebenfalls als praktikabel erweist.

Die vorliegenden Untersuchungen an den Gesteinen der LPF unterlagen verschiedenen Gesichtspunkten. Es sollte einerseits der Gehalt an terrigenen Sedimentpartikeln über die Gammaray-Logs bestimmt werden, um somit transgressive Einheiten zu ermitteln, bzw. auch Hinweise auf klimatische Verhältnisse zu erhalten. Weiterhin sollten rhythmische Abfolgen innerhalb der Logkurven die Identifikation von Zyklen ermöglichen. In der lateralen Erstreckung sollten hochauflösende Korrelationen ermöglicht werden, bzw. Änderungen der natürlichen Strahlung und somit der lithologischen Zusammensetzung innerhalb korrelierter Schichten dokumentiert werden.

5.1 Methodik

Eine gute Darstellung der Funktion eines tragbaren Gammaray-Spektrometers findet sich bei **Heckemanns & Krämer (1989)**, so daß an dieser Stelle nicht auf technische Spezifikationen eingegangen wird. Das bei der vorliegenden Untersuchung verwendete Gerät funktioniert nach der dort beschriebenen Methode.

Zum Einsatz kam das GR-320 Envispec, Geophysical/Environmental Gamma-Ray Spectrometer der Firma Exploranium Radiation Detection Systems, Exploranium G.S. Limited (Canada), was freundlicherweise von Prof. Dr. Gaupp (Universität Jena) leihweise zur Verfügung gestellt wurde. Bei dem Detektor handelt es sich um einen Natriumjodid Detektor mit einem Volumen von 0,32 l und einem Durchmesser von 114 mm. Das Gerät verfügt über einen Speicher, so daß die gewonnenen Daten im

Gelände zwischengespeichert werden und später in ein Tabellenkalkulationsprogramm geladen werden können. Sicherheitshalber wurden die Daten während der Messungen protokolliert.

Die Vorgehensweise im Gelände entsprach der ebenfalls bei **Heckemanns & Krämer (1989)** oder auch bei **Aigner et al. (1995)** beschriebenen Art. Die Profile wurden schichtweise in 0,12 m Schritten (ca. Durchmesser des Detektors) von der Basis ausgehend zum Top durchgemessen. Dabei wurde bewußt darauf geachtet, an frischen Gesteinsoberflächen in möglichst rechtem Winkel mit dem Detektor anzusetzen.

Morgentlich wurde eine Kalibration des Gerätes durchgeführt und als Referenzmessung der rezente Strandsand gemessen.

Die Einstellung des Gerätes wurde einheitlich nach den folgenden Tabellen beibehalten:

Detector configuration	
Coarse gain	1.0
Det # 1	on, 286
Det # 2	off
Mode	normal

Operation mode	
Sampling time	10 sec.
Measuring mode	single
Evaluation	assay
Number of channels	256
Control	Keyboard
Position	None

Gain stabilization	
Gain stabilizer	on (5sec.)
Stab.	Cs 662 keV
Stab. Channel	55
Count level	10000
Time out	100 sec.



Abb.5.1: Einsatz des tragbaren
Gammaray-Spektrometers im
Gelände.

Tabelle 5.1a-c: Einstellungen
des Gammaray Spektrometers
während des Messbetriebs im
Gelände.

5.2 Ergebnisse

Die Messwerte wurden als Kurvendiagramme neben die Profildarstellungen gestellt. Es wurde die total-counts Messreihe (Abb. 5.2 ff.), sowie verschiedene Verhältnisse (Th/K, Th/U; siehe Anhang) graphisch dargestellt. Wie aus den Diagrammen deutlich wird, sind die gesteckten Ziele in der vertikalen und lateralen Entwicklung der Profile nicht erreicht worden. Es bilden sich zwar analog zu der vertikalen lithologischen Entwicklung der Profile rhythmische Maxima ab, die jedoch nicht wirklich Zyklen im sedimentologischen Sinne darstellen. In der lateralen Korrelation können Horizonte mit ähnlichen Mustern verfolgt werden (**Forst et al., 2000**). Doch auch hier sind die Ergebnisse nicht so eindeutig, wie etwa in der Arbeit von **Aigner et al. (1995)**. Es stellt sich die berechtigte Frage nach dem Warum, denn nach lithologischen Gesichtspunkten lassen sich die aufgenommenen Profile durchaus gut korrelieren (siehe Kap. 7 Korrelation). Schon während der Messphase wurde klar, daß die mit dem schweren Gerät erreichbaren Abschnitte der Steilküste (in der Regel auch die aufgenommenen Profile) meist an verkars-teten Bereichen lagen. Die unverkarsteten Bereiche der Steilküste sind senkrechte Wände und hätten nur durch Abseilen erreicht werden können, was bei der instabilen Lithologie der Küste nicht ratsam erscheint. Die Verkarstung hat natürlich zur Folge, daß zum einen Karstlehm in Hohlräumen angereichert ist und zum anderen Karsthohlräume mit den fluviatilen Rotsedimenten der quartären Quartaira Sands verfüllt sind. Der Messbereich des Detektors reicht Kegelförmig ca. 30 cm in das anstehende Gestein (**Heckemanns & Krämer, 1989**), so daß man auch bei äußerlich frisch aussehenden Gesteinsober-flächen nie sicher erkennen kann, was dahinter verborgen ist, bzw. was in der offenen Porosität der oft-mals großen Lösungshohlräume nach aragonitischen Bivalven steckt. Die feinkörnigen Sekundärsedi-mente verfälschen demnach das primäre Signal, da sie im Zweifel einen höheren Tonmineralgehalt haben als die miozänen Gesteine.

Dennoch werden die lithologisch-biofaziellen Korrelationen durch die Gammaray-Logs bestätigt. Alle anderen Aussagen sollten unter Vorbehalt getroffen werden. Rückschlüsse auf das Klima sind aufgrund der Messergebnisse nicht möglich. Nach **Ruffel & Worden (2000)** wäre ein erhöhter Thorium-Wert (Kaolinitanreicherung) ein Hinweis auf humide Bedingungen im Hinterland. Erhöhte Werte für Uranium und Kalium (Illitanreicherung) würden für aride Klimate sprechen.

Nach **Pais (1989)** herrschte während des Burdigaliums ein ausgeglichenes bis leicht humides Klima, welches im Langhium zu ariden Bedingungen umschwenkt. Im Serravalium herrschen wieder leicht humide Bedingungen vor. Nach den Gammaray-Messungen gilt für alle gemessenen Profile ein linear-gleichbleibender Trend bei den Th-Werten. Die U- + K-Werte zeigen vom Hangenden ins Liegende bei fast allen Profilen einen absteigenden Trend, also eine Entwicklung vom ariden in ein ausgeglichenes bis humides Klima. Ausnahmen bilden die Profile CAN und PDG, wobei PDG zum überwiegenden Teil aus jüngeren Schichten als die anderen Profile besteht (Abfolge oberhalb LH IV), so daß durchaus ein

anderer Trend vorhanden sein kann.

Das Profil CAN birgt mehr interpretative Probleme. Es steht mit seiner westlichen Position ausserhalb der Korrelation, kann aber mit ziemlicher Sicherheit stratigraphisch mit den Schichtfolgen in ASO und LDL verglichen werden. Der direkte Kontakt zum kretazischen Untergrund und eine wahrscheinlich küstennahe Position könnte jedoch einen erhöhten terrestrischen Eintrag zur Folge haben, der die Werte beeinflusst. Allerdings gehört dieses Profil zu den stark verkarsteten Aufschlüssen, so daß auch hier nicht zwingend ein Primärsignal vorliegt.

Da das Gammaray-Spektrometer nur während einem Geländeaufenthalt zur Verfügung stand, konnten die sandigen und stratigraphisch jüngeren Profile PDR und ANA im Westen und ALB, MIW und MIE im Osten nicht gemessen werden.

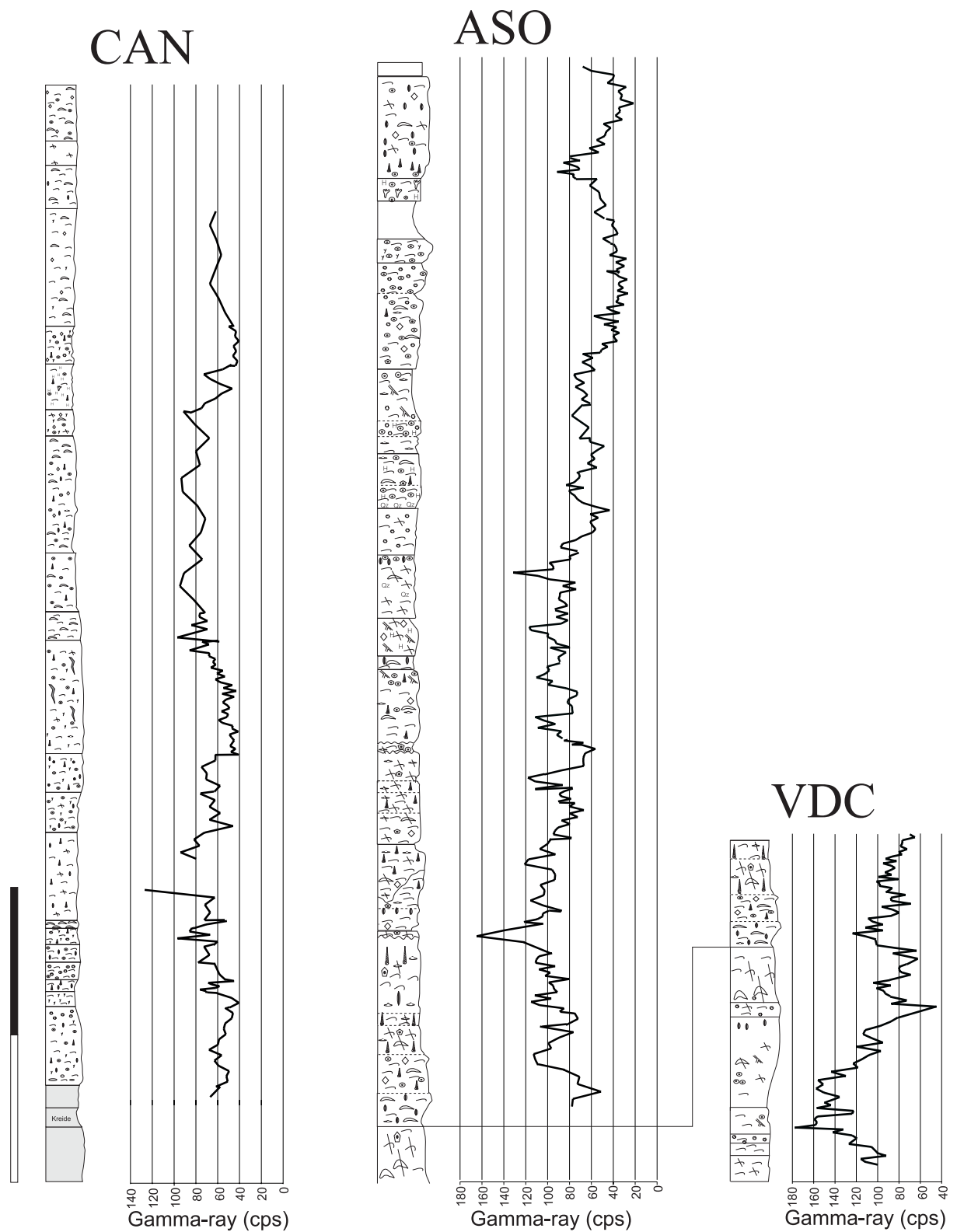


Abb. 5.2: Plots der Gammaray-Messwerte für die Profile CAN, ASO und VDC.

Maßstab entspricht 10 m.

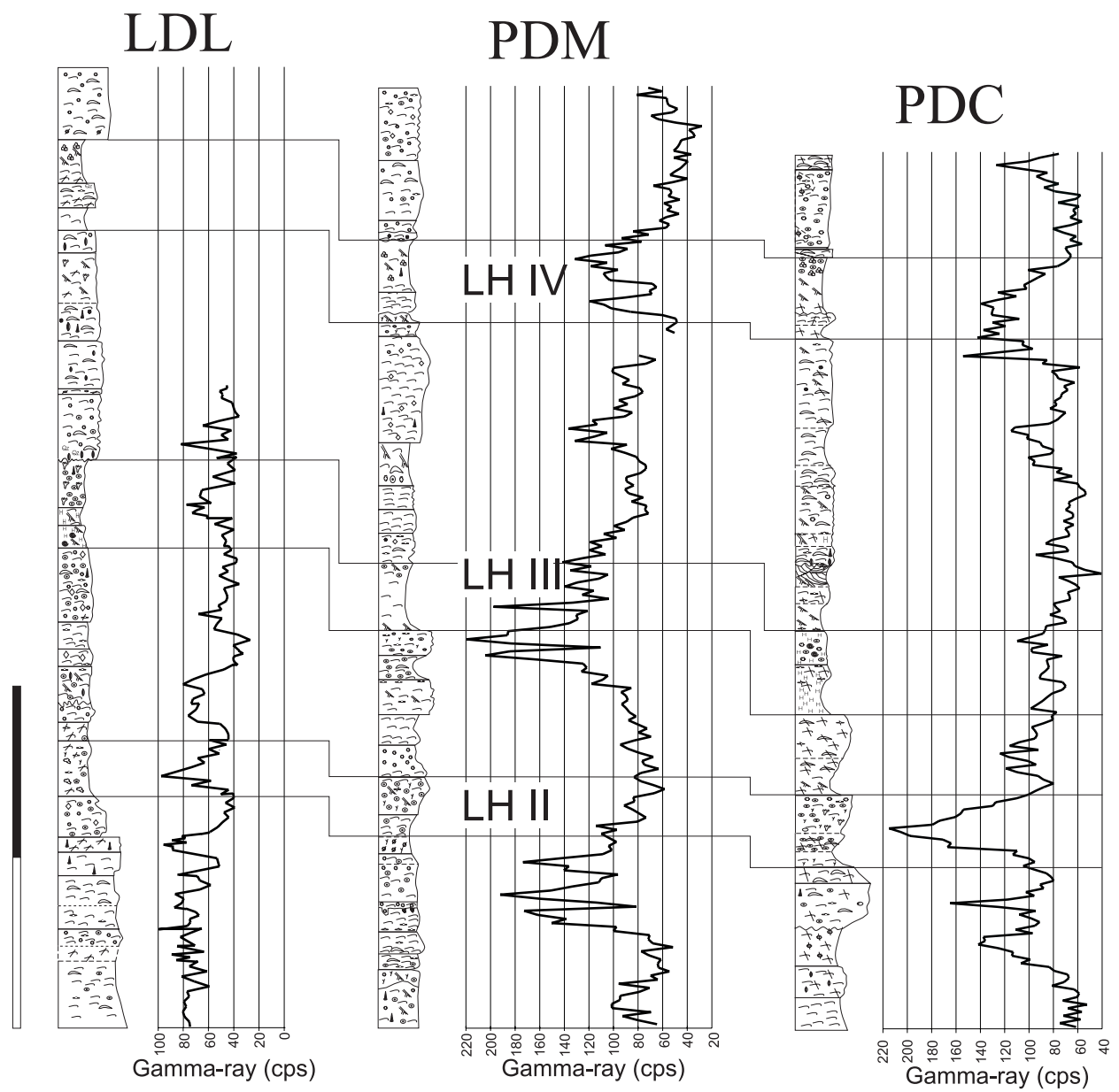


Abb. 5.3: Plots der Gammaray-Messwerte für die Profile LDL, PDM/MW und PDC.

Maßstab entspricht 10 m.

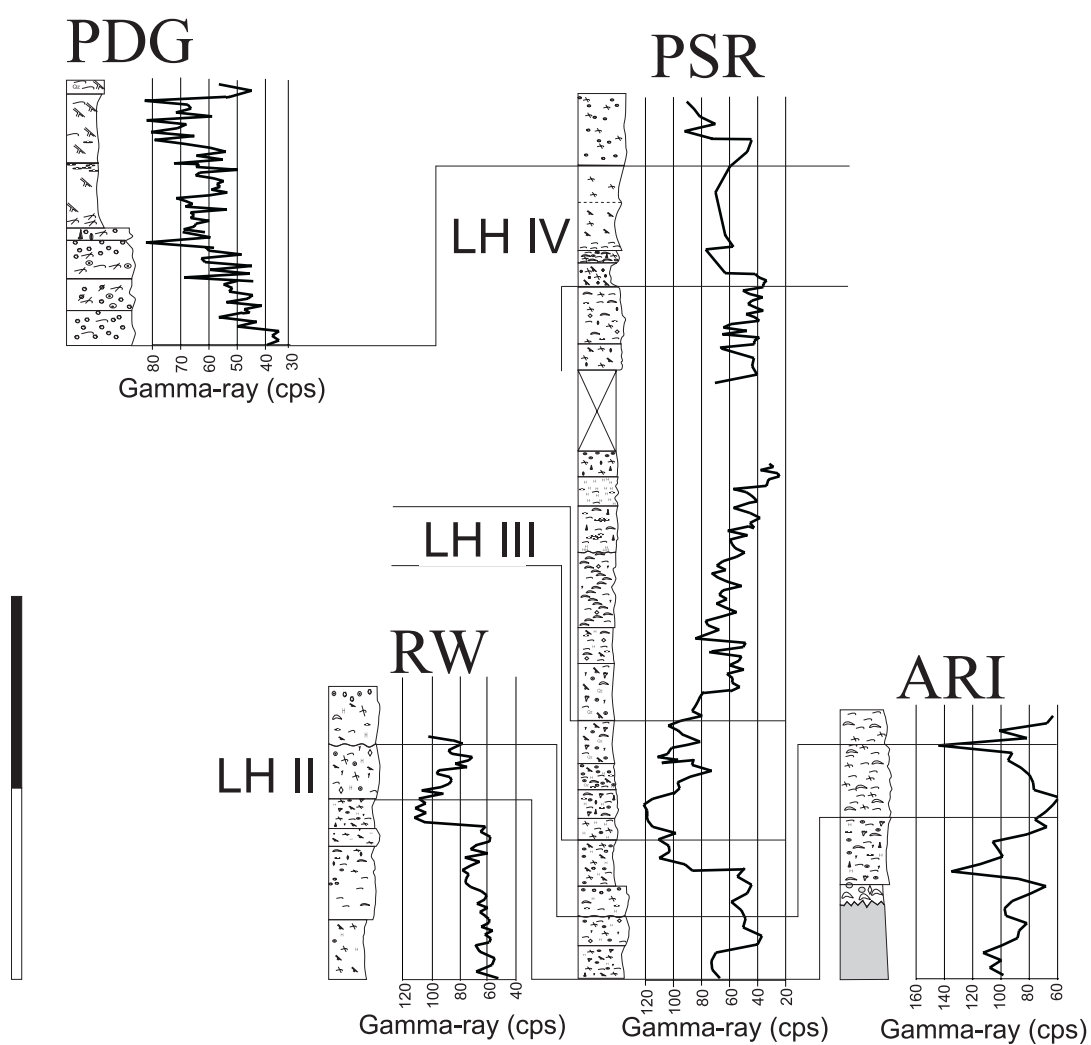


Abb. 5.4: Plots der Gammaray-Messwerte für die Profile PDG, RW/PSR und ARI.
Maßstab entspricht 10 m.

6. Geochemie

6.1 Fragestellung und Zielsetzung

Geochemische Untersuchungen an Verhältnissen stabiler Isotope wurden unter verschiedenen Gesichtspunkten durchgeführt. Ein wesentliches Element in der Erfassung des Sedimentationsgeschehens der LPF ist die Kenntnis der zeitlichen Einordnung. Die Einstufung der LPF erfolgte aufgrund von biostratigraphischen und punktuellen absoluten Altersmessungen ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) in die Zeitscheibe unteres Burdigalium bis oberstes Serravallium/Grenzbereich Tortonium (**Pais, 1982; Antunes et al., 1981a; Antunes et al., 1981b; Antunes et al., 1997; Antunes et al., 2000**). Die Gesamtmächtigkeit der aufgeschlossenen Formation beträgt ca. 60 m, wobei nach **Antunes et al. (1997)** keine größeren Schichtlücken vorhanden sind. Daraus würde sich für den angegebenen Zeitrahmen von ca. 10 Ma eine Netto-sedimentationsrate von 6 mm pro Tausend Jahre ergeben. Diese äußerst geringe Rate gibt Anlass zur Vermutung, daß entweder Sedimentationslücken vorhanden sind, oder stark kondensierte Fazies vorliegen. Um dieses Problem zu lösen, wurde ein hochauflösendes stratigraphisches Gerüst aus Altersdatierungen über das $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis angestrebt. Die Strontiumisotopenkurve für den Abschnitt oberstes Oligozän bis mittleres Miozän eignet sich für solche Untersuchungen gut, da das $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis im Meerwasser während dieses Zeitraumes kontinuierlich ansteigt (**De Paolo & Finger, 1991; Hodel & Woodruff, 1994**). Mit einer engliegenden Folge von Probennahmen alle 0,2 – max. 1 m wurde die Entwicklung der Strontiumisotopenkurve dokumentiert. Sprünge, welche die kontinuierliche Steigung der Kurve unterbrechen, würden auf Pausen in der Sedimentation hinweisen. Unter der Voraussetzung, daß Bivalven zu Lebzeiten in ihrer Schale über das Meerwasser Strontium einbauen, wurden durchgängig Schalen von Pectiniden beprobt.

Neben der zeitlichen Erfassung der Sedimentationsgeschichte über die Sr-Isotopie, sollten durch die hier durchgeführten geochemischen Messungen Ansätze für die Untersuchung der klimatischen Entwicklung in der betrachteten Zeitscheibe erarbeitet werden. Dazu wurden die Verhältnisse der stabilen Kohlen- und Sauerstoffisotope gemessen.

Fast alle geochemischen Voruntersuchungen und Untersuchungen wurden im Rahmen einer Diplomarbeit von Dipl.Geol. S. Breisig durchgeführt und interpretiert (**Breisig, 2001**).

Die Messungen der Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopen wurden als Auftragsarbeit von PD Dr. M. Joachimski am Geologischen Institut der Universität Erlangen durchgeführt.

6.2 Vorgehensweise und Methodik

Allen geochemischen Messungen gehen komplizierte und langwierige Voruntersuchungen und Aufschlußverfahren voraus. Diese werden ausführlich und anschaulich in der Diplomarbeit von **Breisig (2001)** und der darin zitierten Literatur dokumentiert, so daß an dieser Stelle nur ein kurzer Überblick zur allgemeinen Verfahrensweise gegeben wird.

6.2.1 Geländearbeit

Da ein Hauptziel der geochemischen Untersuchungen die zeitliche Einstufung der Sedimentabfolge der LPF darstellt, wurde ein engmaschiges Beprobungsmuster durchgeführt. Es wurden neun verschiedene Lokalitäten beprobt. Dabei handelt es sich um acht Profile (ASO, VDC, LDL, MW, PDG, RW, PSR, ARI) und eine ergänzende Einzellokalität (CAV, Praia do Carvalho), die gewählt wurde, um ein stratigraphisches Intervall am Top der Einheit zu erfassen.

Es wurde nach Möglichkeit jede Schicht der einzelnen Profile beprobt. Dabei wurden möglichst bergfrische kalzitische Bivalvenschalen der Pectinidae ausgewählt.

6.2.2 Voruntersuchungen

Bevor mit den eigentlichen Aufschlußverfahren begonnen wurde, erfolgte die mechanische Präparation der Schalen. Dies war erforderlich, damit nur das Isotopensignal der Schale gemessen werden konnte und nicht das des anhaftenden Gesteins.

Die Messung von Strontiumisotopenverhältnissen zur stratigraphischen Alterseinstufung ergibt nur einen Sinn, wenn das originale $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis des Meerwassers im Gestein überliefert bleibt. Häufig kommt es jedoch im Zuge der Gesteinsbildung zu diagenetischen Prozessen, die das Isotopenverhältnis in Kalkschalen beeinflussen können (**Dodd & Stanton, 1990**). Deshalb können zur Ermittlung des $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisses, aus dem dann mittels einer Standardkurve (z.B. in **Hardenbol et al., 1998; Howarth & McArthur, 1997**) das Alter ermittelt werden kann, nur Pectinidenschalen herangezogen werden, bei denen diagenetische Veränderungen ausgeschlossen werden können. Zur Feststellung, ob starke diagenetische Überprägung vorliegt, wird das Kathodolumineszenz-Verhalten geprüft und die wichtigsten Spurenelemente (Mn, Sr, Ca) im Kalzit der Schale per ICP-OES untersucht.

6.2.2.1 Kathodoluminiszenz

Im Zuge einer meteorischen Diagenese kommt es zur relativen Anreicherung von Mn^{2+} , Fe^{2+} , Zn^{2+} im diagenetischen Niedrig-Magnesiumkalzit und zur relativen Abreicherung von Sr^{2+} , Na^+ , Mg^{2+} (**Brand & Veizer, 1980**). Dementsprechend sind hohe Fe- und Mn-Gehalte Indikatoren für eine diagenetische Beeinflussung des zu untersuchenden Materials. Mit Hilfe von Kathodoluminiszenz kann eine relativ schnelle Voruntersuchung auf diagenetische Veränderung des Schalenmaterials erreicht werden. Ist ein erhöhter Mn-Gehalt im Kristallgitter des Kalzits vorhanden, wird eine gelborange Luminiszenz abgestrahlt. Bei den von **Breisig (2001)** getesteten Proben konnte keine eindeutige Luminiszenz nachgewiesen werden, so daß nach dieser Voruntersuchung von geringer meteorischer Diagenese ausgegangen werden kann.

6.2.2.2 ICP-OES

Die These von nur geringer meteorischer Diagenese wird durch die Ergebnisse der induktiv-gekoppelten Plasmaspektroskopie mit optisch-emissionsspektrometrischer Detektion (ICP-OES) bestätigt. Messungen an der ICP-OES zeigen die chemische Zusammensetzung des Schalenmaterials. Dazu konnten die unter Reinraumbedingungen hergestellten Messlösungen für die Sr-Isotopenmessungen genutzt werden. Die Ergebnisse der Messungen bieten keinen eindeutigen Hinweis auf diagenetische Überprägung. Der Mn-Gehalt ist durchweg niedrig.

Die Sr-Konzentrationen sowie die Sr/Ca- und Sr/Mn-Verhältnisse sind zwar reduziert, bewegen sich jedoch in einem tolerablen Bereich (**Breisig, 2001**).

Die ICP-OES Messungen wurden an der Maxim I 109 Aperatur (ARL Thermo Instruments) am Institut für Geologie und Dynamik der Lithosphäre der Universität Göttingen durchgeführt.

6.2.2.3 Kohlenstoff- und Sauerstoffisotopen

Weitere Indikatoren für diagenetische Beeinflussung des Gesteins sind die Verhältnisse der stabilen Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope. In der Regel kann man bei zunehmender Diagenese von leichteren Isotopenverhältnissen ausgehen. Dies ist einerseits durch die niedrigen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte in meteorischen Wässern begründet und andererseits durch erhöhte Temperaturen im Zuge einer Versenkung des Sediments. Trotzdem kann es im Falle einer effektiven Pufferung der diagenetischen Lösungen durch Kontakt mit Karbonaten auch in stark alterierten Proben zur Erhaltung des primären Isotopensignals kommen (**Korte, 1999**).

Die Messungen der Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenverhältnisse wurden als Auftragsarbeit von PD Dr. M. Joachimski am Geologischen Institut der Universität Erlangen im continuous flow-Verfahren in einem Gasmassenspektrometer vom Typ Finnigan Mat 252 durchgeführt.

Im Gegensatz zu allen anderen Voruntersuchungen, die im wesentlichen auf geringe oder keine diagenetischen Veränderungen hinweisen, zeugt das Ergebnis der Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopen von erheblicher diagenetischer Einwirkung. Ein ausgeglichenes Isotopensignal würde sich im Idealfall bei $\delta^{18}\text{O} = 0$ PDB und bei $\delta^{13}\text{C} = +2$ bis $+5$ PDB bewegen. Die gemessenen Proben von der Algarve liegen jedoch weit im negativen Bereich ($\delta^{18}\text{O} = -3$ bis -4 PDB; $\delta^{13}\text{C} = -3$ bis -6 PDB). Dies gilt einheitlich für alle gemessenen Profile. **Breisig (2001)** berechnete aus den vorliegenden Werten nach **Ander-son & Arthur (1983)** die Paläotemperatur des Meerwassers. Es ergeben sich jedoch für ein warmtemperiertes Milieu, was aufgrund der hier vorliegenden Arbeit angenommen werden muß, viel zu hohe Temperaturen. Diese bewegen sich zwischen 25 und 35°C , während Referenzproben vom Burdigalium-Stratotyp (Aquitaine-Becken) Paläotemperaturen zwischen 10 und 20°C ergeben und dies, obwohl eigentlich höhere Temperaturen zu erwarten gewesen wären, da die fast zeitgleichen Sedimente des Aquitaine-Beckens eine ausgesprochen diverse zooxanthellate Korallenfauna beherbergen (**Cahuzac et al., 1996**).

Nach **Breisig (2001)** deuten die Werte der Kohlenstoff- und Sauerstoffisotope auf deutliche Überprägung durch meteorische Wässer hin. Was jedoch nicht zwingend negative Auswirkungen auf die Sr-Isotopie haben muß, da zwar durch meteorische Fluide der Sr-Gehalt volumetrisch verringert werden kann, während das $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis in den seltensten Fällen verstellt wird.

6.3 Sr-Isotopen-Stratigraphie

Die Sr-Isotopenstratigraphie beruht im wesentlichen auf der Tatsache, daß sich im Wasser der Weltmeere das Verhältnis des radiogenen ^{87}Sr -Isotops zum nichtradiogenen ^{86}Sr -Isotop über geologische Zeiträume verändert hat (**McArthur, 1994**). Die modernen Ozeane weisen eine gute Durchmischung auf, weswegen weltweit ein einheitliches Sr-Verhältnis nachgewiesen werden kann.

Aufgrund der ähnlichen Ionenradien von Strontium ($1,33\text{ \AA}$) und Kalzium ($0,99\text{ \AA}$) kann Strontium die Position des Kalziums im Kristallgitter des Kalziumkarbonats einnehmen. Organismen, die ein kalkiges Exoskelett besitzen, nutzen Mineralstoffe des Meerwassers zum Aufbau ihrer Schalenstruktur. Unter dieser Voraussetzung bleibt der Mineralhaushalt eines Ozeans zur Zeit des lebenden Organismus überliefert. Der ermittelte Wert des $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisses kann dann in eine Standardkurve eingehängt werden und es ergibt sich eine stratigraphische Position mit einem zugeordneten Alterswert. Da bestim-

nte Verhältniswerte jedoch in der Erdgeschichte mehrfach vorkommen, erhält man kein eindeutiges stratigraphisches Ergebnis. Es ist wichtig über z.B. biostratigraphische Methoden zu ermitteln, in welchem stratigraphischen Intervall auf der Standardkurve sich das zu untersuchende Gestein befindet. Nur dann kann man einen Alterswert angeben.

6.3.1 Methodik

Von den gereinigten und zerkleinerten Schalen wurden Aufschlußlösungen hergestellt. Aus diesen Lösungen wurde mittels Säulenchromatographie im Reinraumlabor des Instituts für Geowissenschaften der Universität Mainz das Strontium von den anderen Elementen getrennt (**Breisig, 2001**).

Nach der Trennung wurde die erhaltene Strontiumlösung eingedampft und auf Wolfram-Filamente aufgebracht. Am Massenspektrometer des Max-Planck-Instituts für Geochemie in Mainz (MPI) wurde das $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis jeder Probe bis zur sechsten Nachkommastelle bestimmt. Bei dem Massenspektrometer des MPI für Geochemie (Mainz) handelt es sich um ein Festkörpermassenspektrometer vom Typ Finigan MAT 261. Die Funktion des Gerätes und Angaben zur genauen Vorgehensweise finden sich detailliert in **Breisig (2001)**.

Über Tabellen, in denen alle für einen bestimmten Zeitraum denkbaren $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Werte die zugehörigen Alter mit Fehlerintervallen zugeordnet sind, kann man aus den Isotopenverhältnissen nach der LOWESS Fit-Methode (**Cleveland, 1979**) ein Sr-Alter ermitteln. **Breisig (2001)** nutzte für die seiner Arbeit zugrunde liegenden Werte die „Look-up table for conversion of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in marine minerals to numerical age“ nach **Howarth & McArthur (1997)**.

6.3.2 Ergebnisse

Mit dem Ziel bereits punktuell vorhandene Altersdaten (zusammengefasst in **Antunes et al., 2000**) zu verifizieren und den Befund durch engmaschigere Beprobungsstrategien zu ergänzen, wurde eine große Menge Proben (n= 65) gemessen.

In der folgenden Tabelle sind die von **Breisig (2001)** ermittelten Altersdaten der LPF dargestellt:

Probe	Min. Alter	-	Mittleres Alter	+	Max. Alter
Profil Algar Seco Ost					
2	17,30	0,19	17,49	0,18	17,67
4	16,34	0,34	16,68	0,30	16,98
6	16,78	0,23	17,01	0,19	17,20
8	15,17	0,50	15,67	0,40	16,07
10	15,48	0,42	15,90	0,38	16,28
12	17,40	0,21	17,61	0,21	17,82
14	15,68	0,40	16,08	0,34	16,42
16	16,07	0,32	16,39	0,26	16,65
18a	17,01	0,21	17,22	0,20	17,42
19	15,00	0,56	15,56	0,44	16,00
20	16,38	0,29	16,67	0,25	16,92
23	15,64	0,40	16,04	0,35	16,39
24	14,93	0,55	15,48	0,43	15,91
26	16,59	0,24	16,83	0,22	17,05
Profil Vale Covo					
2	17,58	0,21	17,79	0,22	18,01
4	17,51	0,18	17,69	0,20	17,89
6	17,57	0,19	17,76	0,20	17,96
7b	17,56	0,19	17,75	0,20	17,95
Profil Leixao do Ladrão					
1	16,00	0,34	16,34	0,27	16,61
6	16,45	0,28	16,73	0,25	16,98
8	17,22	0,21	17,43	0,19	17,62
9	16,41	0,29	16,70	0,25	16,95
11	16,54	0,25	16,79	0,23	17,02
13	16,21	0,32	16,53	0,26	16,79
14	16,11	0,33	16,44	0,28	16,72
17	16,71	0,24	16,95	0,22	17,17
18	16,25	0,31	16,56	0,26	16,82
21	15,39	0,51	15,90	0,44	16,34
Lokalität Praia do Carvalho					
4	15,45	0,43	15,88	0,38	16,26
5	15,80	0,37	16,17	0,30	16,47
7	15,61	0,40	16,01	0,36	16,37
Profil Praia da Marinha West					
1	13,33	1,23	14,56	0,67	15,23
2	9,68	0,76	10,44	0,64	11,08
4	15,66	0,40	16,06	0,34	16,40
5	15,53	0,41	15,94	0,38	16,32
7	11,25	0,99	12,24	1,07	13,31
9	16,41	0,29	16,70	0,25	16,95
Profil Praia da Galé					
1	15,00	0,59	15,59	0,46	16,05
2	13,55	1,24	14,79	0,62	15,41
3	17,01	0,26	17,27	0,24	17,51
4	11,12	0,63	11,75	0,92	12,67
5	11,65	1,16	12,81	1,28	14,09
6	12,41	0,85	13,26	1,24	14,50
7	14,47	0,78	15,25	0,53	15,78
Profil Praia Sao Rafael West					
1	16,54	0,26	16,80	0,24	17,04
2	17,04	0,20	17,24	0,20	17,44
3	16,70	0,39	17,09	0,34	17,43
4	16,27	0,30	16,57	0,26	16,83
5	16,65	0,37	17,02	0,31	17,33
6	15,39	0,44	15,83	0,40	16,23
Profil Praia Sao Rafael					
1	16,74	0,24	16,98	0,21	17,19
2	11,70	0,97	12,67	0,81	13,48
4	14,82	0,58	15,40	0,44	15,84
5	13,97	0,98	14,95	0,54	15,49
7	13,29	1,22	14,51	0,69	15,20
9	13,33	1,23	14,56	0,67	15,23
10	12,01	0,92	12,93	1,01	13,94
15	16,63	0,26	16,89	0,22	17,11
16	15,48	0,42	15,90	0,38	16,28
17	14,42	0,73	15,15	0,50	15,65
18	15,84	0,39	16,23	0,30	16,53
Profil Arrifés					
2	16,87	0,25	17,12	0,22	17,34
3	17,57	0,19	17,76	0,20	17,96

Tabelle 6.1: Übersichtstabelle aller Sr-Alter der bearbeiteten Profile. Gesamtgesteinsanalysen sind in schattierten Feldern dargestellt. Verändert nach **Breisig (2001)**.

6.4 Diskussion der geochemischen Untersuchungen

Die geochemischen Untersuchungen ergeben kein einheitliches Bild. Schon im Gelände mußte festgestellt werden, daß durch die Verkarstung der LPF teilweise nur stark korrodiertes Schalenmaterial gesammelt werden konnte. Die Befürchtungen bezüglich starker diagenetischer Alteration der Schalen schienen sich jedoch nach den ersten Voruntersuchungen (KL, ICP-OES s.o.) nicht zu bestätigen. Es konnte keine Luminiszenz nachgewiesen werden und die chemischen Gehalte an signifikanten Diageneseanzeigern, bzw. des Strontiums selbst, waren im tolerablen Bereich. Ein deutlich anderes Bild ergab sich nach der Messung der Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopen, die mit einer negativen Tendenz ($\delta^{18}\text{O} = -7$ bis -2 PDB, $\delta^{13}\text{C} = -3$ bis -4 PDB) auf eine meteorische Diagenese schließen lassen. Referenzproben aus dem Burdigalium der Aquitaine (SW-Frankreich), die zum direkten Vergleich der Werte aus zeitlich in etwa equivalenter Stratigraphie mitgemessen wurden, weisen ein vollkommen anderes Muster auf. Trägt man die Aquitaine-Werte gegen die der LPF gegeneinander auf, so wird deutlich, daß das Ergebnis nicht gegensätzlicher hätte ausfallen können (siehe Abb. 6.1).

Es gilt jedoch zu beachten, daß es sich bei den Aquitaine-Proben um aragonitisches Schalenmaterial einer grabenden Bivalve handelt und nicht um Pectinidenschalen.

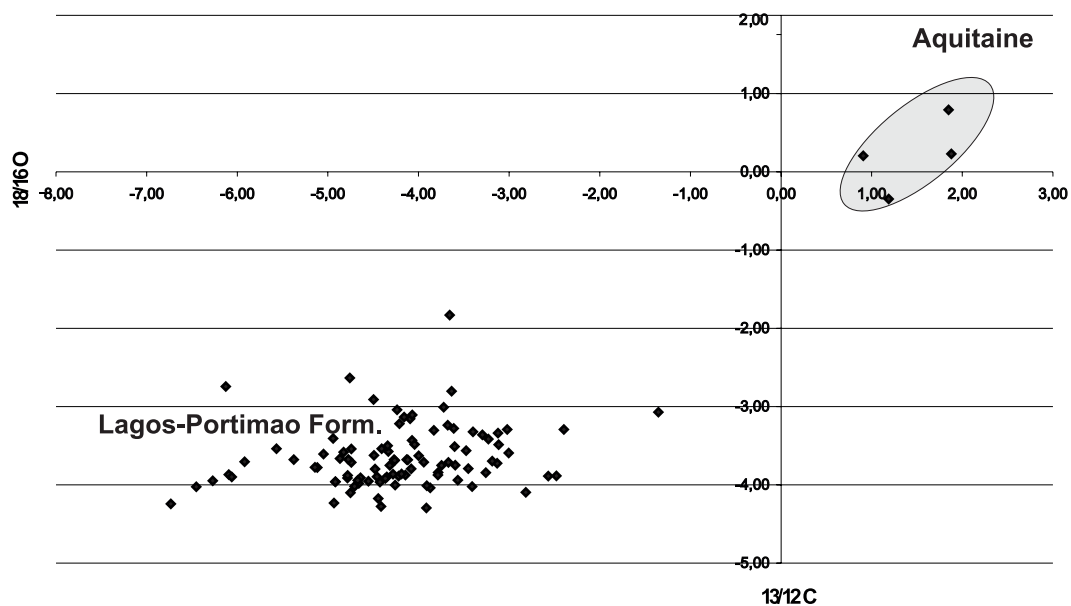


Abb. 6.1: $\delta^{13}\text{C}/\delta^{18}\text{O}$ -Werte für die Proben der LPF gegen gleichalte Proben aus dem Aquitaine-Becken (SW-Frankreich). Die Aquitaine-Proben liegen in einem diagenetisch unbelasteten Bereich, während die LPF-Proben weit in einem negativen, also diagenetisch beanspruchten Feld liegen.

Auf dieser Basis ist es interessant, das Ergebnis der Sr-Isotopenalter zu diskutieren. Dabei gilt es zu prüfen, ob einerseits die lithologische Korrelation in der lateralen Erstreckung der Horizonte mit Hilfe der Sr-Isotopenstratigraphie bestätigt werden kann und andererseits, ob sich vertikale Muster in den Profilsäulen abbilden, die Hinweise auf die Ablagerungsgeschichte der Formation geben. Weiterhin muß überprüft werden, ob die von **Antunes et al. (2000)** dargestellten Datierungen konsistent mit den eigenen Messungen sind.

Die laterale Korrelation der Horizonte auf lithologischer Basis kann mit den Daten der Sr-Isotopenstratigraphie sehr gut belegt werden. Die Leithorizonte (siehe Kap.7 Korrelation) und andere charakteristische Schichtpakete behalten in lateraler Erstreckung innerhalb der Fehlergrenzen ein konsistentes Alter bei. **Breisig (2001)** gibt folgende Horizonte als zeitlich und lithologisch korreliert an:

ASO	VDC	LDL	PDM & MW	CAV	RW	PSR	ARI
LH I (Basis ASO)	VDC 7						
ASO 16		LDL 1	X	X	RW 1	X	
ASO 18		LDL 6	X	X	RW 3	X	
LH II ASO 19/20		LDL 9	X		RW 5	PSR 1(2)	Ari 2
X		LDL 21	MW 1	CAV 4		X	
		X	LH IV MW 4	CAV 7		PSR 18	

Tabelle 6.2: Laterale Korrelation verschiedener Horizonte nach lithologischen und Sr-Isotopischen Ergebnissen. X bedeutet: kein Meßwert; Keine Eintragung bedeutet: Schicht in diesem Profil nicht aufgeschlossen. Verändert nach **Breisig (2001)**.

Die laterale Kontinuität der Werte bestätigt die lithologisch-fazielle Korrelation. Die Betrachtung der vertikalen Entwicklung der Profilsäulen (Abb. 6.2 - 6.6) wirft jedoch neue Problematiken auf. Es wären verschiedene Entwicklungsmuster möglich gewesen. Eine lineare Verjüngung der Schichten von der Basis zum Top der Profile schied aufgrund der dem Projekt zu Grunde liegenden Fragestellung aus. Interessant wäre eine lückenhafte, sägezahnartige Entwicklung gewesen, die Sedimentationspausen über längere Zeiträume angezeigt hätte, aber einen generellen Trend zu jüngeren Schichten am Top enthält. Eindeutig wäre auch die vollkommen unregelmäßige Verteilung von Alterswerten in den Profilen gewesen, die eine irreguläre, diagenetische Überprägung des Gesteins angezeigt hätte. Das Ergebnis der Sr-isotopenstratigraphischen Untersuchungen ergibt jedoch ein vollkommen unerwartetes Bild. Zum einen ist die Varietät der Altersdaten geringer als erwartet. Die ältesten Schichten wurden von **Breisig (2001)** auf ca.17,5 Ma, die jüngsten auf ca.12 Ma datiert. Die aus Literaturangaben zu erwartende Zeitspanne von ca. 10 Ma Differenz zwischen Basis und Top der Formation (20, 52 Ma Untergrenze Burdigalium

– 11, 20 Ma Obergrenze Serravallium) schrumpft somit auf ca. 6 Ma. Damit stellt sich zunächst die Frage nach der korrekten stratigraphischen Einstufung der Sedimente durch **Antunes et al. (2000)**. Von dieser soll zunächst ausgegangen werden. Betrachtet man nun die Verteilung der eigenen Altersdaten in der vertikalen Abfolge, so fällt eine Dreiteilung der Formation auf. Die basalen Schichten bewegen sich in einer relativ einheitlichen Zeitspanne von 17–16 Ma. Dann folgt ein mittlerer Teil mit deutlich jüngeren Schichten zwischen 14–12 Ma, worauf erneut ein älteres Intervall mit 16 Ma liegt. Ein extremes Beispiel einer Altersinversion zeigt sich in dem lithostratigraphisch jüngsten Profil Praia da Galé (PDG). Dort wird eine karbonatische Abfolge zunächst kontinuierlich jünger, um dann nach einem faziellen Wechsel in sandige Schichten immer ältere Alter aufzuweisen (Abb. 6.5).

Wie lassen sich solche Phänomene erklären? Während die laterale Abfolge kontinuierliche Alter ergibt, springen die Alter in der vertikalen Abfolge von alt auf jung und wieder auf alt. Zunächst muß man an der Glaubhaftigkeit der eigenen Messungen zweifeln, aber die unabhängig von dieser Untersuchung gemessenen Alter von **Antunes et al. (2000)** lassen sich problemlos in die eigenen Messungen eingliedern. Eine fehlerhafte Methodik kann also ausgeschlossen werden. Ebenfalls wenig glaubhaft erscheint diagenetische Überprägung, da es unwahrscheinlich ist, daß eine Diagenesefront über die gesamte laterale Erstreckung gleichmäßig gewirkt hat. Für einzelne Ausreisser in den Messungen (PSR 2, MW 2) kann man von Fehlern in der Messroutine oder schlechtem Schalenmaterial ausgehen, aber nicht für das relativ homogene Hauptfeld der Messungen. Es muß also eine andere Erklärung geben.

Ausgehend von den heutigen hydroenergetischen Bedingungen an der Algarve kann für die betrachtete Zeitscheibe aufgrund der offen exponierten Lage der Küste zum Atlantik ein hochenergetisches Milieu angenommen werden. In etwa vergleichbar mit der Situation auf dem SW-australischen Schelf. Dort kommt es im Bereich der Wellenabrasionstiefe zur Rasur des Schelfes, d.h. Sedimentpartikel werden aufgearbeitet und beckenwärtig umgelagert. Es kommt zur Ausbildung eines Hartgrundes im Bereich der aktiven Wellenfräse. Diese Art von Sedimentationsraum bezeichnet man nach **James et al. (1994)** als „shaved shelf“ (rasierter Schelf). Die Sedimentationszyklen sind aufgrund wiederholter Aufarbeitungsvorgänge, welche durch eustatische Meeresspiegelschwankungen gesteuert werden, nicht immer vollständig überliefert. In kondensierten Horizonten können unterschiedlich alte und erhaltene Komponenten auftreten. Hartgründe können demnach Meeresspiegelschwankungen dokumentieren.

Die Ergebnisse der Profilaufnahmen und –auswertungen, sowie der Biofaziesanalyse für die Sedimentgesteine der LPF weisen vergleichbare Muster auf. Unvollständige Zyklen und Kondensationshorizonte sind die Regel. Dennoch ist es schwierig ein sequenzstratigraphisches Muster zu erstellen, da zum einen nur die im Streichen laterale und vertikale Dimension erfassbar ist. Es fehlt ein beckenwärtiger Transekt, der aufgrund der Aufschlußsituation nicht dokumentiert ist. Es ist ebenfalls schwer erklärbar, weshalb

eine so tiefgreifende Aufarbeitung allein durch hochenergetische Hydrodynamik hervorgerufen werden soll. Es muß also ein weiterer Faktor ins Spiel gebracht werden.

Während man für gewöhnlich bei Beckenanalysen von stabilen Subsidenzbedingungen ausgeht, kann man im Falle der LPF sehr inhomogene Subsidenz voraussetzen. Dies liegt in Evaporitvorkommen begründet, die im Untergrund der Küste und des Schelfs auftreten. Es handelt sich dabei um mesozoische Salz- und Gipslager, deren Bildung mit der Öffnung des Atlantik in Verbindung stehen (**Manupella, 1992**). Für die LPF kommt vor allem die Bewegung des Salzdiapirs von Albufeira zum Tragen (siehe auch Kap.8.2.1). Diese Struktur erstreckt sich als Depression unmittelbar westlich des Ortes Albufeira in SE-NW Richtung ins Landesinnere (Abb. 8.5). Die Praia da Baleeira bildet das Tor der Depression zum Meer. Zur Zeit wird die Struktur zum Ausbau einer Marina genutzt, was jedoch auf langfristige Sicht geologische Folgen haben dürfte (mündl. Mitt. **Pais, 2001**). Dieser Diapir hat sich während der Ablagerung der LPF mehrfach gehoben und gesenkt. Die dadurch lokal entstandene Subsidenz, bzw. das Aufdringen des Salzdoms erwirkte die Aufarbeitung und Umverteilung unterschiedlich alter Sedimentschichten. Nur so läßt sich die geochemische Situation mit Altersinversionen innerhalb einer scheinbar nach Walter'schen Grundsätzen sedimentierten Formation erklären.

Direkte Nachweise für die Bewegung des Diapirs finden sich vor allem östlich des Diapirs in der Umgebung von Albufeira (Abb.8.5). Dort treten abgerutschte und teilweise geslumppte Sandsteine und Blöcke einer Austernbank auf (Taf. 7.5). Weiterhin kommen in dem Profil ALB Sanddikes (Taf. 7.1; 7.2) vor, die sich als Entlastungsspalten deuten lassen. Ein Sandsteinhorizont im Profil ALB weist eine boudin-ähnliche Struktur auf (Taf.7.3), was auf Druckeinwirkung auf das wassergesättigte Sediment schließen läßt. Alle diese Phänomene treten in verschiedenen stratigraphischen Positionen (siehe Kap. 2) innerhalb der Formation auf, so daß man von wiederholter Aktivität des Diapirs ausgehen muß. Die zeitliche Einstufung und Entwicklung des hier beschriebenen Systems der Sedimentation und Aufarbeitung werden im abschließenden Kapitel 8 genauer erläutert.

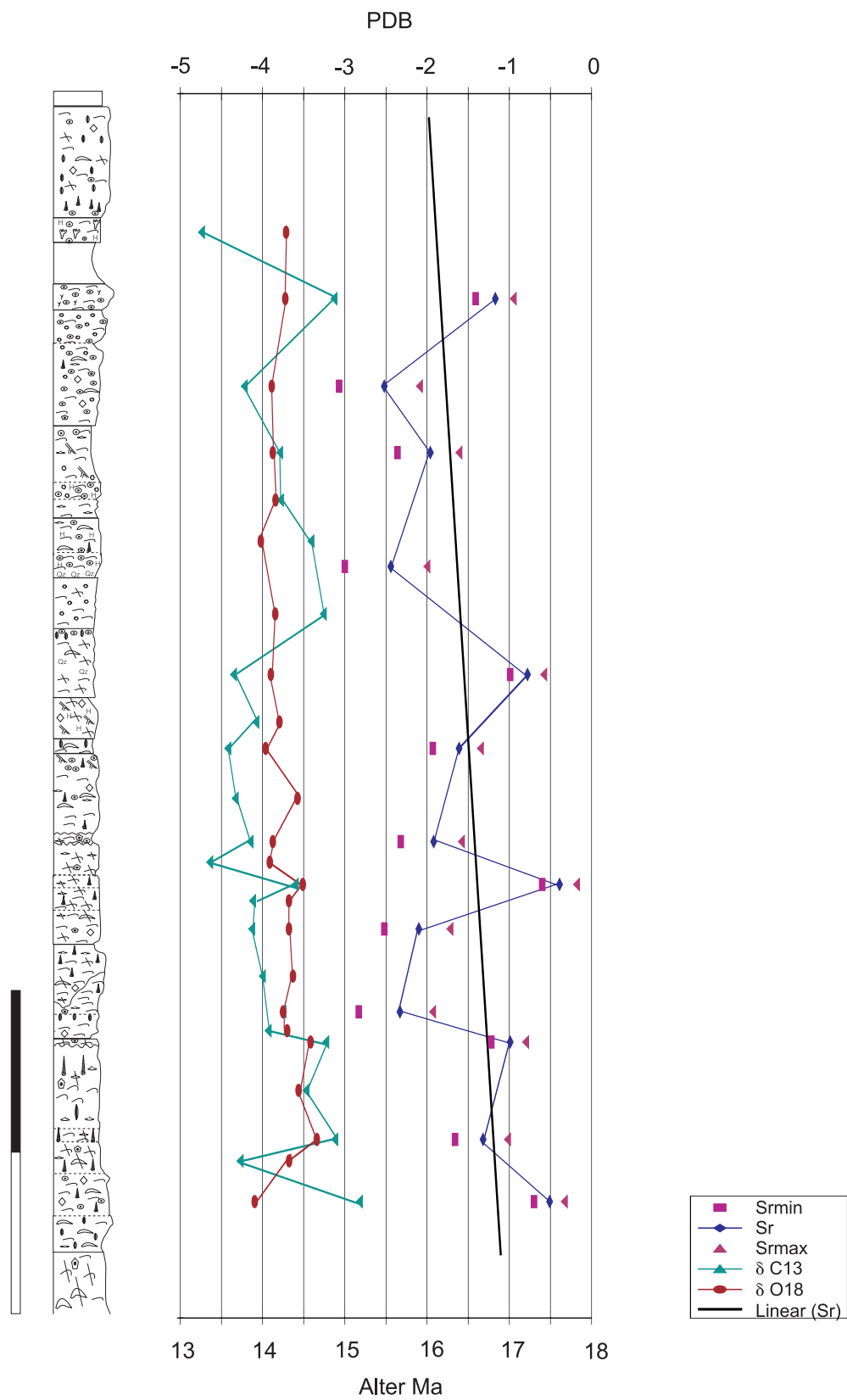


Abb.6.2: Darstellung der Ergebnisse der C-, O- und Sr- Isotopengeochemischen Untersuchungen für das Profil ASO. Maßstab entspricht 10 m.

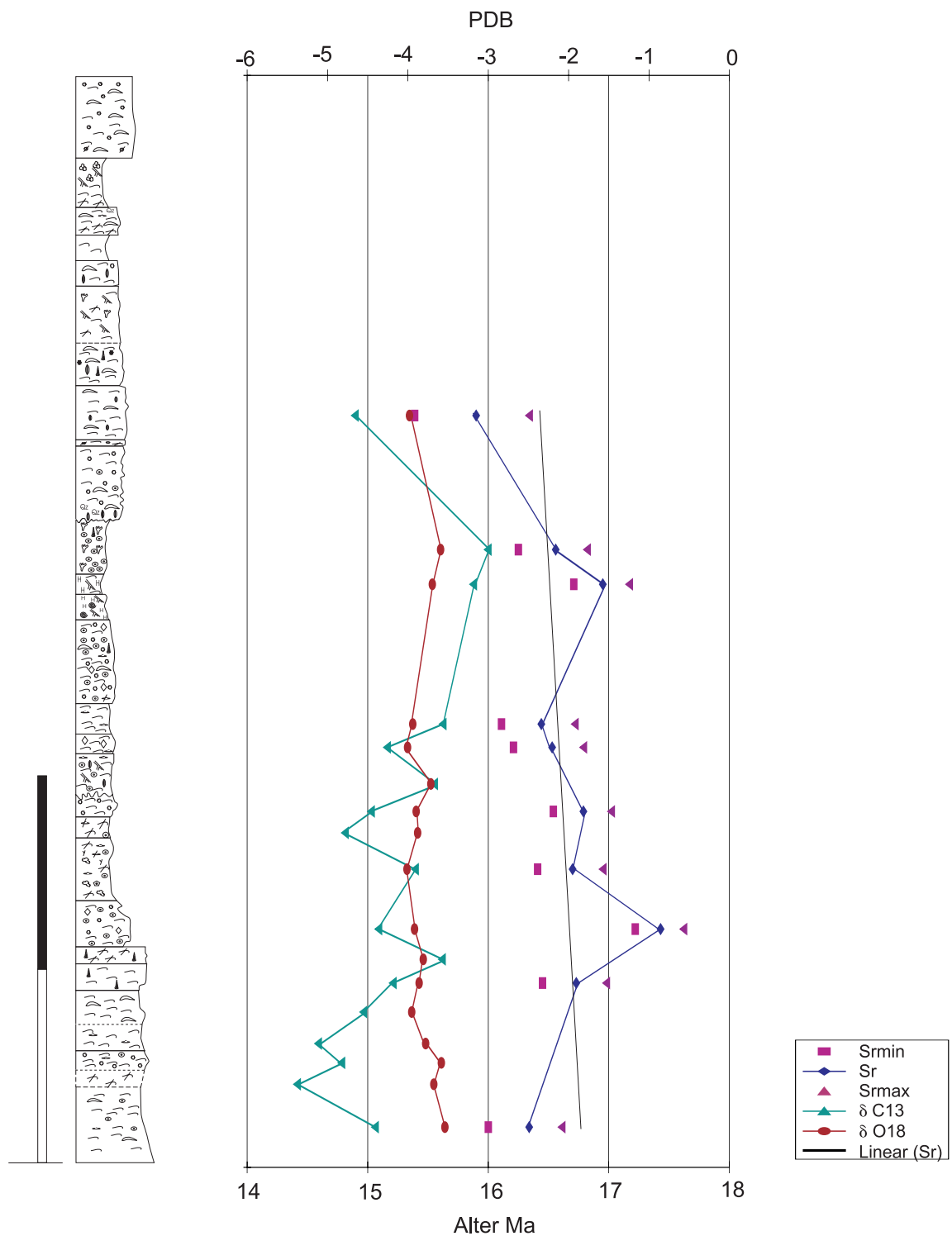


Abb.6.3: Darstellung der Ergebnisse der C-, O- und Sr- Isotopengeochemischen Untersuchungen für das Profil LDL. Maßstab entspricht 10 m.

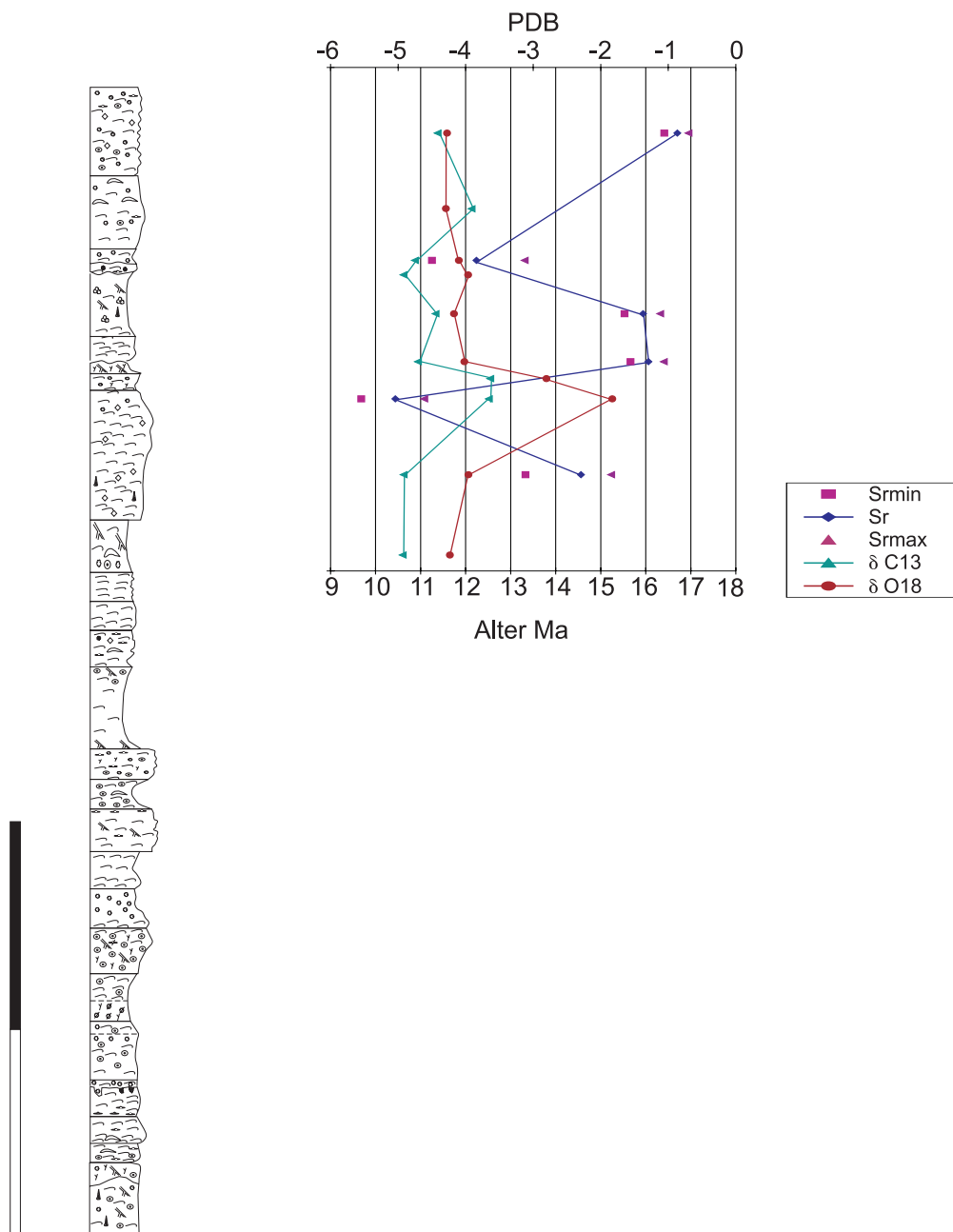


Abb.6.4: Darstellung der Ergebnisse der C-, O- und Sr- Isotopengeochemischen Untersuchungen für das Profil PDM, bzw. MW. Maßstab entspricht 10 m.

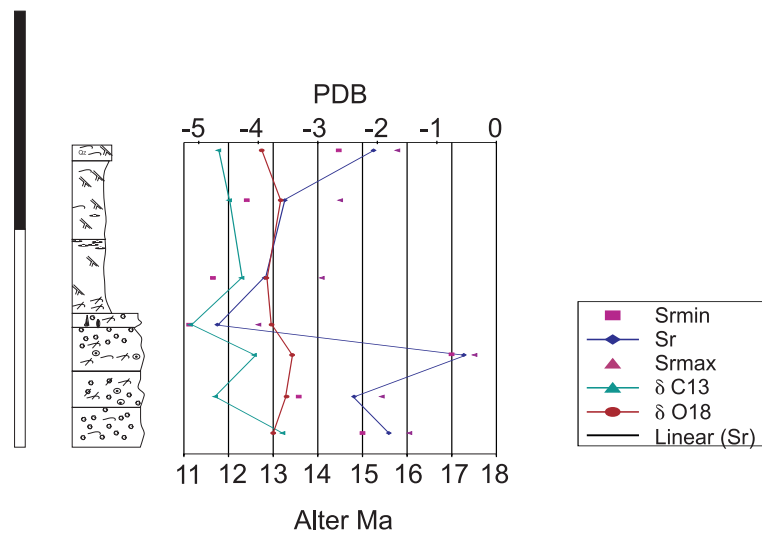


Abb.6.5: Darstellung der Ergebnisse der C-, O- und Sr- Isotopengeochemischen Untersuchungen für das Profil PDG. Maßstab entspricht 10 m.

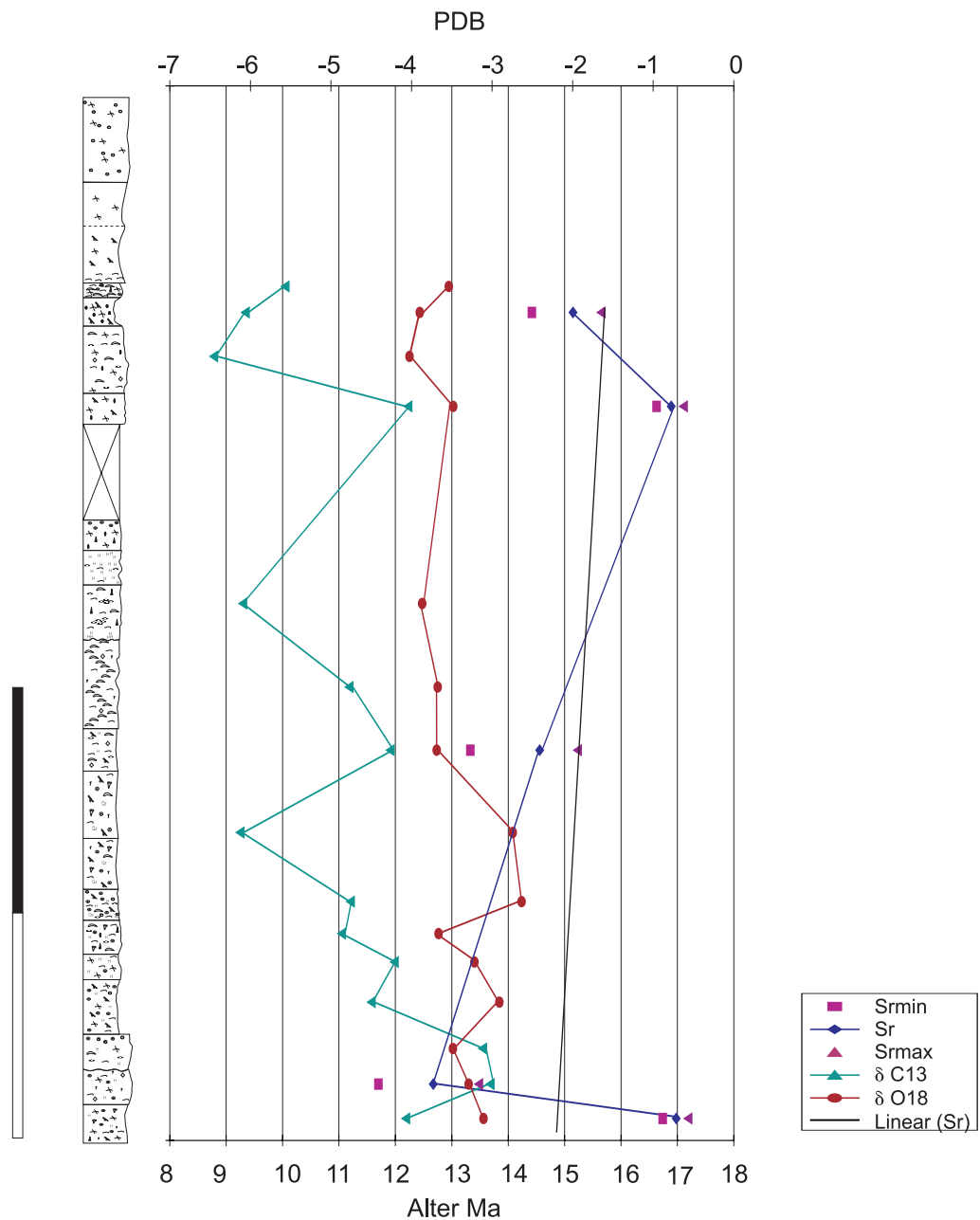


Abb.6.6: Darstellung der Ergebnisse der C-, O- und Sr- Isotopengeochemischen Untersuchungen für das Profil PSR. Maßstab entspricht 10 m.

7. Korrelation

7.1 Bank-für-Bank-Korellation

Die Sandsteine, Kalksandsteine und Kalksteine der LPF scheinen sich aufgrund ihrer horizontalen Bankung und scheinbar klar definierten Schichtgrenzen auf den ersten Blick einfach korrelieren zu lassen. Der Beobachter erkennt Muster und Stapelfolgen in den Wänden der Steilküste. Aber schon innerhalb einer Bucht versucht man oft vergeblich die wetterzugewandte Wand mit der gegenüberliegenden wetter- oder brandungsabgewandten Wand an Hand der Verwitterungsmuster zu vergleichen. Dennoch fallen bestimmte Schichten wegen der Bildung von charakteristischen Verwitterungshohlkehlen in der Steilwand auf. Während der Profilaufnahme erkennt man schnell, daß zu der Eigenschaft des Zurückwitters in eben diesen Schichten oft auch eine besondere Fauna vorkommt, die meist sehr charakteristisch ist. In Kombination mit stratalen Strukturen, der Position innerhalb der Steilküste und den umgebenden Schichten ergibt sich eine stratigraphische Unterteilung der LPF über Leithorizonte. Es wurden vier Leithorizonte etabliert (**Forst et al. 2000**), die über große Strecken entlang der Steilküste anhand ihrer Hohlkehlen und lithologischer Ausprägung verfolgbar sind. Hinzu treten verschiedene Einzelschichten, die aufgrund besonderer Fossilführung ebenfalls im Profil wiedererkannt werden können. Sie weisen jedoch kein charakteristisches Erscheinungsbild in der Steilwand auf und erhalten deshalb nicht den Status eines Leithorizontes.

Im folgenden werden die Leithorizonte in der Reihenfolge ihres stratigraphischen Auftretens vom Liegenden zum Hangenden beschrieben.

7.1.1 Leithorizont I (LH I)

Typuslokalität: Profil Vale Covo (VDC), Schicht 7 a-c.

Leithorizont I ist aufgrund seiner stratigraphisch tiefen Position nur selten oberhalb des heutigen Meeresspiegels aufgeschlossen. Tatsächlich ist er auf die direkte Umgebung des Ortes Carvoeiro beschränkt. Zwischen den Profilen Algar Sêco Ost (ASO) und Vale Covo (VDC) im Westen und dem Strand von Vale Centianes im Osten von Carvoeiro liegt dieser Horizont nahe der heutigen Wasserlinie. Westlich und östlich dieser Lokalitäten taucht er unter den Meeresspiegel ab. Im Profil VDC kann er unterhalb der Hotelanlage des Hotels Almancor sehr gut untersucht werden. Dort bildete sich in diesem Horizont eine begehbare Brandungshohlkehle. Der Horizont (2 m) wird von einem groben Rudstone aus Pectiniden- und Austernschalen gebildet. Er besitzt eine rötliche Färbung. Die Schalen sind in verschiedenen Fragmentierungsstadien erhalten. Es ist eine deutliche Dreiteilung des Horizontes zu beobachten. Der unterste Teil (VDC 7a, 0,8 m) besitzt einen graduellen Kontakt zum unterlagernden sandigen Rudstone. Die dort vorkommenden Rhodolithe setzen aus. Es dominieren Schalen von Pectiniden (Ø 5 cm) und zerbrochene Bivalvenschalen (1 cm). Daneben treten Austernschalen (> 10 cm) und Echinodermenreste

auf. Die Hohlräume zwischen den Biogenen sind mit einer sandigen Grundmasse gefüllt. Es ist keine bevorzugte Orientierung der Schalen zu erkennen, sie liegen ungeregt vor.

Der mittlere Teil (VDC 7b, 0,4 m) besitzt einen unregelmäßig welligen Kontakt zum basalen Teil. Auch hierbei handelt es sich um einen groben Rudstone, der von zerbrochenen Bivalvenschalen dominiert wird. Der Schalenbruch ist deutlich kleiner als ein Zentimeter. Selten kommen Einzelklappen von Pectiniden (> 1 cm) und doppelklappige Exemplare von Pectiniden vor. Die Biogene sind in Stapelform angereichert, was entweder auf Strömungsverhältnisse während der Ablagerung zurückzuführen ist (**Kidwell & Aigner, 1985**) oder aber durch Bioturbation hervorgerufen werden kann. Letzteres scheint wahrscheinlicher, denn die Bioturbationsrate in der LPF ist grundsätzlich hoch.

Von der überlagernden Schicht ausgehend ziehen sich sektionierte Röhren von bis zu 1 m Länge und 3 cm Durchmesser durch den oberen in den mittleren Teil des LH I. Diese Gefüge lassen sich auf bohrende Bivalven zurückführen, die sich in das harte, durch die Schalen stabilisierte Sediment gebohrt haben. Die dabei entstandenen Röhren wurden durch ein nichtkalkiges Sekret stabilisiert und durch Querböden in unregelmäßigen Abständen sektioniert. Da die Röhren zur Oberfläche des LH I reichen, sind sie mit feinkörnigem Material aus der Schicht darüber verfüllt. In Hohlräumen kam es zur Bildung von Kalzitdrusen, die heute als Geopetalgefüge die Orientierung der Struktur zu Lebzeiten des Organismus angeben. Dieselbe Art Röhren finden sich in einem Schill im Profil ARI und am Kontakt des kretazischen Basements mit den Gesteinen der LPF in der Lokalität Arrifão. Dort ergibt sich der definitive Nachweis auf einen bohrenden Organismus als Verursacher der Röhren, da sie sich aus der LPF in die Gesteine des Basements fortsetzen, die mit Sicherheit schon verfestigt waren.

Im LH I gibt es neben diesen Röhren auch Bioturbationsgefüge, die sich auf grabende Bivalven und Echinodermen zurückführen lassen. In diesem Fall sind keine eindeutigen röhrenförmigen Grabgänge zu erkennen, sondern vielmehr handelt es sich um undeutliche, schlierige Anreicherungen von feinstem Schalenmaterial, die diagonal und horizontal durch das gröbere Sediment ziehen.

Der Kontakt zwischen mittlerem und oberem Teil des Horizonts ist unterschiedlich deutlich ausgebildet. Lokal ist ein planarer Kontakt vorhanden, während an anderen Stellen fingerförmig feineres Schalenmaterial in den obersten Teil eingreift. Dabei handelt es sich um einen bioturbaten Verschleppungseffekt. Die oberste Einheit besteht zu gleichen Teilen aus einklappigen und doppelklappigen Pectiniden und Bruch von Bivalvenschalen. In den Hohlräumen zwischen den Schalen befindet sich eine Grundmasse aus feinstem Schalenbruch. Daneben treten Steinkerne von Gastropoden (*Conus* sp.) auf. Am Top der Einheit kommen verstärkt große Balaniden, massive ästige celleporiforme Bryozoen, Steinkerne von großen grabenden Bivalven und Seeigel (*Clypeaster* sp.) vor. Die Bivalvenschalen sind horizontal gelagert. Bei den einklappigen Schalen ist keine bevorzugte Orientierung in der Lagerung zu erkennen. Die doppelklappigen Pectiniden dagegen stehen oft senkrecht bzw. diagonal zur allgemeinen horizontalen

Lagerung der Schalen. Der obere Kontakt des Leithorizonts I gegen die Basis von VDC 8 ist scharf und eben. Lokal finden sich jedoch kavernöse Einbuchtungen und die zuvor beschriebenen Anbohrungen in der Oberfläche, welche mit dem Sediment von VDC 8 verfüllt sind. Dieser planare Kontakt mit den Anbohrungen und inkrustierenden Biogenen (Rotalgen, Bryozoen) weist auf einen submarinen Hartgrund hin, wobei zu beachten ist, daß der Terminus Hartgrund ein informeller Begriff ist, da er in keinem geologischen Wörterbuch klar definiert wird (**Demicco & Hardie, 1994**). Aus diesem Mangel heraus definierten **Demicco & Hardie (1994)** den Begriff “submariner Hartgrund” in Anlehnung an **James & Choquette (1990), Bromley (1967) und Bathurst (1975)** über folgende Kriterien: Grundsätzlich versteht man unter einem Hartgrund eine submarine Oberfläche, die lithifiziert wurde, bevor die Hangendschicht sedimentiert werden konnte.

1. Ein Hartgrund besitzt einen scharfen oberen und einen difusen unteren Kontakt. Komponenten können am oberen Kontakt gekappt werden
2. Impregnation der Oberfläche durch mikritische Rinde, bzw. Eisen- oder Mangankrusten
3. Inkrustation der Oberfläche durch Hartschubstrat besiedelnde Organismen
4. Anbohrungen in der Oberfläche
5. In der Hangendschicht kommen Intraklasten des Hartgrundes vor, die zerbohrt und mit scharfen Kanten, welche interne Komponenten schneiden, versehen sind
6. Kavernöse Öffnungen unterhalb der Oberfläche sind alternierend durch Sedimente mit marinen Fossilien und durch Zementlagen verfüllt
7. Der Hartgrund ist in Teepee-Strukturen zerschert
8. Es können multiple Oberflächen in mm – cm Abständen vorkommen

Es müssen nicht alle Kriterien zwingend für einen Hartgrund erfüllt sein, wie der vorliegende Fall deutlich macht.

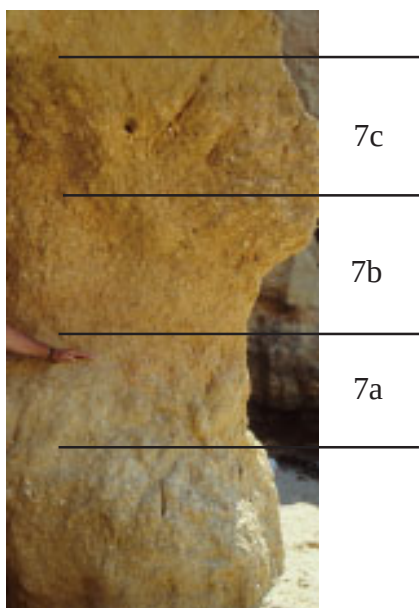


Abb.7.1: Leithorizont I (2m) im Profil VDC. Die Hand zeigt auf die Grenze zwischen VDC 7a und 7b. Der oberste, vorwitternde Teil umfasst VDC 7c. Es ist eine scharfe Grenze zu VDC 8 zu erkennen.

7.1.2 Leithorizont II (LH II)

Typuslokalität: Profil Praia do Marinha (PDM), Schichten 9 und 10.

Leithorizont II ist einer der am weitest verbreiteten Horizonte und ist aufgrund seiner spektakulären Fossilführung sehr gut zu erkennen. Es handelt sich um einen stark fossilführenden Sandstein bis sandigen Rudstone (gelb-bräunlich) mit Kolonien von ästigen Bryozoen mit zentralem Hohlraum (Taf.4.7), die in hoher Konzentration vorkommen. Zum einen handelt es sich um in Einzellagen konzentrisch aufgebaute Bryozoenkolonien der Gattung *Calpensia* (Taf.4.6). Demgegenüber stehen ebenfalls konzentrisch aufgebaut, jedoch mit unregelmäßiger Anordnung der Zooecien, ästige celleporiforme Bryozoen (Taf.4.4). Die Konzentration der Bryozoenkolonien variiert lateral in den verschiedenen Lokalitäten (siehe dazu Abb.2.1). Es ist zunächst eine ostwärtige Zunahme der Fossildichte vom Profil ASO (20-30 %) zur maximalen Dichte im Profil PDM (70 %) festzustellen. Danach nimmt die Fossildichte des Horizonts in östlicher Richtung wieder leicht ab. Im Profil ARI sind 40-50 % feststellbar. Die Mächtigkeit des Horizonts bleibt kontinuierlich bei zwei Metern. Aufgrund der Ausbildung einer charakteristischen Hohlkehle kann der Horizont gut vom Boot aus verfolgt werden. Der Nachweis des LH II östlich des Diapirs von Albufeira, z.B. im Profil ALB, kann nicht erbracht werden. Seine stratigraphische Position in der Gesamtabfolge der LPF ist zu tief für die aufgeschlossene Abfolge des Profils ALB und die Profile östlich davon.

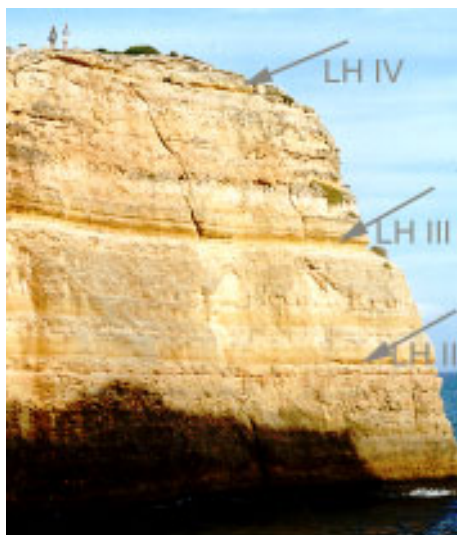


Abb.7.2: In der östlichen Wand des Profils LDL sind die Hohlkehlen der Leithorizonte II- IV zu erkennen. Die oberste Hohlkehle wird vom unteren Sandstein des LH IV gebildet. Der obere Sandstein des LH IV wittert zurück und bildet den Stand für die beiden Personen am linken oberen Bildrand.

7.1.3 Leithorizont III (LH III)

Typuslokalität: Profil Leixão do Ladrão (LDL), Schichten 16-18.

Leithorizont III ist ein fossilführender Sandstein von gelblicher Farbe. Der Horizont zeigt laterale Variationen in seiner Mächtigkeit und Fazies. Er kann ebenfalls durch eine Verwitterungshohlkehle gut im Profil erkannt und vom Boot aus verfolgt werden.

LH III weist eine dreistufige Entwicklung auf, die je nach Lokalität unterschiedlich deutlich ausgeprägt ist. Die Basis des Horizonts ist in den meisten Lokalitäten stark bioturbiert. *Thalassinoides*-Bauten und Grabgänge von Seeigeln sind die Regel. Grabende Seeigel (u.a. *Schizaster*) sind typische Vertreter der Fauna. Über der bioturbierten Zone folgen Massenlagen von benthischen Großforaminiferen (*Heterostegina* sp.). Einige der Foraminiferen erreichen Durchmesser bis zu 2-3 cm. Im obersten Intervall dominieren Bryozoen. Meist sind es Kolonien mit foliater Wuchsform (Taf.4.2). Es können jedoch auch ästige celleporiforme und fenestrate Formen vorkommen.

Der Horizont kann vom Profil ASO in östlicher Richtung über den Diapir von Albufeira hinweg bis zum Profil ALB verfolgt werden (siehe dazu Abb.2.1). Im Profil ASO beträgt die Mächtigkeit 2, 4 m. Östlich, im Profil LDL beträgt die Mächtigkeit 2, 9 m. Östlich des Profils LDL nimmt die Mächtigkeit zunächst ab, bis der Horizont östlich von PDC sehr stark an Mächtigkeit zunimmt. Er umfasst im Profil PSR die Schichten 4-8a (ca. 4, 5 m). Dort ist eine Feinschichtung im cm-Bereich zu beobachten. Östlich des Diapirs von Albufeira sind diese Merkmale nicht mehr zu beobachten.

Die Fossildichte variiert ebenfalls von Lokalität zu Lokalität. Es ist jedoch kein genereller Trend vorhanden. Die Dichte der Heterosteginenmassenlagen ist im Profil LDL sehr hoch (< 50 %), in ASO deutlich unter 50 %, in PDM deutlich unter 30 %, in PAW und in PDC 50 %. Das gleiche Muster gilt für die Bryozoen. Der geringe Fossilanteil in PDM kann durch einen Ausdünnungseffekt zugunsten von erhöhtem Eintrag von Siliziklastika bedingt sein.

7.1.4 Leithorizont IV (LH IV)

Typuslokalität: Profil Praia do Marinha West (MW), Schichten 3-5.

Leithorizont IV ist der stratigraphisch höchste Leithorizont und kann aufgrund seines einheitlich dreiteiligen Aufbaus und seiner charakteristischen Fossilführung mühelos identifiziert werden. Die Basis besteht aus einem gelblichen Sandstein mit kleinen Schalen von Pectiniden (< 5 cm). Der untere Sandstein variiert in der Mächtigkeit zwischen 0, 4 und 1 m. Darüber folgt ein Schill aus großwüchsigen Pectiniden und Austern (Ø bis 10 cm), der Mächtigkeiten zwischen 0, 4 m und 0, 9 m erreichen kann. Der Kontakt zwischen dem basalen Sandstein und dem Schill ist graduell, so daß der Schill an der Basis häufig

eine sandige Grundmasse enthält. Den Abschluß des Leithorizonts IV bildet ein weiterer gelber Sandstein (1, 35 m – 2, 5 m), der bioturbiert ist und als charakteristisches Element Dickichte der Bryozoe *Celleporaria palmata* enthält. Die ästigen Kolonien dieser Bryozoe zeigen kleine Löcher ($\varnothing$ 2 mm), die nach **Spjeldnaes & Moissette (1997)** der Koralle *Culicia parasitica* zugeordnet werden können. Die Assoziation dieser beiden Organismen ist in neogenen Ablagerungen nicht selten (z.B. **Spjeldnaes & Moissette, 1997**), kommt jedoch an der Algarve nur in diesem Horizont vor. Deshalb kann Leithorizont IV mit dieser Fossilführung und dem dreiteiligen Aufbau gut identifiziert werden. Die Bioturbation des oberen Sandsteins geht auf Grabgänge von Echinoiden (meniscus backfill pattern) und von dekapoden Krebsen zurück. Letztere sind mit feinen Fragmenten aus Rhodophyceen gefüllt, die aus dem überlagernden rotalgenreichen Schichtpaket stammen.

7.1.5 Weitere charakteristische Horizonte

Neben den Leithorizonten zeichnen sich noch zwei weitere Horizonte durch spezielle Merkmale aus. Zum einen existiert ein Horizont mit Mikropatchreefs der Koralle *Tarbellastrea* sp. (Tafel 1.6). Dieser Horizont ist am besten im Profil PAW zu beobachten. Die Korallen umwachsen dort sekundäre Hartgründe wie Austernschalen und Lithoklasten. Die Dichte der Korallen ist sehr gering. Das Absuchen der Aufschlußwände ergab ein Patchreef von 30 cm Durchmesser auf 10 m² Fläche. In anderen Aufschlüssen ist die Dichte noch geringer. Die Korallen können in LDL (Schicht 21) als westlichstes Vorkommen nachgewiesen werden. Das östlichste Vorkommen befindet sich an einem kleinen Strand zwischen Senhora da Rocha und Armacão de Pera. Die Schicht keilt nach Osten aus und kann in PDC nicht mehr nachgewiesen werden.

Der andere Horizont ist ein Sandstein, der im Westen (PDM) als knollig verwitternder, gut zementierter Horizont auftritt und nach Osten, besonders östlich des Diapirs von Albufeira, eine unregelmäßig boudinierte Form annimmt (Tafel 7.3). Dieses Phänomen läßt sich auf Druckbelastung durch den sich hebenden oder senkenden Diapir auf den wassergesättigten Horizont zurückführen. Die Farbe des Horizontes wechselt von einem fast grauweißen Farbton in den gut zementierten Bereichen zu einem dunklen Braun in den boudinierten Bereichen. Es sind bis auf wenige Bioklasten fast keine Fossilien nachzuweisen. Ab dem Profil PDC in Richtung Osten liegt der beschriebene Sandstein direkt auf dem LH III auf. Das bedeutet, daß mit dem zuvor beschriebenen *Tarbellastrea*-führenden Horizont der jeweils liegende und hangende Horizont (z.B. PAW 3 u. 6) auf der Strecke zwischen Senhora da Rocha und PDC ebenfalls auskeilt (Abb. 7.3).

Die LPF endet im Sinne dieser Arbeit mit den Rhodolithkalken über LH IV mit einer Erosionsfläche. Nur an wenigen Lokalitäten (MW, PDC, ARI, ALB) ist zwischen den Rhodolithenkalken und der Erosionsfläche noch ein Schill nachzuweisen, der in die sandig-kalkigen Abfolgen der LPF gehört.

Oberhalb der Erosionsfläche folgen Sandsteine, die nach **Antunes et al. (1997)** zu der informellen Einheit “Laminated Sands” zu rechnen sind und in das Serravallium gestuft werden. Diese Einheit wird aufgrund des Wechsels zu einer unterschiedlichen Fazies in dieser Arbeit von der LPF abgetrennt. Der Wechsel und die Erosionsfläche sind am deutlichsten im Profil PDG zu beobachten. Dort treten auch aufgearbeitete Lithoklasten und Quarzgerölle auf. Die serravallen Sandsteine können nach Ost und West verfolgt werden. Aufgrund ihrer relativ eintönigen Lithologie können jedoch keine konkreten Schichtpakete korreliert werden. Die westlichen Profile ANA, PDR, PDP gehören ebenso in diese Einheit wie die östlichen Profile MIW, MIE und der Top von Profil ALB (siehe dazu Abb. 2.1 - 2.17 u. 7.3). Die Sande können an der Lokalität Arrifão oberhalb einer Austernbank und isoliert in einem Aufschluß westlich Senhora da Rocha beobachtet werden. Eine weitere Erosionsoberfläche trennt die serravallen Sandsteine von den grüngrauen, glimmerführenden Feinsanden der informellen Einheit “Tortonian Fine Sands” (sensu **Antunes et al., 1997**) ab (z.B. MIE, Abb. 2.17 u. 7.3). In Karstlöchern reichen diese Sande bis zur LPF hinab (PAW u. Praia da Castelo, Abb. 7.3).

Die lithologische Korrelation ist in Abbildung 7.3 dargestellt. Deutlich kann man die Unterbrechung der Abfolge im Bereich des Albufeira Salzdoms erkennen. Diese Struktur hatte aufgrund ihrer inhomogenen Hebungs- und Senkungsgeschichte direkten Einfluß auf das Sedimentationsgeschehen der LPF.

Mit dieser Darstellung (Abb. 7.3) wird erstmals ein stratigraphisches Gesamtkonzept der Neogensedimente des Bereichs zwischen Lagos und Albufeira angeboten. Bisher war es nicht möglich, einzelne Lokalitäten miteinander zu korrelieren (**Pais mündl. Mitt., 2000**). Durch die grundlegend unterschiedliche Arbeitsweise der portugiesischen Kollegen, die sich im wesentlichen auf die Datierung einzelner Schichten konzentrierten und die fazielle Ansprache aussen vor liessen, konnte die lithologische Korrelation nicht erfolgen.

7.2 Korrelation über Sr-Isotopenverhältnisse

Die Ergebnisse der Sr-Isotopenstratigraphie (Kap.6) ergaben lateral ein stimmiges Bild. Die Leithorizonte sind auch durch die Sr-Alter klar definiert (Tab. 6.2). Auch die Schichtpakete zwischen den Leithorizonten zeigen in ihrer lateralen Erstreckung gleiche Alter. Die fazielle Bank-für-Bank-Korrelation wird bestätigt.

Die vertikale Altersabfolge der Messergebnisse ist jedoch inkonsistent. Dort sind Sprünge und Altersinversionen zu beobachten. Wie an anderer Stelle bereits erläutert, handelt es sich dabei um Effekte, die durch Hebung und Senkung des Diapirs von Albufeira und damit einhergehende Umlagerungs- und Aufarbeitungsereignisse bedingt wurden. Im abschließenden Kapitel werden die Auswirkungen der Bewegungen des Diapirs von Albufeira auf die fazielle Entwicklung diskutiert und graphisch dargestellt (Abb. 8.6 a-f).

Folgende Seite

Abb. 7.3: Stratigraphische Korrelation der neogenen Sedimentgesteine der mittleren Algarve-Küste. Das Basement wird von kretazischen Sedimentgesteinen gebildet. Es folgen die Sand- und Kalksteine der LPF (Burdigalium/Langhium). Darüber sind serravalle Sandsteine aufgeschlossen. Am Top liegen glimmerreiche Feinsande des Tortoniums. Schematisch dargestellt ist der Diapir von Albufeira im Untergrund der Lokalität Arrifão, welcher im Zuge des Neogens mehrfach in Bewegung war und somit die Sedimentationsgeschichte beeinflusste. Nicht dargestellt sind plio- und pleistozäne Deckschichten.



8. Diskussion

8.1 Diskussion der Ergebnisse

8.1.1 Geologischer Rahmen und Paläogeographie

In diesem abschließenden Kapitel wird anhand aller gesammelten Daten ein Ablagerungsmodell der LPF erstellt und die intraformationelle Untergliederung in eine stratigraphische Abfolge überführt. Abschließend werden Vergleiche mit Sedimentationsbecken gezogen, die entweder vom hydroenergetischen und klimatischen Milieu vergleichbar sind (SW-Australien; Maiella-Plattform, Italien) oder in der gleichen Zeitscheibe liegen, jedoch eine andere klimatische und sedimentologische Entwicklung erfahren haben (Aquitaine-Becken, SW-Frankreich).

Geht man zunächst vom Geländebefund aus, so stellt sich die LPF als eine räumlich begrenzte sedimentologische Einheit dar. Sie liegt winkeldiskordant auf dem unregelmäßig geformten mesozoischen, im wesentlichen kretazischen Grundgebirge auf, gegen welches sie in westlicher Richtung auskeilt. In östlicher Richtung taucht die LPF unter jüngere Sedimente ab. Die N-S-Verbreitung ist auf einen schmalen, küstenparallelen Streifen begrenzt. Im Süden formt sie einen Teil der Steilküste und ist dem hochenergetischen hydrodynamischen Milieu des Atlantik ausgesetzt. Die Nordgrenze ist durch Alluvionen am Südrand der Serra do Caldeirão verdeckt (Abb.2.1 u. 8.1). Das mesozoische und paläozoische Grundgebirge steigt im Hinterland der Algarve steil zu den Mittelgebirgen (Serras) an, so daß die Grenze des Neogens nahe der heutigen Küstenlinie verläuft.

Der heutige Algarve Schelf ist eine relativ schmale (wenige 10er km), schwach geneigte Rampe ohne quartäre Terrassierung. Er wird von submarinen Canyons durchschnitten, die sich an N-S gerichteten Störungszonen orientieren (**Lopes et al., 1999**). Desweiteren befinden sich in dem mesozoischen Untergrund Evaporitlager (**Antunes et al., 1997; Lopes et al., 1999**). Der Schelf ist nicht durch Riffkörper oder siliziklastische Barren geschützt und ist somit der Dünung des Atlantiks ausgesetzt. Analog zu der heutigen Situation kann von ähnlichen, hoch energetischen hydrodynamischen Bedingungen zur Zeit des Miozäns ausgegangen werden. Die Rekonstruktion der Paläogeographie (**Pais, 1982**) macht deutlich, daß sich die Küstenlinie nur ca. 10 km landwärtig parallel zur heutigen Küste verschoben befunden hat (Abb. 8.1).

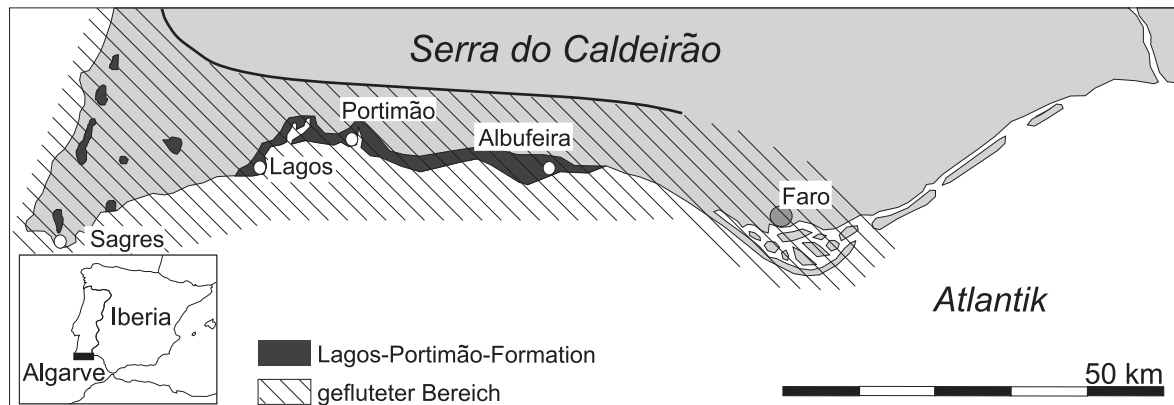


Abb. 8.1: Ausstrich der LPF an der Algarve und paläogeographische Interpretation der Küstenlinie während des Burdigaliums/Langhiums. Verändert nach **Pais (1982)**.

8.1.2 Biofazielle Schelfzonierung und klimatische Bedingungen

Die LPF besteht aus einer zyklischen Wechsellagerung von Sandsteinen, kalkigen Sandsteinen und Kalksteinen. Über die statistische Auswertung der Mikrofazies konnten fünf Biofazies-Typen (BF I-V) ermittelt werden (Kap.4). Unter Berücksichtigung der qualitativen Biofaziesdaten (Kap.3), wie ökologische Faktoren, Wassertiefe, Lebensräume, kann man den Bildungsraum der fünf Biofaziestypen und deren Untertypen auf verschiedene ozeanographische Settings einengen. Daraus ergibt sich eine bio- und lithofazielle Schelfzonierung (Abb 8.2). Die Analyse der Bio- und Mikrofazies (Kap. 3 u. 4) hat ergeben, daß es sich dabei um Verflachungszyklen (shallowing upward cycles) handelt. Diese sind jedoch selten komplett, da sie in einem hochenergetischen Ablagerungsmilieu, vergleichbar mit dem Modell des shaved shelf (sensu **James et al, 1994**) gebildet wurden.

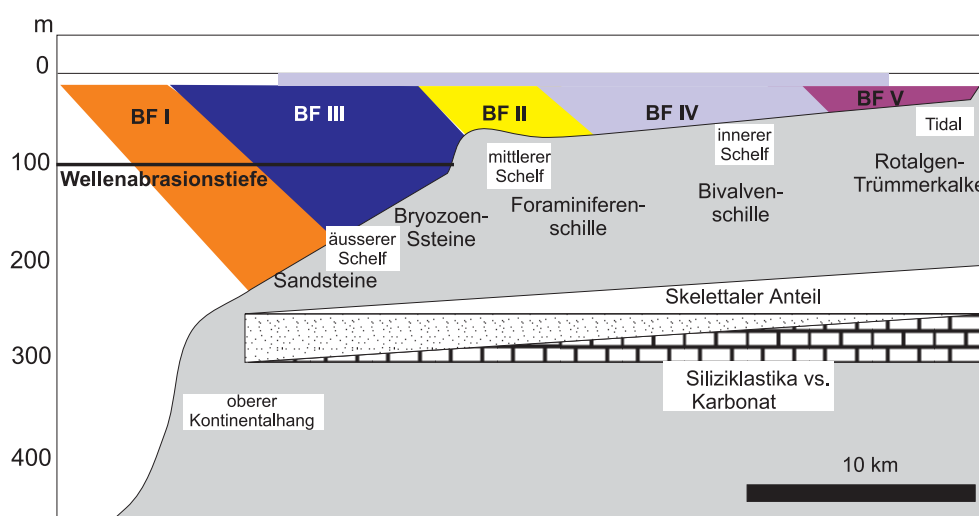


Abb. 8.2: Zonierung der Biofaziestypen (BF I -V) auf dem Schelf. Die BF überlappen stark. Der Biogenanteil sinkt mit der Wassertiefe.

Betrachtet man nun die fünf Biofaziestypen und die Lithologie der dazugehörigen Schichten, so lassen sich ökologische Abhängigkeiten feststellen, die es ermöglichen, Annäherungen zum Sedimentationsraum einzelner Fazies zu erhalten. Ökologisch-limitierende Faktoren sind die Wassertiefe und –energie, die photische Zone, die Temperatur, die Schelfgeometrie und der Sedimenteintrag. Letzterer wird im wesentlichen auch durch die Morphologie und Geologie des Hinterlandes und dessen klimatischen Bedingungen bestimmt, so daß marine Vorgänge auch an die kontinentalen Parameter geknüpft sind. Im Falle der neogenen Ablagerungen der Algarve besteht das Grundgebirge aus mesozoischen und paläozoischen Sedimenten, bzw. Metasedimenten und untergeordnet auch aus Intrusiva und Evaporiten der angrenzenden Mittelgebirge (**Manupella, 1992**). Diese Mittelgebirge (Serra da Monchique und Serra Caldeirão) reichen bis 900 m über den heutigen Meeresspiegel und bildeten das Hinterland. Durch palynologische Daten belegt (**Pais, 1989**), werden für das Klima im Untermiozän humide, im Mittelmiozän aride (Langhium) bis semi-aride (Serravallium) und im Obermiozän (Tortonium) ebenfalls semi-aride Bedingungen angegeben. Ab dem Serravallium kommt es zur Ausbildung von ausgeprägter Saisonalität. Darin spiegelt sich der globale miozäne Abkühlungstrend wieder.

Die marinen Bedingungen lassen sich gut über die faunistische Zusammensetzung der Gesteine rekonstruieren. Die bryomol-foramol-Fazies (sensu **Lees & Buller, 1972**) deuten auf die Bildung der Gesteine unter temperierten Bedingungen hin. Aufgrund konzentrierter Vorkommen von benthischen Großforaminiferen kann man von warm-temperierten Bedingungen ausgehen (sensu **Betzler et al., 1997**). Die Wirbeltierfauna unterstützt diese Annahme. Die kontemporär eingestufte Selachierfauna, welche aus Karstsedimenten gewonnen wurde, wird von **Antunes et al. (1981)** als subtropisch – tropisch interpretiert. Die Verteilung von Sireniern und Cetaceen im portugiesischen Neogen zeichnet den allgemeinen Abkühlungstrend nach (**Estevens, 2000**). Während die wärmeliebenden Sirenier sich in das geschütztere Tejo-Becken bei Lissabon zurückziehen, sind Funde von Walen aus dem Neogen der Algarve bekannt (**Estevens, 2000**). Wale bevorzugen kühleres, nährstoffreicheres Wasser, wie es zum Beispiel im Bereich von Upwelling Gebieten vorkommt.

Weiterhin deutet das Fehlen von Korallenriffkörpern auf die Ablagerung der Sedimente unterhalb der kritischen Winterisotherme von 20° C hin. Umkrustungen von Lithoklasten und Austernschalen durch die Koralle *Tarbelastrea*, sowie das Vorkommen von isolierten Klasten der Koralle *Porites*, weisen jedoch ebenso auf warm-temperierte Bedingungen hin, wie das zuvor erwähnte massierte Auftreten von benthischen Großforaminiferen (**Betzler et al., 1997**).

8.1.3 Wassertiefenproxies über Biofazies

Um über die Faunenvergesellschaftungen Proxies zur Wassertiefe zu erhalten, muß man entsprechende Parameter ermitteln. Dazu eignen sich dem Beispiel von **James et al. (2001)** folgend Verhältnisse biogener Komponenten als Indizes der relativen Tiefe. Wie im Kapitel 3 dargestellt, dominieren Bryozoen-

kolonien der celleporiformen, foliaten und adeoniformen Wuchsformen in mittleren bis großen Wassertiefen (50 – 250m). Diese Wuchsformen dominieren auch die Bryozoenfauna der LPF. Zumeist sind die Kolonien gut erhalten und bilden teilweise Dickichte von mehreren Dezimetern bis Metern Durchmesser, so daß von der Ablagerung in geschützteren Bereichen bzw. größeren Wassertiefen ausgegangen werden kann. Hinweise auf Bioimmuration deuten auf teilweise ephemere Lebensweise auf vergänglichen Substraten hin. Als vergängliche Substrate kommen Seegräser, Kelpwälder, Schwämme oder Lederkorallen in Frage. Findet der Bewuchs der vergänglichen Substrate in flachen oder mittleren Wassertiefen statt, kann bei einer hochenergetischen Küste von der Umlagerung der Organismen ausgegangen werden. Diese müssen nicht zwingend nach der Trennung von ihrem Wirt absterben, sondern können eigenständig weiterwachsen und im Falle der celleporiformen Bryozoen kugelige oder knollige Gestalt annehmen, bzw. sich gegenseitig inkrustierend eine verzweigte, aufrechte Wuchsform annehmen (vergleichbar mit der Maerlfazies corallinaceer Rotalgen, vgl. **Moissette & Pouyet, 1991**). Die Verbindung von konzentrierten und gut erhaltenen Bryozoenvorkommen mit einer feinkörnigen sandigen Grundmasse deutet weiterhin auf tieferes Wasser unterhalb der Wellenabrasionstiefe hin, da im Sinne des shaved shelf -Modells (sensu **James et al., 1994**) die Feinfraktion beckenwärtig transportiert und abgelagert wird. Um nun einen mit Zahlen dokumentierbaren Index für tieferes Wasser zu erhalten wurde analog zu **James et al. (2001)** das Verhältnis von Bryozoen zu Bryozoen und Bivalven, Bryozoen-Index im folg., erstellt. Dieser Bryozoen-Index ergibt auf einer Skala von 0 – 1 aufgetragen jedoch nur eine relative Annäherung zur Wassertiefe. Absolute metrische Angaben können nicht erwartet werden, da die bathymetrische Zonierung stark durch Temperatur und trophische Bedingungen beeinflusst werden kann. Als Gegenkontrolle wurde ein Photo-Index eingeführt (**Brachert et al., in Vorb.**). Dieser beinhaltet das Verhältnis von phototrophischen Organismen (coralline Rotalgen und Großforaminiferen) zu Bryozoen und stellt somit ein Proxy für geringere Wassertiefen dar. Die aufgetragenen Index-Werte

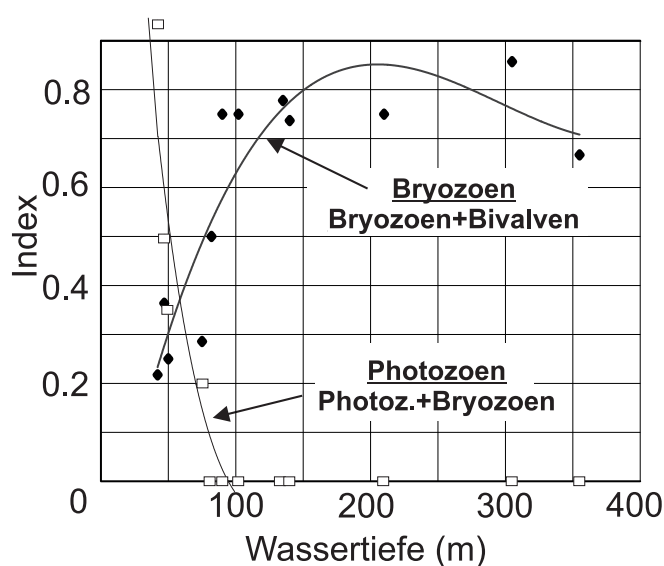


Abb.8.3: Darstellung der bathymetrischen Indices, kalkuliert für verschiedene rezente Karbonatfazies des S-australischen Schelfs, aufgetragen gegen die Wassertiefe (Daten aus **James et al., 2001**; Table 1 u. 2). Hoher Bryozoen-Index (1) = tiefes Wasser, niedriger Bryozoen-Index (0) = flaches Wasser, es gilt der umgekehrte Fall für den Photozoen-Index.

weisen auf einer Skala von 0 – 1 im Falle des Bryozoen-Index bei Werten nahe der 1 auf relativ gesehen tieferes Wasser und im Falle des Photo-Index auf relativ flacheres Wasser hin. Der umgekehrte Fall gilt dementsprechend für Werte nahe der 0. Somit kann eine graphische Darstellung der Wassertiefenänderungen innerhalb der stratigraphischen Entwicklung eines Profils erreicht werden. Intermediäre Werte deuten auf sukzessiven Anstieg, bzw. Abnahme der Wassertiefe hin (Abb. 4.8 u. 8.3).

Übertragen auf die Biofaziestypen I-V ergibt sich ein analoges Muster (Abb.8.2). Rotalgendominierte und großforaminiferendominierte Biofazies können somit Ablagerungen in flacherem Wasser zugeordnet werden. Bryozoendominierte und auch die echinodermendominierte Biofazies sprechen dagegen eher für tieferes Wasser. Dabei gilt zu beachten, daß bei der statistischen Ermittlung der Biofaziestypen über die hierarchische Clusteranalyse sowohl der Gehalt an unidentifizierbaren Bioklasten als auch der Matrixgehalt nicht mit eingeflossen sind. Dies hat folgende Gründe: Der Gehalt an Bioklasten ist durchweg relativ hoch, was auf die hochenergetischen hydrodynamischen Bedingungen zurückzuführen ist. Bioklasten weisen, belegt durch den Kolmogorov-Smirnov Test (siehe Tabelle im Anhang), eine Normalverteilung auf und sind somit für die hierarchische Clusteranalyse unbrauchbar. Ähnlich verhält es sich mit der Matrixkomponente, die sich aus allen Komponenten <1mm, ungeachtet ihres lithologischen Charakters, zusammensetzt. Der Siliziklastika-Anteil der Matrix liegt aufgrund der dominierenden siliziklastischen Lithologie des Untergrunds als auch des Hinterlands des Ablagerungsraumes etwa bei 50 %. Der Echinodermen-Biofaziestyp kann lithologisch als fossilführender Sandstein angesprochen werden. Nur durch das Ausschliessen der Matrixkomponente ergeben sich durch die Normierung so hohe Werte für die Echinodermen.

Mischbiofaziestypen, meist auf Subclusterniveau, weisen keine ökologisch eindeutig nur einer Wassertiefe zuordenbare Faunenelemente auf. Sie entsprechen den intermediären Werten bei den Indizes und geben Übergangsstadien zwischen den Wassertiefenmaxima wieder.

8.1.4 Sequenzstratigraphische Interpretation

Unter Zuhilfenahme der Wassertiefenproxies und den biofaziellen und lithologischen Daten kann eine sequenzstratigraphische Interpretation erfolgen. Dabei ergibt sich, daß die Sandsteineinheiten als Ablagerungen des Transgression System Tracts (TST) und des Highstand System Tracts (HST) unterhalb der hochenergetischen Wellenabrationstiefe interpretiert werden können. Mit ihrer lateral gleichförmigen Lithologie und Biofazies stellen sie weiträumige Leithorizonte dar. Weitgehend unzerstörte Bryozoen dickichte in diesen Horizonten zeugen von ruhigen Bedingungen unterhalb der Wellenabrationstiefe. Diese Horizonte repräsentieren die maximum flooding surface (mfs) unterhalb und unberührt von der Wellenabration des zyklisch wechselnden Meeresspiegels. Demgegenüber sind die groben karbonatischen Ablagerungen, speziell die Pectinidenschille und Rhodolithkalke, als Ablagerungen des Lowstand System Tracts (LST) anzusehen. Die ständige Aufarbeitung und Umlagerung durch die steigende und

fallende Wellenfräse führt zu sogenannten komplexen Schalenbänken (complex oder condensed shell-beds, sensu **Kidwell & Aigner, 1985**). Dabei handelt es sich um die ständige Aufarbeitung und Wiederbesiedlung von Schalenbänken. Schalen unterschiedlicher Erhaltung und unterschiedlichen Alters können in den Schillbänken der LPF nebeneinander vorkommen. Infaunale Organismen besiedeln das Sediment und werden durch die umlagernden Prozesse der Wellenfräse ausgegraben. Geringe Sedimentationsraten unter einer hochenergetischen Hydrodynamik fördern frühe Zementation und somit Hartgründe. Ein gutes Beispiel hierfür stellt Leithorizont I dar. Dieser dreiteilige Schillhorizont zeigt an seiner Oberfläche ein unregelmäßiges Relief und wird von Gängen bohrender Muscheln durchzogen.

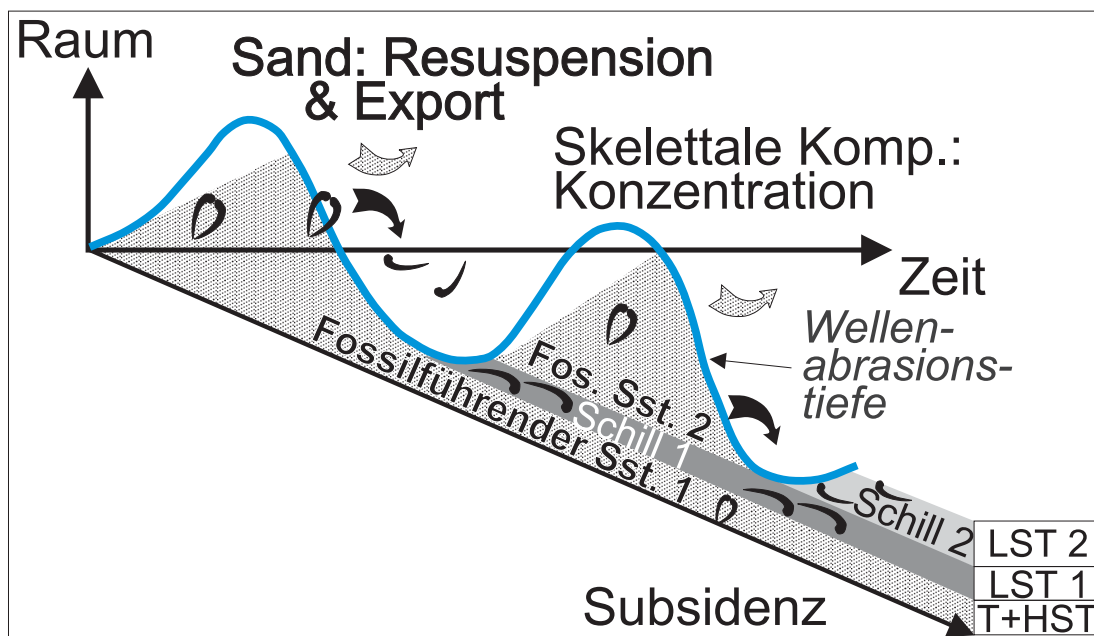


Abb.8.4: Schematische Darstellung der sequenzstratigraphischen Interpretation der shallowing upward Zyklen der LPF. Die sinuoidale Kurve deutet hochfrequente Wechsel der Wellenabrationstiefe während eines langsamen eustatischen Meeresspiegelanstiegs an. Dadurch kann es zu gestapelten Kondensationshorizonten kommen. Verändert nach **Brachert et al. (in Vorb.)**.

Wie tiefreichend solche Aufarbeitungsvorgänge, welche durch die sich mit dem Meeresspiegel senkende Wellenabrationstiefe bedingt sind, ihre Wirkung zeigen können (siehe auch Abb. 8.4), kann an Leithorizont IV beobachtet werden. Der obere Teil dieses als mfs interpretierten Sandsteinhorizonts ist von thalassinoiden Grabgängen durchzogen, welche von Rotalgenbruch des überlagernden Rhodolithenkalks verfüllt sind. Auch hier handelt es sich um einen Hartgrund, der während der Aufarbeitung der darüber-

liegenden Sedimente gebildet wurde. Die Grabgänge standen in dem frühzementierten und umgelagerten Sandstein offen und ermöglichten so die Verfüllung der Gänge durch Rotalgenbruch. Es wird jedoch dabei deutlich, daß die komplette Sedimentabfolge, die während des langsamen relativen Anstiegs des Meeresspiegels, der durch hochfrequente Schwankungen moduliert wurde, entstand, durch die Wellenfräse eliminiert wurde und direkt auf den Ablagerungen der mfs die Flachwasserkarbonate des LST folgen.

Diese Interpretationen (Abb.8.4) bilden nun einen grundsätzlichen Unterschied zum weit akzeptierten sequenzstratigraphischen Modell des Highstand sheddings für tropische Karbonate (**Schlager 1992**). Dabei werden während des HST große Mengen an karbonatischen Sedimentpartikeln produziert und auf dem Schelf abgelagert. Während des LST, bzw. grundsätzlich während des Fallens des Meeresspiegels, wird die Sedimentzulieferung angehalten und weite Teile der Plattform tauchen auf. Besonders bei küstenvorgelagerten Plattformen fördert dies die Erosion des Hinterlandes, so daß ein erhöhter Eintrag an siliziklastischem Material vorliegt. Im hier vorgestellten Modell handelt es sich jedoch um Hochstand-Sandsteine und Tiefstand-Karbonate.

8.2 Modell zur Entwicklung und der Beckenfüllung und -genese des LPF-Schelfs

Die zunächst als perfekt zyklisch vorausgesetzten (siehe Kap.1), gestapelten Abfolgen der LPF sind nicht als vollständige Verflachungszyklen überliefert. Dies hat verschiedene Gründe: Einerseits werden Schichtpakete durch die meeresspiegelgesteuerte Wellenfräse komplett eliminiert, so daß Flachwasserablagerungen lokal gestapelt auf den Ablagerungen aus größeren Wassertiefen zu liegen kommen (Abb.8.4). Kondensierte Horizonte sind die Folge, da die Feinfraktion ausgewaschen und die Grobfraktion durchmischt wird. Durch hohe Bioturbationsraten werden jegliche primäre Sedimentstrukturen aufgehoben, es findet eine Durchmischung von unterschiedlich alten Partikeln statt. Der zweite Faktor liegt in der Subsidenzrate begründet. Sequenzstratigraphische Modelle gehen von einer konstanten Subsidenzrate aus. Im Idealfall bedeutet dies: Durch Sedimentauflast und thermische Subsidenz sinkt der Untergrund kontinuierlich ab und es wird neuer Ablagerungsraum geschaffen. In diesem Fall bilden sich die Schwankungen des Meeresspiegels in zyklischer Sedimentation ab. An der Algarve liegt jedoch aufgrund von Salztektunik (Siehe Kap.8.2.1) keine konstante Subsidenz vor.

8.2.1 Der Diapir von Albufeira

Der südportugiesische Schelf ist ein stabiler Kontinentalrand, auf dem sich relativ ungestört das primäre Meeresspiegelsignal im geologischen Befund abbildet (siehe die zyklischen Abfolgen der kretazischen Sedimentgesteine (Kap.1.5)). Nach **Antunes et al. (1997)** sitzen entlang der Algarve und generell vor

der Küste Iberiens Salzdiapire im Untergrund, die sich auf Rifting-Prozesse im Zuge der Atlantiköffnung zurückführen lassen (**Uchupi & Emery, 1992**). Die Lage der südportugiesischen Salzlager ist in **Ribeiro et al. (1990)** dokumentiert. Sie befinden sich nördlich Lagos, bei Albufeira, im Hinterland zwischen Albufeira und Faro und schließlich der größte bei Faro (**Ribeiro et al., 1990**). Nach **Manupella (1992)** handelt es sich um oberjurassische und obertriassische Evaporitvorkommen. Im Untersuchungsgebiet besitzt besonders die Struktur des obertriassischen Salzdoms von Albufeira Bedeutung für die geologische Entwicklung des Neogens.

Diese Struktur bildet sich heute in einer schüsselförmigen topographischen Vertiefung am Westrand des Ortes Albufeira ab (Abb. 8.5). Der Ausstrich des Diapirs besitzt eine ovale Form, deren Längsachse sich in NW-SE Richtung erstreckt und bei der Bucht von Praia Baleeira ins Meer mündet. Diese Öffnung zum Meer nutzt man derzeit (pers. Beob., 2001), um die Vertiefung des Diapirs als natürliches Hafenbecken für eine neue Marina in Albufeira auszubauen. Die Folgen, die sich aus dem Kontakt des Meerwassers mit dem eigentlichen Salzkörper ergeben, sollen an dieser Stelle nicht weiter diskutiert werden. Was allerdings in der geologischen Vergangenheit im Bereich des Diapirs von Statten ging, ist für die vorliegenden Untersuchungen von Bedeutung. Der Salzdom von Albufeira verursachte mehrere Phasen von halokinetisch induzierter Tektonik.

Salzstöcke durchbrechen propfen- oder mauerartig die überlagernden Schichten und heben sie an (**Hohl, 1985**). Salz benötigt nur relativ geringe Scherspannungen, um fließfähig zu werden. Kollapsbrekzien aus mesozoischen und neogenen Komponenten (Taf. 7.4) bei Albufeira und Praia Baleeira zeugen von immensen Bewegungen des das Salzlager umgebenden und überlagernden Gesteins. Die geologische Situation der Lokalität Arrifão (siehe auch **Pais, 1982**) mit saigerer Lagerung kretazischer Schichten, sowie Staffelbrüchen und verkippten Lagen des Gesteinspakets der LPF zeugen von der Lage der Lokalität am Rand des Diapirs. Sanddikes, Slumps und druckalterierte Horizonte am Strand von Albufeira und den Profilen östlich Albufeira weisen auf Bewegungsphasen während der Ablagerung der LPF hin. Die Sanddikes und der druckalterierte, an Boudins erinnernde Sandsteinhorizont lassen sich auf Druckentlastungsvorgänge in noch nicht gänzlich verfestigten Sedimenten während einer Bewegungsphase des Diapirs, wahrscheinlich während dessen Kollaps, zurückführen. Die Dikes (Taf. 7.1-2) kommen im basalen Teil des Profils ALB (ALB 9 u. 10) vor und treten lateral in Abständen von ca. 10 m auf. Sie erreichen bis zu fünf Meter vertikaler Erstreckung. Die Dikes streichen einheitlich 39-42°. Der Sandsteinhorizont mit den boudinartigen Strukturen (Taf. 7.3) scheint mit der Bildung der Dikes in Zusammenhang zu stehen. Durch Druckbelastung des noch nicht verfestigten, ggf. wassergesättigten Sediments werden die knolligen und welligen Strukturen an der Ober- und Untergrenze des Horizonts gebildet, die ihn so charakteristisch machen.

Während Hebungsphasen des Diapirs werden ältere Sedimente in den Bereich der aktiven Wellenfräse gehoben und sukzessive aufgearbeitet und umgelagert. Eine schnelle Hebung des Meeresgrundes hat

somit die Zerstörung eines Zyklus zur Folge. Werden ältere Sedimente am Rande der Paläosteilküste aufgeschert und aufgearbeitet, kommt es zu einer Resedimentation der Sedimentpartikel. Somit lassen sich die im Kapitel 6 beschriebenen, inkonsistenten Sr-Alter erklären. Wird dazu noch die Karbonatprimärproduktion aufgrund ungünstiger ökologischer Faktoren, wie instabile Verhältnisse, hohe Suspensionstrübe usw., unterbunden, kann es zur Sedimentation mächtiger, grober Schillhorizonte aus resedimentiertem Schalenmaterial in mittleren Wassertiefen kommen. Diese werden dann sukzessive von Pionierorganismen und infaunalen Organismen besiedelt. Die Feinfraktion wird durch die hochenergetische Wellenfräse beckenwärts transportiert und bildet dort neue Sandsteinhorizonte im tieferen, ungestörten Milieu.

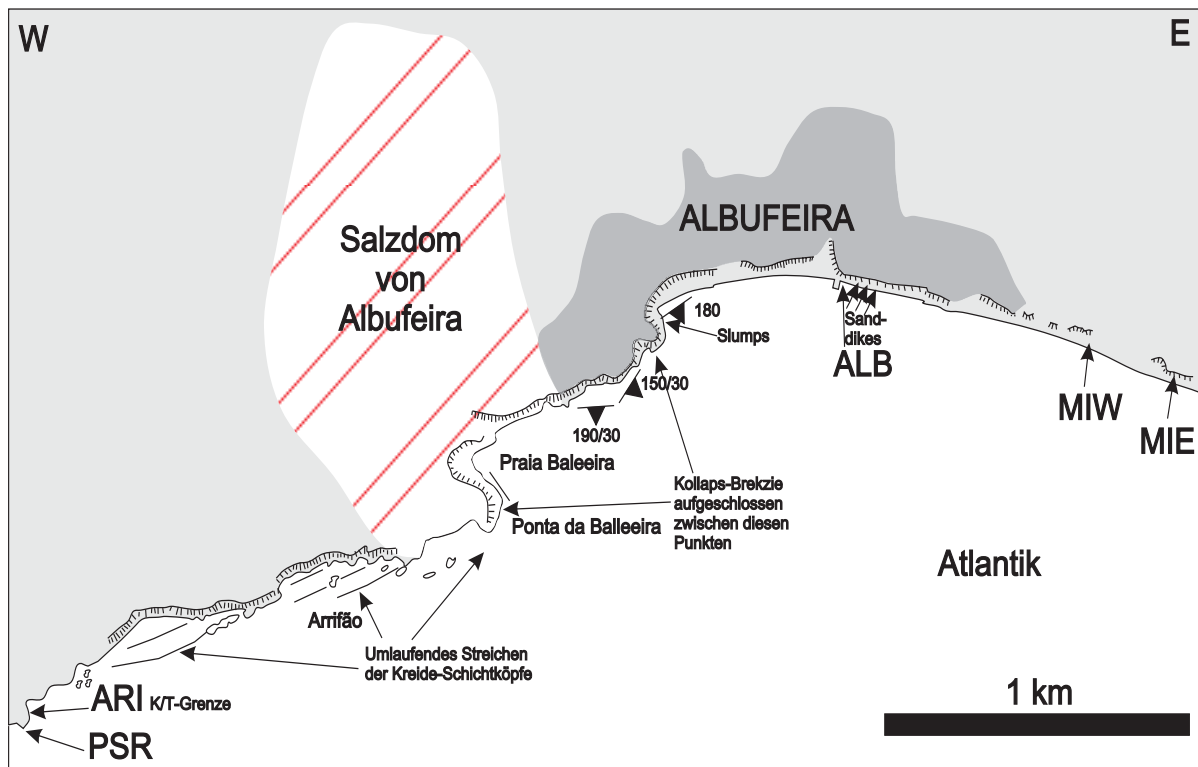


Abb.8.5: Schematische Karte der Umgebung von Albufeira mit der schüsselförmigen Depression des Salzdoms von Albufeira und den geologischen Strukturen, die mit der Bewegung des Diapirs in Verbindung stehen. Deutlich wird dabei die Position der Lokalität Arrifão an der Westflanke des Diapirs. Das umlaufende Streichen der Kreide-Schichtköpfe (Taf. 7.6) kann bei Ebbe zwischen dem Profil ARI und Praia Baleeira beobachtet werden. Die Kollapsbrekzie (Taf. 7.4) ist zwischen Praia Baleeira und dem westlichen Teil des Strandes von Albufeira aufgeschlossen. Verrutschte Blöcke (Slumps) vom Top der LPF sind ebenfalls am Westende des Strandes aufgeschlossen (Taf. 7.5). Die Sanddikes befinden sich im Profil ALB (Taf. 7.1-7.3).

8.2.2 Stadien der Beckenfüllung und -genese

Folgendes Modell stellt die Entwicklung der Beckenfüllung und -genese des Lagos-Portimão Schelfs anhand verschiedener Stadien dar. Die hier schematisch dargestellten Stadien beziehen sich auf das untersuchte Gebiet, welches sich zwischen der Region um Lagos im Westen und der Region um Albufeira im Osten erstreckt. Die präneogenen und posttortonen Entwicklungsstadien sind in diesem Modell nicht berücksichtigt, da sich die Studien im wesentlichen auf die Gesteine der LPF beziehen. Die Entwicklung kann in 6 Stadien (Abb. 8.6 a – f) unterteilt werden, wobei innerhalb der Stadien weitere Einzelprozesse unterschieden werden können.

Stadium I

Durch alpidische Deformation des mesozoischen Grundgebirges entsteht im Bereich der heutigen Algarve-Küste eine präburdigale topographische Depression (**Kullberg et al., 1992**). Flacheinfallende Faltenflanken bestimmen die Morphologie. Im Bereich von Albufeira kommt es durch halokinetisch induzierte Tektonik zu einer saigeren Aufrichtung der kretazischen Gesteine. Das Aufdringen des Albufeira Salzdoms (s.a. 8.2.1 und Abb. 8.5) verursacht somit die Ausbildung einer Steilküste im Bereich der Lokalität Arrifão westlich Albufeira. Der Albufeira Salzdom ist ein obertriassisches Evaporitvorkommen (**Manupella, 1992**).

Stadium II

19 – 17 Ma: Das Meer des Burdigaliums bildet eine Abrasionsplattform auf dem mesozoischen Grundgebirge. Aufgrund hochenergetischer, hydrodynamischer Bedingungen wird der felsige Untergrund frei von Sedimenten gehalten. Im Bereich von Praia Canavial kommt es zur Ausbildung eines eisenimprägnierten Hardgrundes (**Antunes et al., 1997**). An der Lokalität Arrifão, im direkten Einflußgebiet des Albufeira Salzdoms, werden selektiv weichere Schichtköpfe der saiger stehenden Kreidegesteine erodiert. Es bildet sich ein Schichtkamm-Relief. Dieses Relief wird von Pionierorganismen (Bohrmuscheln und Austern) besiedelt und von einem Konglomerat aus Kreideklasten aufgefüllt.

Stadium III

17 – 16 Ma: Aufgrund der offen exponierten Lage des Algarve Schelfs zum Atlantik erfolgt die Sedimentation der Gesteine der LPF in einem hochenergetischen hydrodynamischen Ablagerungssystem. Relative Meeresspiegelschwankungen, zum einen durch Eustatik aber auch durch lokale Hebungs- und Senkungsereignisse im Zusammenhang mit dem Albufeira Salzdom, verursachen vertikale und laterale Wechsel in Fazies und Lithologie. Wenige, räumlich weit verbreitete Horizonte mit gleichförmiger Lithologie eignen sich als Leithorizonte (Leithorizonte I-IV, sensu **Forst et al., 2000**). Die hochenergetischen hydrodynamischen Bedingungen verursachen durch ständige Umlagerung der Sedimente Hiaten im flachmarinen Bereich (Prinzip des shaved shelf, sensu **James et al., 1994**). An der Paläosteilküste

(Profil ARI) keilen die Schichten aus, bzw. werden aufgrund ihrer exponierten Höhenlage, die sie durch Hebungen des Diapirs einnehmen, im stark bewegten Flachwasser erodiert. Östlich des Diapirs ist die Schichtfolge mit den Leithorizonten II-IV wieder aufgeschlossen. Bewegungen des Diapirs im Laufe der Sedimentationsgeschichte bilden sich westlich des Diapirs als laterales Auskeilen diverser Schichten ab, während östlich des Diapirs Sanddikes und an Boudins erinnernde Druckverformungen von wasser-gesättigten Sandschichten auftreten (s.a. Kap. 7.1.5; 8.2.1; Taf. 7.1-6).

Stadium IV

16 - 14 Ma: Durch Absenkung der Ostflanke des Diapirs entstehen im direkten Bereich des Diapirs (Arrifão) Spalten- und frühdiagenetische Störungssysteme, sowie eine Erosionsfläche im Hangenden des LH III (Profil ALB). Die Spalten der Lokalität Arrifão werden bis zu 10 m tief und mehrere Meter breit. Das Relief der Spalten in Arrifão wird durch eine mächtige Austernlage aufgefüllt (Taf. 7.7). Die Austernlage wird nach Osten geringer mächtig (ALB 11). Im Profil ALB folgt die reguläre Schichtfolge inklusive LH IV und dessen hangenden Rhodolithkalken.

Stadium V

Grenze Langhium - Serravallium: Durch Meeresspiegelanstieg kommt es zur Bildung einer Abrasionsfläche. Die Sedimente der LPF werden auf unterschiedlichen Niveaus erosiv gekappt. Im westlichen Teil des Aufschlußgebietes werden Teile der Rhodolithkalke über dem LH IV erodiert. An wenigen Stellen bleiben Reliktschille aus dem Hangenden der Rhodolithkalke erhalten (MW 9, PDC 26), die im Profil ARI sehr mächtig werden (ARI 3). Im Bereich des Diapirs (Lokalität Arrifão) wird bis auf das Niveau der das mit Spalten durchsetzte Relief auffüllenden Austernbank erodiert. Auf der Abrasionsfläche liegt die lithologische Einheit "Laminated Sands" (sensu **Antunes et al. 1997**). Diese gebankte, teilweise fein geschichtete Einheit tritt im Westen in den Profilen ANA, PDR, PDP, PDG und im Osten in der Lokalität Arrifão, sowie in den Profilen ALB, MIW, MIE auf. Lagenweise zu Feinkonglomeraten angereicherte Quarzkiesel zeugen von erhöhtem terrigenen Eintrag im mittleren Teil der Einheit (MIE-Basis, MIW-Top, PDP). Im oberen Abschnitt der Einheit (MIE 12 – 18) treten wieder verstärkt Calcirudite auf (Calcirudite von Hotel Auramar sensu **Antunes et al., 1997** und **Pais mündl. Mitt., 2001**), was für einen erneuten marinen Vorstoß spricht.

Stadium VI

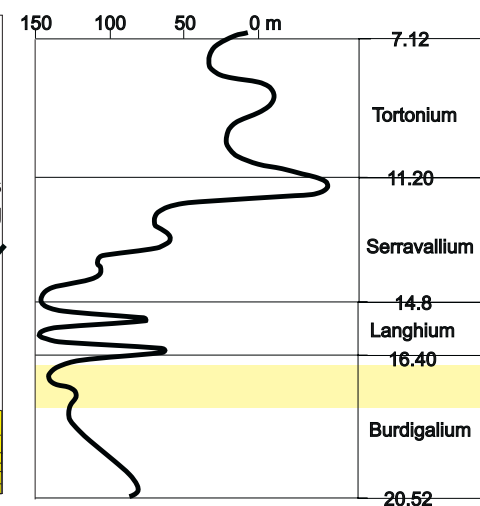
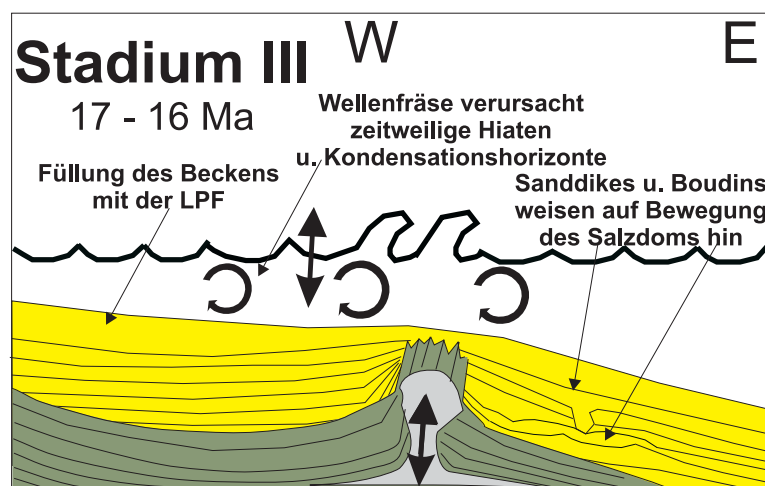
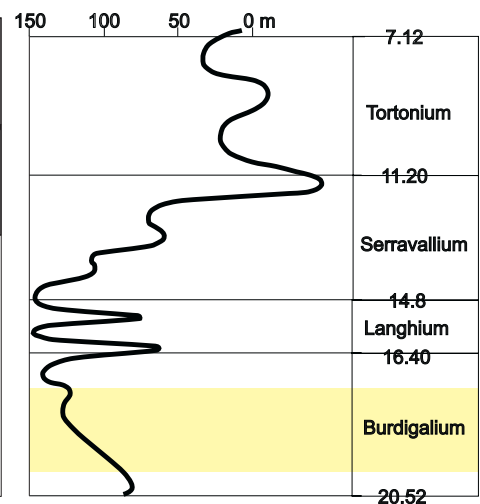
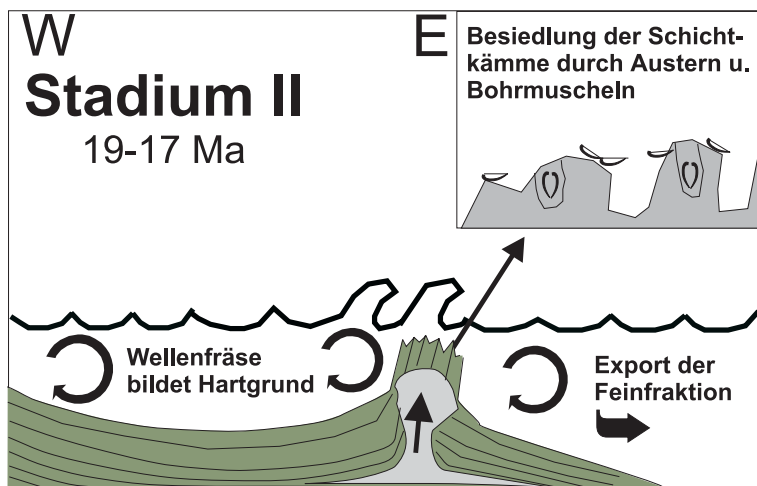
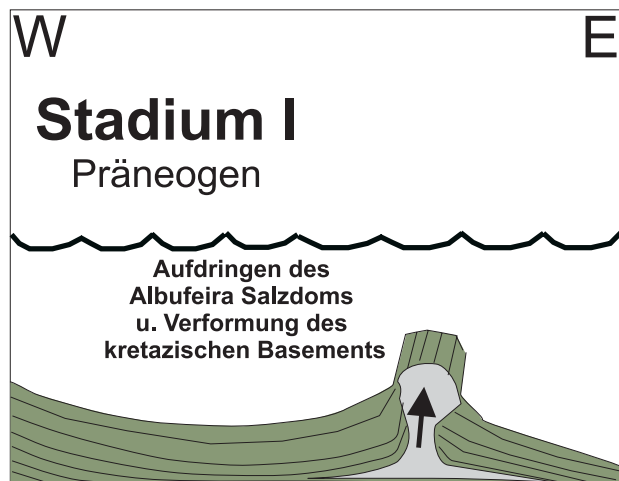
Spätes Serravallium: Der Kollaps des Albufeira Salzdomes (siehe dazu Abb. 8.5) resultiert in der Brekzierung von Kreide- und Neogengesteinen im Bereich von Praia Baleeira (Taf. 7.4) und der Verrutschung der Sedimentauflage der Ostflanke des Diapirs (Taf. 7.5). Am Westende des Strandes von Albufeira sind Blöcke der Austernbank und synsedimentär verrutschte Laminated Sands aufgeschlossen. Wahrscheinlich bildeten sich als Folge des Kollaps auch Entlastungsspalten in den serravalen Sandsteinen und durch ein zeitweiliges Auftauchen im Zuge des Meeresspiegeltiefstandes an der Serravalium/

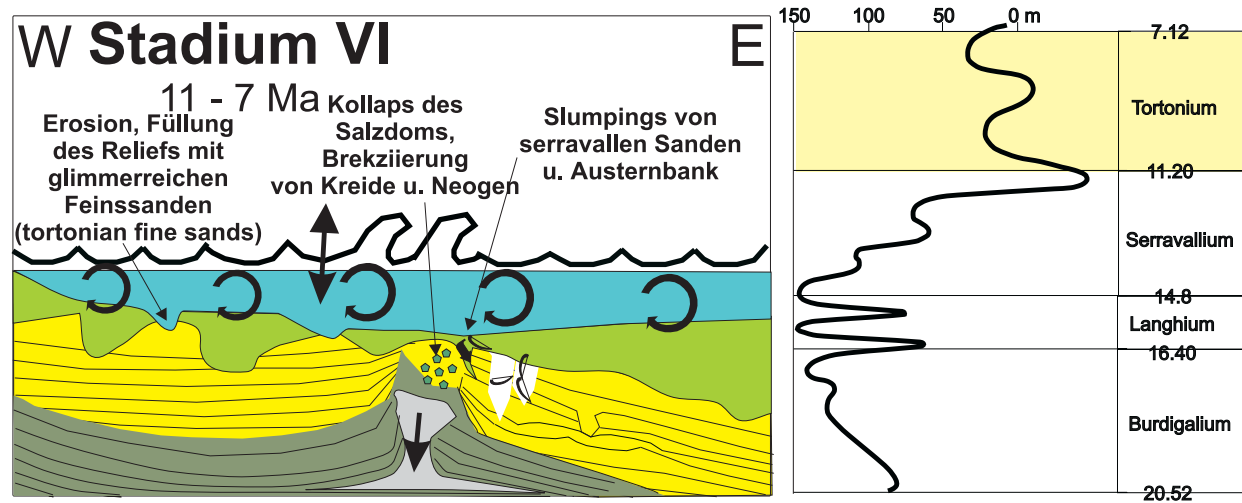
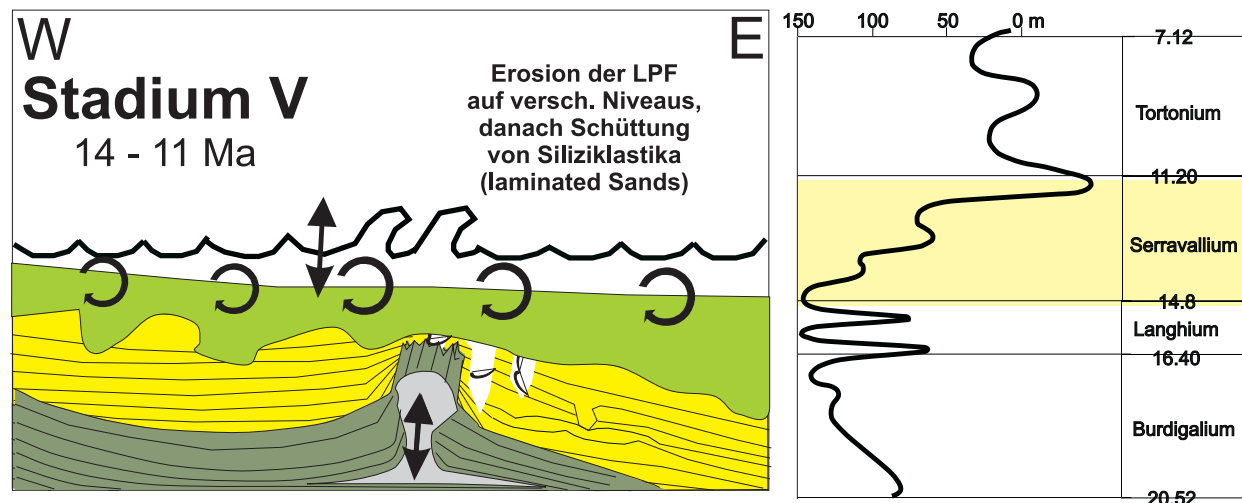
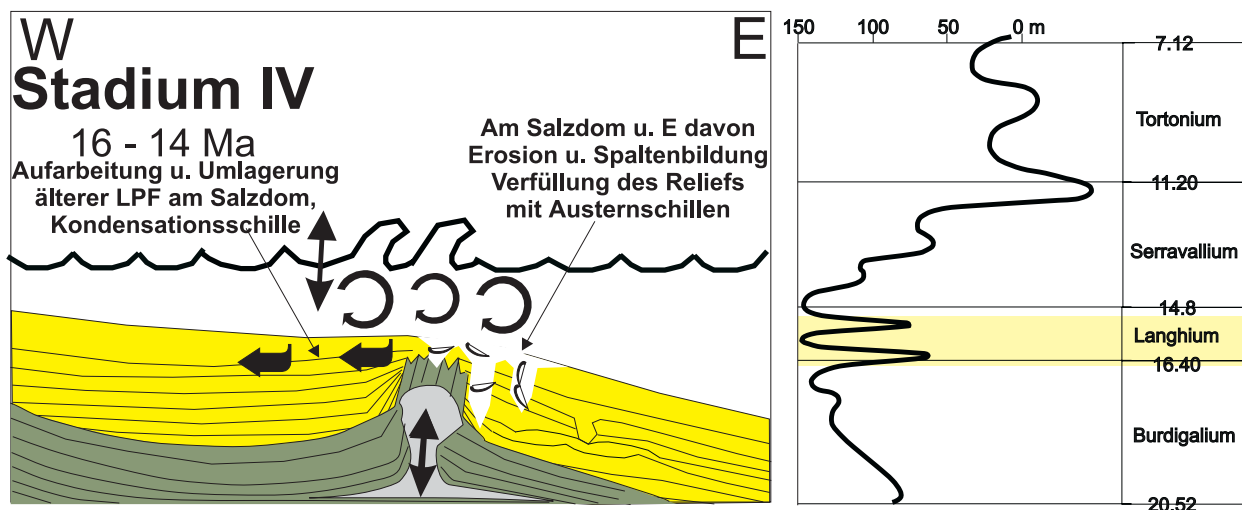
Tortonium-Grenze konnte es zu Verkarstung der Abfolge kommen. Das dabei entstandene Relief wird durch einen weiteren Meeresvorstoß im Tortonium mit glimmerreichen Sanden (“Tortonian fine sands” sensu **Antunes et al., 1997**) aufgefüllt. Diese sind im Bereich des Profils PDG, sowie am Top des Profils MIE und an den Lokalitäten Praia da Oura, Senhora da Rocha, Praia da Castelo aufgeschlossen. In Praia da Rocha sind nach **Antunes et al. (1997)** am Top der dort aufgeschlossenen Abfolge Sandsteine mit Phosphatknollen und Kalkarenite tortonen Alters aufgeschlossen. Dabei kann es sich um Flachwasserequivalente der glimmerreichen Sande handeln.

Ausserhalb der hier bearbeiteten Zeitscheibe folgt nach **Antunes et al. (1997)** die Sedimentation der marinen Cacela Formation im Messinium (Lokalität Cacela bei Faro), sowie der teilweise marinen Olhos de Agua Sands im Pliozän (Lokalität Olhos de Agua). Im Pleistozän erfolgt die Überdeckung durch die roten Sande und Konglomerate der fluviatilen Faro-Quarteira Formation.

Folgende beiden Seiten

Abb. 8.6 a-f: Modell der Entwicklung des Algarve-Beckens im Neogen. Es wird deutlich, daß das Zusammenspiel zwischen der eustatisch gesteuerten Wellenfräse und den unregelmäßigen Hebungs- und Senkungsphasen des Albufeira Salzdoms die Sedimentationsgeschichte beeinflusst. Genaue Erläuterungen der einzelnen Phasen im Text. Schematischer E-W-Schnitt durch einen Teil des Arbeitsgebiets. Der zentrale Teil mit dem Albufeira Salzdom stellt die Lokalität Arrifão dar (vergl. Abb. 2.1). Horizontaler Bildausschnitt ca. 20 km, vertikaler Bildausschnitt ca. 150 m.





8.3 Vergleiche mit fossilen und rezenten Becken

Mit dem Ziel einen flachmarinen West-Ost-Transekt vom Atlantik zum Mittelmeer innerhalb der untersuchten Zeitscheibe in Iberien zu ziehen, wurde versucht, ein vergleichbares mediterranes Becken zu finden. Weiterhin sollen Vergleiche mit Becken, die entweder in der gleichen Zeitscheibe liegen oder die ähnliche Ablagerungsbedingungen aufweisen, gezogen werden. Auch rezente Schelfmilieus der warmtemperierten Karbonat-Provinz wurden verglichen, um anhand der Gemeinsamkeiten und Unterschiede in Biofazies und Lithologie der Ablagerungen ein besseres Bild des LPF-Schelfs zu erlangen.

Ein fossiles Vergleichsbecken mit flachmarinem Charakter in der Zeitscheibe Burdigalium-Serravallium auf der mediterranen Seite der iberischen Halbinsel zu finden, war nicht möglich. Das angestrebte Vorkommen von Los Escullos im Parque Natural de Cabo de Gata (Provinz Almeria, SE Spanien), welches von **Arribas (1993)** als Burdigalium (?) kartiert wurde, wird nach **Serrano (1992)** in das obere Untertortonium gestellt, was nach eigenen Untersuchungen der Arbeitsgruppe Brachert (Universität Mainz, unveröffentlicht) bestätigt werden kann. Die Aufschlüsse im Guadalquivir-Becken sind ebenfalls messinen, bzw. tortonen Alters (**Gläser & Betzler, 1999**). Die Bio- und Lithofazies des Sedimentbeckens der westbetischen Internzone in der Zeitscheibe Aquitanium-Burdigalium deutet nach **Sanz de Galdeano et al. (1993)** auf einen Sedimentationsbereich unter mehreren hundert Meter Wassertiefe hin. Die Füllung des Beckens setzt sich basal aus sedimentären Brekzien von Blöcken des Malaguid Komplexes, welche sich von mass flow Ablagerungen herleiten, und im weiteren Verlauf aus turbiditischen Abfolgen zusammen. Das Becken zieht sich vom Campo de Gibraltar Komplex im Westen bis in die Alboran See im Osten (**Sanz de Galdeano et al., 1993; Serrano, 1990, 1992**). Somit konnte kein flachmariner West-Ost-Transekt vom Atlantik ins Mittelmeer innerhalb Iberiens gezogen werden. Um dennoch einen Vergleich des offen-marinen Ablagerungsraumes am Atlantik mit dem eines geschützten Nebenmeeres durchführen zu können, wurden Karbonatrampen im zentralmediterranen Bereich in der behandelten Zeitscheibe herangezogen (z.B. **Mutti et al., 1997, 1999; Vecsei et al., 1998; Vecsei & Sanders, 1999**).

Neben dem mediterranen Vergleich wurde das atlantische Aquitaine-Becken zum Vergleich herangezogen, um die unterschiedliche Entwicklung zweier Becken aus der gleichen Zeitscheibe zu diskutieren. Die Ablagerungen des Aquitaine-Beckens (z.B. **Cahuzac et al., 1993**) sind trotz ihrer nördlichen Lage im Atlantik in deutlich wärmeren und geschützteren Milieus entstanden, als die der Algarve. Letztlich bleibt noch der Vergleich mit den klassischen Hochenergie-Schelfgebieten der Südhalbkugel. Die Schelfgebiete SW- und S-Australiens und Neuseelands bieten mit den dortigen Verhältnissen die Möglichkeit zum Rezentvergleich, da die Ablagerungsräume teilweise seit dem Eozän bis heute in der Übergangszone von temperierten über warmtemperierten bis zu tropischen Karbonaten existieren (z.B. **James et al., 1999**).

Zunächst soll jedoch ein Beispiel aus dem zentralen Mediterran diskutiert werden.

8.3.1 Maiella-Karbonatplattform, Südliche Apeninnen, Italien

Mutti et al. (1997, 1999) stellen den Rand der Maiella-Plattform in den südlichen Apeninnen vor. Dabei betonen sie den Zusammenhang zwischen einem Meeresspiegelzyklus zweiter Ordnung in der Zeitscheibe Burdigalium-Serravallium und einem generellen Wechsel der Karbonatfazies im Mediterran von tropischen Riffkarbonaten zu dem verstärkten Auftreten von temperierten, bzw. warm-temperierten Karbonaten nach dem Aquitanium.

Eine detaillierte, faziesorientierte Studie über die Maiella-Plattform geben **Vecsei & Sanders (1999)**. Alle folgenden Angaben beziehen sich auf die Arbeit von **Vecsei & Sanders (1999)**, sofern es nicht anders zitiert wird. Die Maiella-Karbonatplattform umfasst vom oberen Jura bis in das obere Miozän sechs Superzyklen (SS 1 – SS 6, **Vecsei et al., 1998**), wobei die miozänen Karbonate der Montagne della Maiella die letzte Episode der Entwicklung der Maiella-Karbonatplattform darstellen. Die Supersequenz 6 entspricht der Bolognano Formation nach **Crescenti et al. (1969)**, welche nach **Mutti et al. (1999)** vom oberen Oligozän (Chattium) bis in das untere Obermiozän (Serravallium-Tortonium) reicht. **Vecsei & Sanders (1999)** beschreiben vier Ablagerungssequenzen (6.1 – 6.4) innerhalb des Superzyklus 6. Die genaue Datierung der Sequenzgrenzen und der vorhandenen Sedimentationslücken bleibt unklar, da Leitfossilien weitgehend fehlen und absolute Altersdatierungen aufgrund intensiver Aufarbeitung von sowohl kontemporären als auch älteren Sedimenten erschwert werden. Die vier Sequenzen können jeweils in eine untere und eine obere Einheit unterteilt werden. Die untere Einheit einer jeden Sequenz besteht aus Flachwasser-Karbonaten (ggf. flach neritisch) des Foramol-Typs aus benthischer Produktion. Diese werden systematisch durch hemipelagische, mergelige Tiefwasser-Karbonate der oberen Einheit ersetzt. Die skelettalen Karbonatgesteine (Grain- und Rudstones) der unteren Einheiten sind oft schräggeschichtet, was auf hohe Strömungsenergien zurückgeführt wird. Die biogenen Elemente setzen sich aus Klasten von Bivalven, benthischen Foraminiferen, Bryozoen, Rotalgen und Echiniden zusammen. Die Karbonate der oberen Einheiten sind mergelig. Es kommen planktonische Foraminiferen, aber auch vereinzelt benthische Organismen wie Bryozoen, Rotalgenbruch und benthische Foraminiferen vor. Lokal können Turbidite als gradierte Lagen bioklastischer Kalkarenite in die Kalkmergel eingeschaltet sein. Bioturbation durch *Chondrites*- und *Zoophycos*-Spuren in den mergeligen Abfolgen deuten auf eine Ablagerung in relativ tiefem Wasser hin (mehrere zehn bis hundert Meter, sensu **Seilacher, 1967**). Zyklen (bis 2 m Mächtigkeit) in den Tiefwassereinheiten zeigen sich durch graduelle Wechsel in der Zusammensetzung der lithologischen Bestandteile von meist zerbrochenen planktonischen Foraminiferen und feinkörnigem, terrigenem Material.

Die Grenzen zwischen den unteren und den oberen Einheiten einer Ablagerungssequenz sind durch scharfe Kontakte der unterschiedlichen Lithologien gekennzeichnet. Lokal können phosphatisierte Hartgründe mit unregelmäßiger und angebohrter Oberfläche auftreten. Die Flachwassereinheiten schneiden

oft in die Tiefwassermergel der Sequenz im Liegenden ein.

Die Wechsel von Flachwasser-Karbonaten zu Tiefwasser-Kalkmergeln sind durch die Verlagerung des Flachwasserablagerungsraumes bei einem relativen Meeresspiegelanstieg bedingt. **Vecsei & Sanders (1999)** diskutieren allerdings auch ein Ertrinken der Karbonatrampe durch einen schnellen Anstieg des Meeresspiegels, bzw. erhöhte Subsidenzraten, wobei der neu entstandene Akkomodationsraum für die benthische Produktion zu groß wird aufgrund der relativen geringen Wachstumsraten bedingt durch ihre geringere Produktivität und ihrer hohen Dispersionsraten (**Simone & Carannante, 1985, 1988; Carannante & Simone, 1988; James & van der Borch, 1991; James et al., 1994**). Diese Möglichkeit diskutieren auch **Mutti et al. (1999)** für die Maiella-Plattform. Letztlich bleibt diese Frage jedoch unbeantwortet.

Sequenzstratigraphische Interpretationen sind nach **Vecsei & Sanders (1999)** ebenfalls nicht eindeutig. Grundsätzlich interpretieren sie die meisten der Flachwassereinheiten als Transgressive Systems Tracts (TST), schließen jedoch die Möglichkeit des Vorhandenseins eines Shelf Margin Systems Tracts (SMST), bzw. eines Lowstand Systems Tracts (LST) nicht aus. Die basalen Flachwassereinheiten werden durch flooding surfaces in Parasequenzen getrennt. Als flooding surfaces interpretieren sie Schichtflächen mit Bivalvenpflastern zwischen submarinen Dünen mit Sedimentpartikeln aus bentischer Produktion (z.B. Rotalgen, Bryozoen). Die Tiefwassermergel dagegen rechnen sie eindeutig einem Highstand Systems Tract (HST) zu.

Die wesentlichen steuernden Faktoren der Sedimentationsbedingungen liegen in den Änderungen von Klima, Ozeanographie und des relativen Meeresspiegelstandes. Schwankungen des Meeresspiegels sind zum einen durch die globale Eustatik eng mit Klimaänderungen verknüpft. Der relative Meeresspiegel reagiert jedoch maßgeblich auf Änderungen von lokalen Subsidenzraten. Werden diese erhöht, erweitert sich der Akkomodationsraum für die auf dem Schelf gebildeten Sedimente, was in einer landwärtigen Verlagerung der Karbonatfabrik resultieren muß (**Burchette & Wright, 1992**). Auf der Maiella-Plattform werden die basalen Flachwasserkarbonate jeder Sequenz systematisch durch hemipelagische, mergelige Kalksteine aus größerer Ablagerungstiefe abgelöst. **Vecsei & Sanders (1999)** geben keine Begründung für diese deepening upward Zyklen an. Sie argumentieren einerseits mit der landwärtigen Verlagerung der Karbonatfabrik, schließen jedoch auch ein Ertrinken nicht aus. Sie geben drei Gründe für den Trend zur Pelagisierung der Maiella-Plattform an: Als wichtigsten Grund führen sie die Position der Maiella-Rampe auf einer isolierten Karbonatplattform an. Dadurch ist die Verlagerung des Flachwasserfaziesgürtels in ein Gebiet ausserhalb der Maiella selbst nicht möglich. Bei einer landvorgelagerten Rampe wäre der Flachwasserfaziesgürtel landwärtig verschoben, aber immer noch vorhanden. Ein weiterer Grund liegt in der Position der Rampe im Vorland des apenninischen Orogens. Durch die tektonische Aktivität während der Orogenese konnte es zu zeitweilig erhöhten Subsidenzraten

und somit zu Fluktuationen im relativen Meeresspiegel kommen. Ozeanographische Veränderungen, wie Wassertemperatur und Nährstoffüberschuß, sind schließlich der dritte Grund zur Reduktion der benthischen Produktion.

Vecsei & Sanders (1999) interpretieren abschließend die Bildung der Maiella-Plattform in einem ozeanographischen Setting vergleichbar mit den hochenergetischen Schelfgebieten im Süden und Südwesten Australiens. Dort wird die flachmarine Produktion im wesentlichen durch die Verlagerung der Wellenbasis aufgrund von Meeresspiegelschwankungen gesteuert. Die potentielle Bildungszone von flachmarinen, benthischen Karbonaten wird durch die hohe Wellenenergie von Sediment befreit, die Sedimentpartikel werden beckenwärts transportiert. Dieses Prinzip des sogenannten rasierten Schelfs (shaved shelf nach **James et al., 1994**) soll speziell am Beispiel Australiens erläutert werden (s.u.).

Carannante et al. (1996) beschreiben resedimentierte Foramol-Karbonate aus den zentral-südlichen Apenninen, welche aufgrund solcher beckenwärtiger Transporte während Meeresspiegeltiefständen an offenen Schelfrändern abgelagert wurden. In ihrem Arbeitsgebiet treten untermiozäne (Aquitanium u. unterstes Burdigalium) Karbonate in Form von Sedimentdecken ("Sheets") aus reinen Kalkareniten, die sie als resedimentierte Schelfkarbonate der temperierten Zone interpretieren, zeitgleich mit neritischen Flachwasserkarbonaten auf. Charakteristisch für die resedimentierten Karbonate der "Roccadaspide Formation" (im Folgenden RFL für Roccadaspide Formation Limestones sensu **Carannante et al., 1996**) ist das Fehlen von feinfractionärem Material, welches durch starke Strömungen ausgewaschen und weiter beckenwärts transportiert wird (**Carannante et al., 1996**). Die glaukonitführenden Kalke sind in Einzelschichten von mehreren Dezimetern Mächtigkeit unterteilt. Es handelt sich um thinning upward Zyklen. Es ist keine interne Gradierung zu beobachten, jedoch ist eine alternierende Schichtung aus Komponenten unterschiedlicher Korngröße zu erkennen. Vereinzelt treten Schrägschichtungskörper, migrierende Rippelmarken und Bioturbation (Grabgänge von 1-3 cm Ø) auf. Lithologisch handelt es sich bei den RFL-Sedimenten um biolithoklastische Grain- und selten Packstones. Lokal sind glaukonitisierte Partikel häufig. Lithoklasten aus mesozoisch-paleogenen Kalken kommen vor, können jedoch nicht eindeutig dem Substratum zugeordnet werden. Siliziklastische Komponenten sind in den RFL-Karbonaten nur untergeordnet vorhanden. Die bioklastische Fraktion dominiert und besteht überwiegend aus benthischen Großforaminiferen, Mollusken und Echinoiden. Untergeordnet treten Schwammnadeln, Bryozoen, Balaniden, inkrustierende Rotalgen und Serpeln auf.

Die Interpretation der RFL-Karbonate als aufgearbeitete und umgelagerte Sedimente stützt sich im wesentlichen auf Miogypsine aus unterschiedlichen stratigraphischen Biozonen, welche zusammen vorkommen (**Carannante et al., 1996**). Als weitere Indizien für die Umlagerung werden die Glaukonitisierung von benthischen Foraminiferen und das Vorkommen von Grünkörnern (sensu **Odin & Matter,**

1981) angeführt (**Carannante et al., 1996**). Solche Grünkörner kommen an rezenten Meeresböden in Tiefen von 100 bis 500 m vor. Die höchsten Konzentrationen (10 – 90 % des Sediments) werden am äussersten Schelf und dem oberen Schelfhang in Wassertiefen von 200–300 m nachgewiesen. **Nach Odin & Matter (1981)** wird eine lange Exposition (10^3 - 10^5 Jahre) an der Wasser-Sedimentgrenze während Zeiten geringer Sedimentation und geringer intraformationeller Aufarbeitung zur Bildung von Grünkörnern benötigt. Ein bevorzugter Bildungsort wäre demnach der marginale Sektor des Schelfs, wo eine Bedeckung aus Reliktsedimenten sich während einer schnellen transgressiven Phase bilden konnte. Die Komponenten der RFL-Karbonate weisen zusätzlich zu dem Vorkommen der Grünkörner eine tiefgreifende Korrosion und die Rötung einzelner Körner auf, was ebenfalls auf eine lange Exposition hinweist (**Carannante et al., 1996**). Die Herkunft der remobilisierten RFL-Komponenten von marginalen Schelfgebieten mit Bedeckungen aus Reliktsedimenten wird deshalb von **Carannante et al. (1996)** vorgeschlagen. Aufgrund der Miogypsinen können mehrere Episoden der Aufarbeitung festgestellt werden (**Carannante et al. 1996**): Der Meeresspiegeltiefstand im oberen Aquitanium am Ende des TB1 Superzyklus (**Haq et al., 1987**) und die Meeresspiegeltiefstände im oberen Burdigalium-Langhium im TB2 Superzyklus (**Haq et al., 1987**).

Die zeitgleichen flachmarinen Karbonate, die “Bryozoans and Lithotamnium Limestones” (BLL im Folgenden), der zentral-südlichen Apenninen bestehen aus bioklastischen Rud- und Grainstones (**Carannante et al., 1996**). Die Kalksteine sind zwischen 10 cm und 50 m mächtig und besitzen keine internen Schichtungsmuster. Sie bestehen aus benthischen Großforaminiferen, Mollusken, corallinen Rotalgen (fragmentiert und als Rhodolithe), Bryozoen, Echinoiden, Balaniden und Serpeln. Planktonische Foraminiferen treten nur sporadisch auf. Lokal treten Hartgründe, stabilisiert durch Inkrustationen von Rotalgen und Bryozoen, auf (**Carannante & Simone, 1996**). Im Hangenden gehen die flachmarinen Fazies in Tiefwasser-Mergel über. Im Übergangsbereich sind die BLL-Sedimente mit den hemipelagischen Mergeln vermischt und bilden ein Palimpsestsediment (sensu **Swift et al., 1971**). Der Palimpsestintervall kann als “drowning unconformity” (sensu **Schlager, 1989**) bezeichnet werden. Die Kalksteine der BLL werden einem circalittoralen Bildungsbereich auf einem offenen, temperierten Schelf zugerechnet, wo biogener Detritus als lose Sedimentdecke (sheet) akkumuliert und die Feinfraktion durch das hydrodynamische Regime abgeführt wird (**Carannante et al., 1996; Barbera et al., 1978**). Die Bereiche des tiefen Infralittorals – Circalittorals sind typisch für die Akkumulation und Resedimentation von Sedimenten, die teilweise aus infralittoralen Bereichen eingetragen wurden, aber auch teilweise in situ durch besiedelnde Organismen gebildet wurden (**Pérès & Picard, 1964**). Während diese Sedimente nur geringe Sedimentationsraten besitzen (> 10 mm/ 1000 Jahre), sind die Sedimentationsraten von hemipelagischen Ablagerungen am Schelfhang wesentlich höher (100–1000 mm/ 1000 Jahre), da die Feinfraktion aufgrund fehlender Barrieren ausgewaschen wird und dort in tieferen Bereichen akkumuliert (**Carannante et al., 1996; James et al., 1994**).

Vergleich der Maiella-Plattform mit der LPF

Sowohl die Einheiten der Maiella Plattform als auch die LPF werden als Ablagerungen unter hochenergetischen hydrodynamischen Bedingungen interpretiert. Das Model des shaved shelf (sensu **James et al., 1994**) wird als Vergleich herangezogen. Die Karbonatfazies sprechen bei beiden für eine Bildung in einem warm-temperierten Milieu. Der grundlegende Unterschied besteht in der Geometrie des Sedimentationsraums. Während es sich bei der Maiella-Plattform schon seit dem Mesozoikum um eine isolierte Karbonatplattform ohne Kontakt zum Festland handelt, wurden die Sedimente der LPF auf einer Karbonatrampe mit direktem Kontakt zu einer Steilküste abgelagert. Die Nähe des Hinterlands mit Mittelgebirgsmorphologie und einem humiden Klima führt zu einem erhöhten Eintrag von Siliziklastika. Auf der isolierten Karbonatplattform der Maiella sind Siliziklastika unterrepräsentiert, da auch das Basement aus karbonatischem Mesozoikum besteht.

Die weitestgehend dreidimensionale Aufschlußsituation der Maiella-Plattform läßt die Interpretation sequenzstratigraphischer Muster zu, dennoch bleiben die Zuordnungen von Fazies zu HST, LST unsicher (**Vecsei & Sanders, 1999**). Der zweidimensionale, küstenparallele Austrich der LPF erschwert die Interpretation der sequenzstratigraphischen Architektur des neogenen Algarve-Schelfs. Die maximum flooding surfaces (mfs) der Maiella-Plattform werden von **Vecsei & Sanders (1999)** in Bivalvenschille interpretiert. In der vorliegenden Arbeit zur LPF werden die mfs in Sandsteinhorizonte mit weiter lateraler Verbreitung und gleichförmiger Lithologie interpretiert.

Bei den Zyklen der Maiella-Plattform handelt es sich um deepening upward cycles. Es tritt eine Pelagisierung der Plattform ein. Alpine Tektonik verursachte eine erhöhte Subsidenzrate und somit die sukzessive Vertiefung der Plattform. Die Zyklen der LPF können als shallowing upward cycles interpretiert werden. Die Subsidenz wurde durch unregelmäßige Hebungen und Senkungen des Albufeira Salzdoms beeinflusst und verursachte die unvollständige Überlieferung der Zyklen.

In den Schichten der Maiella-Plattform sind Sedimentstrukturen vorhanden, die auf hochenergetisches Milieu schließen lassen. Hohe Bioturbationsraten haben bis auf wenige Ausnahmen die Überlieferung von Sedimentstrukturen in der LPF verhindert, was auf geringe Sedimentationsraten und kondensierte Schichten hindeutet.

8.3.2 Aquitain-Becken, Französische Atlantik-Küste

Entlang der französischen Atlantik-Küste treten zwei maßgebliche Sedimentationsgebiete in der miozänen Zeitscheibe auf: Die peri-amoricanischen Becken der Bretagne in NW-Frankreich (z.B. Loire-Becken) und in SW-Frankreich in der Region Aquitanien, namengebend für die untermiozäne Aquitanium-

Stufe, das Aquitain-Becken, in dem die Stratotypen des Aquitaniums und des Burdigaliums aufgeschlossen sind (**Cahuzac et al., 1996**). Die im Aquitain-Becken aufgeschlossenen Lithologien umfassen sehr fossilreiche, mergelige und sandige Fazies mit karbonatischen Einschaltungen. Die Schichtfolge dokumentiert drei transgressive Vorstöße des Atlantiks während des Aquitaniums, des unteren Burdigaliums und des oberen Serravalliums (**Cahuzac et al., 1996**). Die stratigraphische Einordnung erfolgte über biostratigraphische (**Cahuzac & Poignant, 1997**) und Sr-isotopische Untersuchungen (**Cahuzac & Turpin, 1999**). Die Sedimente entstammen unterschiedlichen Milieus. Es können Ablagerungsräume aus dem Infralittoral, dem flachmarinen, offen exponierten Bereich der Riffzone und dem lagunären Bereich unterschieden werden (**Cahuzac et al., 1996**). Die Fauna setzt sich aus Mollusken, Bryozoen, Foraminiferen, ahermatypen und hermatypen Korallen zusammen (**Cahuzac & Chaix, 1993**). Die Korallendominierten Fazies des mittleren Miozäns in SW-Frankreich bilden keine Riffgerüste im engeren Sinne, sondern mounds und blankets aus Assoziationen von azooxanthelaten und zooxanthelaten Korallen (**Cahuzac & Chaix, 1996**). Diese relativ geringmächtigen Strukturen stehen im Kontrast zu der relativ hohen Anzahl der Korallengenera. Im Mediterran stellt sich der umgekehrte Fall dar. Die Riffe sind mächtiger und gut entwickelt, bestehen jedoch nur aus wenigen Genera riffbildender Korallen (**Cahuzac & Chaix, 1996; Esteban, 1996**).

Auf der atlantischen Seite bleibend, ist das Auftreten von hermatypen Korallen im Aquitaine-Becken ungewöhnlich und widerspricht dem Nord-Süd verlaufenden thermischen Gradienten, der sich seit dem Aquitanium durch die Trennung in tropische und temperierte Faunen entlang der atlantischen Front abbildet (**Lauriat-Rage et al., 1993**). Hermatypen Korallen fehlen in der peri-armoricanischen Region im Norden Frankreichs (z.B. Loire-Becken) gänzlich und sind im portugiesischen Neogen extrem selten und nie riffbildend (Becken des unteren Tejo, **Chevalier, 1965, Chevalier & Nascimento, 1975; Algarve, Forst et al., 2000**). Diese tropische Einschaltung in die warm-temperierten Fossilassoziationen des Aquitaine-Beckens läßt sich durch die Einleitung des wärmeren Paläo-Golfstroms erklären, der auch heute noch den Golf der Biskaya durchfließt. Einen vergleichbaren, rezenten Fall stellen **James et al. (1999)** vom SW-australischen Rottneest Shelf vor. Dort stehen in der Übergangszone der tropischen und der temperierten Karbonatprovinzen isolierte Riffplattformen in Faziesgürteln warm-temperierter Karbonate. Weiter südlich auf dem Schelf in der temperierten Karbonatprovinz ermöglicht der Einfluß des warmen Leeuwin-Stroms nur noch das Wachstum einzelner Patchreefs.

Vergleich des Aquitain-Beckens mit der LPF

Trotz der nördlicheren Lage des Aquitaine-Beckens sind die dortigen Ablagerungen in der betrachteten Zeitscheibe in ihrer Karbonatfazies von tropischem Charakter. Der Einfluß des warmen Golfstroms ermöglicht das Wachstum riffbildender Korallen. Somit kommt es zur Ausbildung von Faziesgürteln, wie sie für tropische Karbonate typisch sind. Es entstehen geschützte Bereiche und Lagunen, sowie Riff-

schuttfächer. Dementsprechend differiert auch die Faunenzusammensetzung von den temperierten Bryo-mol-Foramol-Rhodalgal-Fazies der LPF. Die Subsidenzrate wird nicht durch Salztektunik gestört, wie es auf dem Algarve-Schelf der Fall ist.

8.3.3 Südaustralischer Schelf

Wie bereits erwähnt, bietet sich der südaustralische Schelf zum Rezentvergleich an. Der Kontinentalrand Südaustraliens ist das größte Ost-West verlaufende, hochenergetische Karbonatsedimentationssystem der temperierten Zone ($>20^{\circ}\text{C}$ Wassertemperatur) der Welt (**Hageman et al., 2000**). Der Schelf erstreckt sich zwischen 25 und 200 km in beckenwärtiger und über 4000 km in lateraler Richtung. Der Schelf besitzt eine Rampenmorphologie (Neigung ca. 1m/km). Die Gewässer sind meist zwischen 50 und 150 m tief und offen exponiert der Wasserenergie des Ozeans und Stürmen ausgesetzt. Das Gebiet um 40° südlicher Breite wird auch wegen seines extrem hohen Wind- und Sturmaufkommens die “roaring forties” genannt. Dementsprechend reichen Wellenabrasionstiefe, Seegang- und Sturmwellenbasis weit hinab ($< 100\text{ m}$) und spielen eine wichtige Rolle in der Zonierung von Ökosystem und Ablagerungssystem (**James et al., 1997**), indem sie eine Umverteilung der Sedimentpartikel in beckenwärtiger Richtung bewirken und sich durch die somit instabilen Sedimentationsbedingungen verschiedene Organismenzonen bilden (**James et al., 1999**).

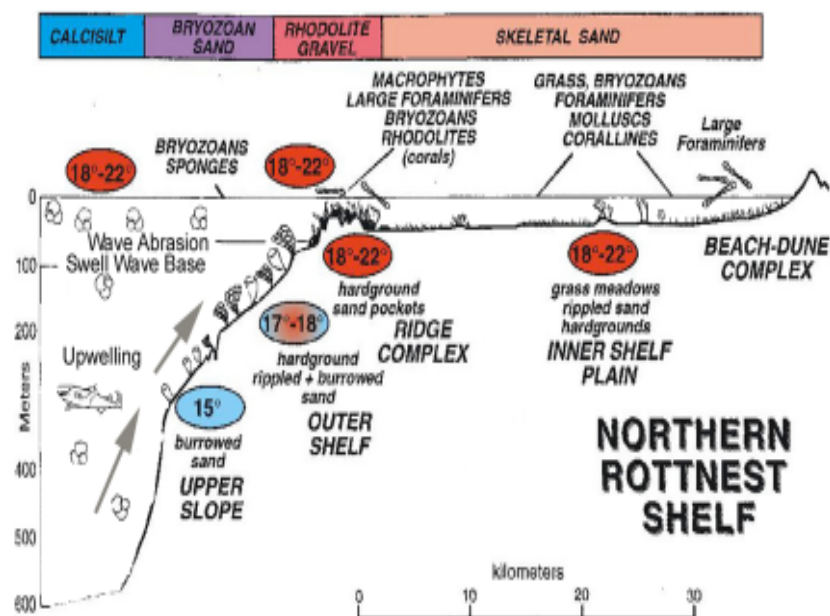


Abb.8.7: Der Schnitt durch den Northern Rottneest Shelf (SW- Australien) zeigt die Aufteilung von Fazies- und Ökozonen in Abhängigkeit zu Wassertiefe, Hydrodynamik, Temperatur und Ozeanographie (verändert nach **James et al., 1999**). Der Rottneest Shelf kann als Beispiel für einen shaved shelf (sensu **James et al., 1994**) gelten.

Das idealisierte Schelfprofil (Abb. 8.7) der temperierten Karbonatprovinz Südaustraliens kann in fünf Regionen unterteilt werden: Brandungszone (shore face), innerer Schelf, mittlerer Schelf, äusserer Schelf und oberer Kontinentalhang (**James et al., 1992, 1994, 1997; Boreen & James, 1993; Hageman et al., 2000**).

Für weite Teile des südlichen australischen Kontinentalrands ist ein Muster von aktiver Karbonatproduktion, jedoch geringer Akkretion auf dem wellenbeeinflussten mittleren bis inneren Schelf typisch.

James et al. (1994) führten für diese Art von Sedimentation den Term “shaved shelf” ein.

Das shaved shelf-Modell ist im Bereich der Abrasionstiefe charakterisiert durch eine hochenergetische Wellenfräse, die den Meeresboden von Lockersedimentansammlungen freihält. Die Folge ist marine Zementation und die Ausbildung eines Hartgrundes (**James und Bone, 1991**), der lokale Vertiefungen mit Palimpsestsedimenten aufweist. Die Hartgründe sind von inkrustierenden Bryozoen und corallinen Rotalgen, sowie Seetang besiedelt, während die Palimpsestsande ein Substrat für grabende Bivalven und Echinoiden bilden. Die Tangwälder der Hartgründe bilden das Substrat für eine vielfältige und effektive karbonatproduzierende Fauna und Flora. Die Rasur des Schelfs durch die Wellenfräse führt zu einer küsten- und vor allem beckenwärtigen Umverteilung der karbonatischen Sedimentpartikel. Unterhalb der Wellenabrationstiefe, aber oberhalb der Sturmwellenbasis, schließt sich beckenwärts eine Zone mit schräggeschichteten Karbonatsanden an. Auf dem Kontinentalhang liegen feinkörnige Karbonate mit autochthonen Bryozoen und gradierte Bioklastsande, die sich vom rasierten Schelf herleiten, vor (Abb. 8.7).

Vergleich des südaustralischen shaved shelf mit der LPF

Auch wenn das Modell des shaved shelf (sensu **James et al., 1994**) als Diskussionsbasis zur Charakterisierung der LPF herangezogen werden kann, unterscheidet sich der südaustralische Schelf und sein Hinterland wesentlich vom Algarve-Schelf. Die Breite des südaustralischen Schelfs ist um ein vielfaches größer als die des Algarve-Schelfs (100-200 km vs. 10-40 km). Die Transportwege für die Feinfraktion erhöhen sich immens. Aufgrund dessen bilden sich landnah auf dem südaustralischen Schelf Sedimentfallen für die Siliziklastika. Der Eintrag von siliziklastischem Material ist jedoch nur gering, da das Hinterland von einer karbonatischen Ebene (Nullabor Plane) mit aridem Klima bestimmt wird. Demgegenüber wird das Hinterland des Algarve-Schelfs von Mittelgebirgen mit paläozoischen und mesozoischen Flyschfazies und untergeordneten Vulkaniten bestimmt. Das Klima in der betrachteten Zeitscheibe war humid, so daß ein erhöhter terrigener Eintrag zu erwarten ist.

Die Schelfmorphologie unterscheidet sich ebenfalls. Quartäre Terrassierung des südaustralischen Schelfs zeugen von hochfrequenten, hochamplitudinierten Meeresspiegelschwankungen. Der Algarve-Schelf besitzt eine relativ ebene, schwach geneigte Morphologie und wird von wenigen submarinen Canyons entlang von Störungszonen durchschnitten. Die Sedimentationszyklizität auf dem Algarve-Schelf wurde maßgeblich durch Hebungs- und Senkungsphasen des Albufeira Salzdoms beeinflusst. Ein solches Phänomen fehlt auf dem südaustralischen Schelf, so daß sich das primäre Signal der Meeresspiegelschwankungen in der Zyklizität der Sedimente widerspiegelt. Die hochenergetische Wellenfräse hält den Meeresgrund frei von Sedimentpartikeln. Hartgründe bilden sich durch frühdiagenetische Zementation. Kondensierte Horizonte aus frischem und aufgearbeitetem Material sind die Folge. In der LPF wird die Aufarbeitung älterer Horizonte durch Hebung des Meeresgrundes an den Flanken des Salzdiapirs forciert.

Neogene Ablagerungen auf dem nordöstlichen Schelf vor der Nordinsel Neuseelands (z.B. **Nelson et al., 1982**) bildeten sich in tektonisch instabilen Milieus von Forearc- und Transform-Becken an der Australo-Pazifischen-Plattengrenze, deren Entwicklung im frühen Miozän einsetzte. Die alpine Morphologie des neuseeländischen klastisch geprägten Hinterlands und humide Klimate sorgten für eine von terrigenem Material dominierte Sedimentation auf dem Schelf. Karbonatproduktion im Flachwasser fand im wesentlichen nur entlang von Faltenachsen statt. Von dort aus wurden skelettale Karbonate zu beiden Seiten der Antiformen geschüttet, wobei auch in diesem Fall eine Korngrößensortierung durch hydrodynamische Prozesse vorgenommen wurde (**Nelson et al., im Druck**).

Das geologische Setting neuseeländischer temperierter Karbonate läßt sich also weder mit dem tektonisch stabilen Schelf SW-Australiens, noch mit dem passiven Kontinentalrand S-Portugals vergleichen. Die Salztektonik des Algarve-Schelfs birgt tektonisch weitaus mehr Stabilität als die Situation am Rand der Australo-Pazifischen-Plattengrenze.

8.4 Schlußfolgerungen

Die Ablagerungen der LPF bestehen aus einem gemischt siliziklastisch-karbonatischen System und wurden auf einem schmalen (10-40 km), schwach geneigten Schelf (Rampe) unter hochenergetischen Bedingungen sedimentiert. Die Biogenzusammensetzung bildet Bryomol-, Foramol-, Rhodalgal-Fazies, welche für Karbonate des temperierten Bereichs typisch sind. Das vereinzelte Vorkommen der Korallengattungen *Tarbellastrea* und *Porites*, sowie Massenslagen von nummulitide Großforaminiferen deuten auf warm-temperierte Bedingungen hin.

Die in dieser Arbeit erstmals in den Neogenablagerungen der Algarve durchgeführte quantitative Dünnschliffanalyse wurde statistisch ausgewertet. Die hierarchische Clusteranalyse der Ergebnisse der quantitativen Dünnschliffauswertung erbrachte fünf Biofaziestypen, die unterschiedlichen Ablagerungsräumen zugeordnet werden können. Während grobe Karbonatfazies (Rotalgenbiofazies, Bivalvenschille, Mischbiofazies) in flachem Wasser im Bereich oder knapp unterhalb der hochenergetischen Wellenfräse angesiedelt sind, deuten matrixdominierte Fazies mit unzerstörten Bryozoendickichten und infaunalen Echiniden auf tieferes Wasser unterhalb der Wellenabrasionstiefe hin.

Die Karbonatrampe des Algarve-Schelfs schloß direkt an die Küste an und besaß ein Hinterland mit Mittelgebirgstopographie und humidem Klima, was sich in erhöhtem Eintrag terrigenen Materials widerspiegelt. Hohe Werte bei den Messungen der natürlichen radioaktiven Strahlung des Gesteins mit dem Gammaray-Spektrometer belegen dies. Das primäre Signal des Meeresspiegels kann nicht direkt aus den zyklisch abgelagerten Schichten der LPF interpretiert werden, da die Sedimente aufgrund der hochenergetischen hydrodynamischen Verhältnisse mehrfach umgelagert wurden und Zyklen deshalb nicht vollständig überliefert sind.

Es konnte ferner nachgewiesen werden, daß der Ablagerungsrhythmus durch unregelmäßige Subsidenz, bedingt durch Hebungs- und Senkungsereignisse an den Flanken des Albufeira Salzdoms, beeinflusst wurde. Dies hat auch großflächige Aufarbeitungs- und Umlagerungsprozesse zur Folge, so daß die Kurve der Alterseinstufung über Sr-Isotopie im Profil unregelmäßige Sprünge zeigt, während sich lateral konsistente Werte ergeben. Die Hebungs- und Senkungsaktivitäten an den Diapirflanken sind durch Spaltensysteme, abgerutschte Sedimentpakete, Sanddikes und Kollapsbrekzien dokumentiert.

Der Vergleich mit anderen Becken in der gleichen Zeitscheibe bzw. Rezentbeispielen macht deutlich, daß das Modell des südaustralischen shaved shelf mit einigen Einschränkungen anwendbar ist. Wesentliche Unterschiede zum südaustralischen Modell sind in der Dimension des Schelfs (100-200 vs. 10-40 km) und seiner Morphologie (keine Terrassierung des Algarve-Schelfs) begründet. Weiterhin differiert das Hinterland (Karbonatebene vs. Flysch-Mittelgebirge) und dessen Klima (arid vs. humid). Während

beim Modell des südaustralischen shaved shelf die meeresspiegelgesteuerte Wellenfräse allein für die Aufarbeitungs- und Umlagerungsprozesse verantwortlich ist, kommt beim Algarve-Schelf noch die Beeinflussung der Zyklizität durch Hebungs- und Senkungsphasen des Albufeira-Salzdoms zum Tragen. Unabhängig von Schwankungen des Meeresspiegels werden Sedimentpakete in den Bereich der Abrasionstiefe gehoben. Zusätzlich verursachte die Salztektunik Rutschungen und Brekziierung von Gesteinspaketen am Randbereich des Salzkörpers.

Eine wesentliche Neuerung stellt die sequenzstratigraphische Interpretation der LPF dar. Sie bietet ein alternatives Modell zum allgemein gültigen, welches Sandsteine als Ablagerungen des TST/LST interpretiert. In der LPF werden als Tiefwasserablagerungen des TST/HST lateral weit verfolgbare Sandsteinhorizonte mit Dickichten aus celleporiformen Bryozoen interpretiert. Diese auch als Leithorizonte nutzbaren Horizonte stellen die maximum flooding surfaces einer übergeordneten Zyklizität dar. Die Sandsteine entstanden unterhalb der Wellenabrasionstiefe. Demgegenüber sind die groben Karbonathorizonte als Flachwasserablagerungen während des LST entstanden, als durch die hochenergetischen Verhältnisse die Feinfraktion ausgespült und beckenwärtig umgelagert wurde. Die groben Karbonathorizonte können je nach Korngröße entweder in den Bereich der Wellenabrasionstiefe oder direkt darunter angesiedelt werden. Wenn die Wellenabrasionstiefe aufgrund von Meeresspiegelschwankungen oder Hebungen des Meeresgrundes durch Salztektunik ältere Sedimentpakete erreicht, kann es zur Aufarbeitung kommen. Es bilden sich Kondensationshorizonte, in denen unterschiedlich altes Fossilmaterial nebeneinander vorliegt.

In dieser Arbeit wird erstmals ein stratigraphisches Modell der Schichtfolge des Algarve-Neogens vorgestellt, welches anhand von Einzelprofilen entlang der Küste zwischen Lagos und Albufeira eine Schicht-für-Schicht-Korrelation der LPF ermöglicht. Das Modell zeigt, daß auf mesozoischem Basement zunächst die zyklische, gemischt siliziklastisch-karbonatische LPF (Burdigalium/Langhium) abgelagert wurde. Darüber folgt nach einer Erosionsdiskordanz eine primär sandige, feingeschichtete Einheit (Laminated sands sensu **Antunes et al., 1997**; Serravallium). Zeitweiliges Trockenfallen während des Meeresspiegeltiefstandes an der Grenze Serravallium/Tortonium verursachte tiefreichende Verkarstung. Der Kollaps des Albufeira Salzdiapirs resultierte in der Bildung von Entlastungsspalten in den serravallen Sanden. Das entstandene Relief wird im Tortonium durch glimmerreiche feine Sande verfüllt (Tortonian fine sands sensu **Antunes et al., 1997**).

Die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit erbringen den Erstdachweis für einen hochenergetischen Schelf der warm-temperierten Karbonatprovinz auf der nördlichen Hemisphäre analog zum Modell des shaved shelf Südaustraliens.

9. Literatur

Aigner, T. (1982): Event stratification in nummulite accumulations and in shell beds from the Eocene of Egypt.- in: Einsele, G. & Seilacher, A. (eds.): Cyclic and event stratification.- S.248 – 262; Springer Verlag, Berlin.

Aigner, T. (1983): Facies and origin of nummulitic build-ups: an example from the Giza Pyramids Plateau (Middle Eocene, Egypt).- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 166: 347 – 368.

Aigner, T. (1985): Biofabrics as dynamic indicators in nummulite accumulations.- J. Sed. Pet., 55: 131 – 134.

Aigner, T., Schauer, M., Junghans, W.-D., & Reinhardt, L. (1995): Outcrop gamma-ray logging and its applications: examples from the German Triassic.- Sed. Geol., 100: 47 – 61.

Anderson, T.F. & Arthur, M.A. (1983): Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleoenvironmental problems.- In: M.A. Arthur (ed.): Stable Isotopes in Sedimentary Geology.- Short Course. Society for Economic Palaeontologists and Mineralogists (SEPM), Tulsa, pp. 1-1 bis 1-151.

Antunes, M.T. (1979): Vertebratos miocenicos de Olhos de Agua (Algarve), interesse estratigrafico.- Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciencias de Lisboa, 16(1): 343 – 352.

Antunes, M.T. et al., 1980,: Portugal, Introduction á la géologie générale.- Publ. du 26 e congrès géologique international, Paris, pp 26 – 91.

Antunes, M.T., Bizon, G., Nascimento, A. & Pais, J. (1981a): Nouvelles données sur la datation des dépôts miocènes de l'Argarve (Portugal), et l'évolution géologique regionale.- Ciencias da Terra, 6: 153 – 168.

Antunes, M.T., Jonet, S. & Nascimento, A. (1981b): Vertébrés (crocodiliéens, poissons) du Miocène marin de l'Algarve occidentale.- Ciencias da Terra, 6: 9 – 38.

Antunes, M.T. & Pais, J.J.C. (1984a): Climate during Miocene in Portugal and its evolution.- Paléobiologie Continentale, 14 (2): 75 – 89.

Antunes, M.T., Regencio de Macedo, C., Pais, J.J.C. & Portugal Ferreira, M. (1984b): Datação K-Ar de glauconitos do Miocénico superior de Galvanas e da Campo de Faro (Algarve oriental).- *Memorias e Noticias*, 98: 1 – 7.

Antunes, M.T., Odin, G. & Pais, J.J.C. (1986a): Ages K-Ar de glauconies des environs de Luz de Tavira, Algarve.- *Ciencias da Terra*, 8: 22 – 30.

Antunes, M.T., Azzaroli, A., Faure, M. Guérin, C. & Mein, P. (1986b): Mammifères pleistocènes de Algoz en Algarve: une révision.- *Ciencias da Terra*, 8: 73 – 86.

Antunes, M.T., Civis, J., Dabrio, C.J., Sierro, F.J., Glez-Delgado, J.A., Flores, J. A., Pais, J.J.C. & Valle, M. (1990): El Neogeno del Algarve (Portugal) y de la cuenca del Guadalquivir (Espana).- *Actas de Paleontologia*, Universidad Salamanca, 68: 65 – 73.

Antunes, M.T., Pais, J.J.C. & Legoinha, P. (1992): Excursion A, Neogene deposits of Lisboa and Setubal peninsula.- *Ciencias da Terra*, special publication II: 29 – 35.

Antunes, M.T. & Pais, J. (1993): The Neogene of Portugal.- *Ciencias da Terra*, 12: 7 – 22.

Antunes, M.T., Elderfield, H., Legoinha, P. & Pais, J. (1995): Datacoes isotopicas com Sr do Miocénico do flanco sul da Serra da Arrábida.- *Comun. Inst. Geol. e Mineiro*, 81: 73 – 78.

Antunes, M.T., Elderfield, H., Legoinha, P. & Pais, J. (1997): The Neogene of Algarve.- in: González Delgado, J.A. et al. (eds.): *Field Trip Guide, The Guadalquivir Basin and Algarve (Spain, Portugal)*.- Second Congress R.C.A.N.S., pp.37 – 55; Salamanca.

Antunes, M.T., Elderfield, H., Legoinha, P., Nascimento, A. & Pais, J. (1999): A stratigraphic framework for the Miocene from the lower Tagus Basin (Lisbon, Setubal Peninsula, Portugal) Depositional sequences, biostratigraphy and isotopic ages.- *Rev. Soc. Geol. Espana*, 12(1): 3 – 15.

Antunes, M.T., Balbino, A.C. & Capetta, H. (1999): Sélaciens du Miocène terminal du bassin d'Alvalade (Portugal) Essai de synthèse.- *Ciencias da Terra*, 13: 115 – 131.

Antunes, M. T., Legoinha, P., Cunha, P. & Pais, J.J.C. (2000 a): Estratigrafia de alta resolução e correlação de facies do Aquitaniano ao Tortonian inferior de Lisboa e da Peninsula de Setubal (Bacia do Baixo

Tejo).- 1º Congresso sobre o Cenozóico de Portugal, 159 – 166.

Antunes, M.T., Azevedo, M.T., Estevens, M., Gonzalez-Delgado, J.A., Legoinha, P., Pais, J.J.C., Pimentel, N. & Sousa, L. (2000 b): Cenozoic of Setubal Peninsula.- Field Trip Guide, 1º Congresso sobre o Cenozóico de Portugal.

Antunes, M.T., Pais, J.J.C., Legoinha, P., Elderfield, H., Sousa, L. & Estevens, M., (2000 c): The Neogene of Algarve (Portugal).- 1º Congresso sobre o Cenozóico de Portugal, 235 – 246.

Arni, P. & Laterno E. (1976): Observations paleoecologiques dans l'Eocene du Gargano (Italie meridionale).- Arch. Sc. Gèneve, 29: 287 – 314.

Arribas, A. (1993): Mapa geológico del distrito minero de Rodalquilar, Almería; 1:25000, Instituto Tecnológico GeoMinero de España, Madrid.

Bates, R.L. & Jackson, J.A. (1990): Glossary of Geology (Third edition).- American Geological Institute, 788 S., Alexandria.

Bathurst, R.G.C. (1966): Boring algae, micrite envelopes and lithification of molluscan biosparites.- Geol. J., 5: 15 – 32.

Bathurst, R.G.C. (1975): Carbonate sediments and their diagenesis.- New York, Elsevier, p 658.

Barbera, C. Simone, L. & Carannante, G. (1978): Depositi circalittorali di piattaforma aperta nel Miocene Campano, Analisi sedimentologica e paleoecologica.- Boll. Soc. Geol. Italiana, 97: 821 – 834.

Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher, C.C. III & Aubry, M.-P. (1995): A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy.- In: Berggren, W.A., Kent, D.V., Aubry, M.-P. & Hardenbol, J. (eds.): Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation.- SEPM Special Publication, 54: 129 – 212.

Betzler, C., Brachert, T.C., Braga, J.C. & Martin, J.M. (1997a): Nearshore, temperate, carbonate depositional systems (Lower Tortonian, Agua Amarga Basin, southern Spain): Implications for sequence stratigraphy.- Sed. Geol., 113: 27-54.

Betzler, C., Brachert, T.C. & Nebelsick, J. (1997b): Warm-temperate carbonates - A review.- Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 201: 83-99.

- Bone, Y. & James, N.P. (1993): Bryozoans as carbonate sediment producers on the cool-water Lacedpede shelf, southern Australia.- *Sed. Geol.*, 86: 247 – 271.
- Boreen, T.D. & James, N.P. (1993): Holocene sediment dynamics on a cool-water carbonate platform: Otway, southeastern Australia.- *J. of Sed. Pet.*, 63: 574 – 588.
- Bosselini, A. & Ginsburg, R.N. (1970): Form and internal sctructure of recent algal nodules (rhodolites), Bermuda.- *J. Geol.*, 79: 669 – 682.
- Bosellini, F. R. & Russo, A. (1992): Stratigraphy and Facies of an Oligocene Fringing Reef (Castro Limestone, Salento Peninsula, Southern Italy).- *Facies*, 26: 145 – 166; Erlangen.
- Bosence, D.W.J. (1979): Live and dead faunas from corraline algal gravels, Co. Galway.- *Paleontology*, 22: 449 – 478.
- Bosence, D.W.J. (1983): The occurence and ecology of recent rhodoliths – A review.- in: Peryt, T.M. (ed.): *Coated Grains*.- 225 – 241, Springer Verlag, Berlin,.
- Boski, T., Moura, D., Santos, A., Delgado, J.A. & Flores, J.A. (1995): Evolucao da bacia algarvia (Centro) durante o Neogénico.- *Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Porto, Mem.*, 4: 47 – 51.
- Brachert, T.C. (1996): Klimasteuerung von Karbonatsystemen: Fallbeispiele zur Biofazies ozeanischer und flachmariner Ökosysteme im Känozoikum.- Unveröff. Habilitationsarbeit, 238 S., Univ. Mainz.
- Brachert, T.C., Betzler, C., Davies, P.J.D. & Feary, D.A. (1993): Climate change: control of carbonate platform development (Eocene-Miocene, Leg 133, Northeastern Australia).- *Proceedings Ocean Drilling Project, Scientific Results*, 133: 291-300.
- Brachert, T.C., Forst, M.H., Pais, J.J.C., Legoinha, P. & Reijmer, J.J.G. 2003): Lowstand Carbonates, highstand sandstones?.- *Sed. Geol.*, 155: 1-12.
- Brand, U. & Veizer, J. (1980): Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system - 1: Trace Elements. *J. Sed. Petrol.*, 50: 1219-1236.
- Breisig, S. (2001): Strontiumisotopen-Stratigraphie der miozänen Lagos-Portimao Formation (Algarve, Portugal).- unveröffentl. Diplomarbeit, Universität Mainz.

- Bromley, R.G. (1967): Some observations on burrows of thalassinidean Crustacea in Chalk hardgrounds.- *Quart. J. Geol. Soc. London*, 123: 157 – 177.
- Bromley, R.G. (1990): *Trace Fossils, Biology and Taphonomy*.- Unwin Hyman, 280 S., London.
- Burchette, T.P. & Wright, V.P. (1992): Carbonate ramp depositional systems.- *Sed. Geol.*, 79: 3 - 57.
- Burgess, C.J. & Anderson, J.M. (1983): Rhodoids in temperate carbonates from the Cenozoic of New Zealand.- in: Peryt, T.M. (ed): *Coated grains*: 299 – 307, Springer, Berlin.
- Cachao, M. (1995): *Utilizacao de Nannofosseis calcarios em Biostratigrafia, paleoceanografia e paleoecologia. Aplicacoes ao Neogenico do Algarve (Portugal) e do Mediterraneo ocidental (ODP 653) e a problematica de Coccolithus pelagicus*.- unpublished PhD. thesis, Fac. Sc. Univ. Lisbon, pp 292.
- Cachao, M. & daSilva, C.M. (2000): The three main marine depositional cycles of the Neogene of Portugal.- 1º Congresso sobre o Cenozóico de Portugal, Abstracts: 317 – 324.
- Cadée, G.C. & McKinney, F.K. (1994): A coral-bryozoan association from the Neogene of north-western Europe.- *Lethaia*, 27: 59 – 66.
- Cahuzac, B. & Chaix, C. (1993): Les faunes de coraux (Anthozoaires, Scleractinaires) de la facade atlantique francaise au Chattien et au Miocène.- *Ciencias da Terra*, 12:
- Cahuzac, B. & Poignant, A. (1997): Essai de biozonation de l’Oligo-Miocene dans les bassins europeens à l’aide des grands foraminiferes neritiques.- *Bull.Soc. Geol. France*, 168(2): 155 – 169; Paris.
- Cahuzac, B. & Turpin, L. (1999): Stratigraphie isotopique du strontium dans le Miocene marin du bassin d’Aquitaine (SW France).- *Rev.Soc.Geol.Espana*, 12(1): 37 – 56.
- Cahuzac, B., Carbonel, P., Cluzaud, A., Colin, J.P., Faury, B., Gilly, Y., Lesport, J.F., Londeix, L., Martin, N. & Rocher, P. (1996): La réserve naturelle geologique de Saucats – La Brède.- *Sud-Ouest Nature*, numero special 92: 61 S.; Bordeaux.
- Carannante, G. & Simone, L. (1988): Foramol carbonate shelves as a depositional site and source area: Recent and ancient examples from the Mediterranean region.- *AAPG Bull.*, 72: 993 – 994.

- Carannante, G & Simone, L. (1996): Rhodolith facies in the central-southern Apennines Mountains, Italy.- in Franseen, E.K., Esteban, M., Ward, W.C. & Rouchy, J.-M., eds., Models for carbonate stratigraphy from Miocene reef complexes of mediterranean regions: Tulsa, SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology No. 5: 261 - 275.
- Carannante, G., Severi, C. & Simone, L. (1996): Off-shelf carbonate transport along foramol (temperate-type) open shelf margins: an example from the Miocene of the central-southern Apennines (Italy).- Mém. Soc. géol. France, 169: 277 – 288.
- Cardoso, J.L., Raposo, L. & Medeiros, J.P. (1985): Novos elementos acerca do corte de Aldeia Nova e das indústrias líticas da regiao de Vila Real de Santo António.- Actas da I Reuniao do Quaternário Ibérico (Lisboa, 1985), 2: 175 – 186.
- Chevalier, J.P. (1965): Contribution à l'étude des Madreporaires néogènes du Portugal et des Açores.- Commun. Serv. geol. Portugal, XLVIII, 34 p.
- Chevalier, J.P. & Nascimento, A. (1975): Notes sur la géologie et la paléontologie du Miocène de Lisbonne, XVI – Contribution à la connaissance des madréporaires et des faciès récifaux du Miocène inférieur.- Bol. Soc. Geol. Portugal, XIX(III): 247 – 281.
- Cleveland, W.S. (1979): Robust Locally Weighted Regression and Smoothing Scatterplots.- Jour. Am. Statist. Assoc., 74: 829-836.
- Cotter, J.C.B. (1956): O Miocénico marinho de Lisboa.- Serv. Geol. Portugal, 36, suplemento: 1 – 170.
- Crescenti, U., Crostella, A., Donzelli, G. & Raffi, G. (1969): Stratigrafia della serie calcarea dal Lias al Miocene nella regione marchigiano-abruzzese (Parte II, litostratigrafia, biostratigrafia, paleogeografia).- Mem. Soc. Geol. Ital., 8: 343 - 420.
- Darrell, J.G. & Taylor, P.D. (1993): Macrosymbiosis in corals, a review of fossil and potentially fossilizable examples.- Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 164: 185 – 198.
- DeHaas, W. & Knorr, F. (1990): Was lebt im Meer an Europas Küsten?.- 390 S., Müller Rüschnikon Verlag, Cham.
- Demicco, R.V. & Hardie, L.A. (1994): Sedimentary structures and early diagenetic features of shallow

marine carbonate deposits.- SEPM Atlas Series, 1, p 265.

De Paolo, D.J. & Finger, K.L. (1991): High-resolution strontium isotope stratigraphy and biostratigraphy of the Miocene Monterey Formation, central California.- *Geol. Soc. Am. Bull.*, 103: 112 – 124.

Dodd, J.R. & Stanton, R.J. (1990): *Paleoecology - Concepts and Applications*.- 502 S., Wiley, New York.

Dollfus, G.F., Cotter, J.C.B. & Gomes, J.P. (1903-04): *Mollusques tertiaires du Portugal. Planches de Céphalopodes, Gastéropodes et Pélécypodes laissées par F.A. Pereira da Costa. Accompagnées d'une explication sommaire et d'une esquisse géologique*.- *Comm. Serv. Geol. Portugal*, pp 1 – 44.

Dullo, W., Moussavian, E. & Brachert, T. (1990): The foralgal crust facies of the deeper fore reefs in the red sea: a deep diving survey by submersible.- *Geobios*, 23: 261 – 281.

Eschwege, W.L. (1831): *Memeoria Geognostica. Ou golpe de vista do Perfil das estratificacoes das diferentes rochas de que he composto o terreno desde a Serra de Cintra na linha de Noroeste a Sudoeste até Lisboa, atravessando o Tejo até á Serra da Arrabida, e sobre a sua idade relativa*.- *Mem. acad. Real Sci. Lisboa*, 11 (1): 253 – 280.

Esteban, M. (1996): An overview of Miocene reefs from mediterranean areas: general trends and facies models.- in Franseen, E.K., Esteban, M., Ward, W.C. & Rouchy, J.-M., eds., *Models for carbonate stratigraphy from Miocene reef complexes of mediterranean regions: Tulsa, SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology No. 5*: 3 – 53.

Estevens, M. (2000): Neogene marine mammals from Portugal, Paleogeographical and paleoecological significance.- 1º Congresso sobre o Cenozóico de Portugal, 271 – 280.

Flügel, E. (1978): *Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken*.- Berlin, Springer Verlag, 454 S.

Flügel, E. (1982): *Microfacies analysis of limestones*.- Berlin, Springer Verlag, 633 p.

Forst, M.H. & Brachert, T.C. (1999): *Sedimentologie und Paläoökologie einer nichttropischen Hochenergieküste: Geologische Signatur von Klima- und Meeresspiegelschwankungen (Unter- bis Mittelmiozän, Portugal)*.- *Terra Nostra*, 99 (4): 61 – 62.

- Forst, M.H., Brachert, T.C. & Pais, J. (2000): High-resolution correlation of coastal cliff sections in the Lagos-Portimao Formation (Lower – Middle Miocene, central Algarve, Portugal).- *Ciencias da Terra*, 14: 297 – 304.
- Forst, M.H., Brachert, T.C., Pais, J. & Legoinha, P. (2000): Sedimentology and paleoecology of a temperate high-energy shelf, Signatures of climate and sea level (Early and Middle Miocene, Algarve, Portugal).- 1° Congresso sobre o Cenozóico de Portugal, Abstracts, pp.247.
- Freiwald, A. (1993): Coralline algal maerl frameworks, islands within the phaeophytic Kelp belt.- *Facies*, 29: 133 – 148.
- Freiwald, A. (1999): Cool-water Carbonates viewed along the Latitudes.-Kompaktkurs Kaltwasserkarbonate, Workshop-Skript, Universität Bremen; 59 S.
- Freiwald, A., Henrich, R. & Pätzold, J. (1997): Anatomy of a deep-water coral reef mound from Stjernsund, West-Finnmark, northern Norway.- In: James, N.P. & Clarke, J.A.D. eds. (1997): Cool water Carbonates.- *SEPM Spec. Publ.*, 56: 141 – 161.
- Füchtbauer, H. (1988): Sedimente und Sedimentgesteine.- 1141 S., Schweizerbart, Stuttgart.
- Galhano, M.H. (1963): Foraminiferos da costa de Portugal (Algarve).- *Publicações do Instituto de Zoologia "Dr Augusto Nobre"*, 89: 1 – 110.
- Gautier, Y.V. (1962): Recherches écologiques sur les bryozoaires chilostomes en Méditerranée occidentale.- *Recl. Trav. Stn. mar. Endoume*, 24, 38: 1 – 434.
- Gläser, I. & Betzler, C. (1999): Nicht-tropische Karbonate des Guadalquivir Beckens: Fazies und paläoozeanographische Signale.- *Terra Nostra*, 99/4: 89-90.
- Ginsburg, R.N. & James, N.P. (1979): The seaward margin of Belize barrier and atoll reefs, IAS special Publication, 3, 191 p.
- Hageman, S.J., Bone, Y., McGowran, B. & James, N.P. (1995): Modern bryozoan assemblages and distribution on the cool-water Lacepede Shelf, southern Australian margin.- *Australian Journal of Earth Sciences*, 42: 571 – 580.
- Hageman, S.J., Bone, Y., McGowran, B. & James, N.P. (1997): Bryozoan colonial growth-forms as paleoenvironmental indicators: Evaluation of Methodology.- *Palaaios*, 12: 405 – 419.

Hageman, S.J., James, N.P. & Bone, Y. (2000): Cool-water carbonate production from epizoic bryozoans on ephemeral substrates.- *Palaios*, 15: 33 – 48.

Haq, B.U., Hardenbol, J. & Vail, P.R. (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic.- *Science*, 235: 1156 – 1166.

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.- *SEPM Special Publication*, 60: 1 – 13, plus Appendix 763 – 768.

Heckemanns, W. & Krämer, F. (1989): Radiometrie und Sedimentationscharakteristik der Trifels-Schichten (sT) im Raum Wilgartswiesen (Pfälzer Wald).- *Oberrheinische Geol. Abh.*, 35: 245 – 257.

Henrich, R., Freiwald, A., Betzler, C., Bader, B., Schäfer, P., Samtleben, C., Brachert, T.C., Wehrmann, A., Zankl, H. & Kühlmann, D.H.H. (1995): Controls on modern carbonate sedimentation on warm-temperate to Arctic coasts, shelves and seamounts in the northern hemisphere: implications for fossil counterparts.- *Facies*, 32: 71 – 108.

Hodell, D.A. & Woodruff, F. (1994): Variations in the strontium isotopic ratio of seawater during the Miocene: Stratigraphic and geochemical implications.- *Paleoceanography*, 9: 405 – 426.

Howarth, R.J. & McArthur, J.M. (1997): Statistics for Strontium Isotope Stratigraphy: A Robust LOWESS Fit to the Marine Sr-Isotope Curve for 0 to 206 Ma, with Look-up Table for Derivation of Numeric Age.- *Journal of Geology*, 105: 441-456.

Hultsch, N. (1999): Mikrofazies und Ablagerungsgeometrien temperierter und tropischer Flachwasserkarbonate: Der Einfluß von Klima, Tektonik und Meeresspiegel auf eine obermiozäne Karbonatabfolge (Agua Amarga-Becken, SE-Spanien).- unveröff. Diplomarbeit, 112 S. + Anhang, Universität Mainz.

Jacobs, E., Weissert, H., Shields, G. & Stille, P. (1996): The Monterey event in the Mediterranean: A record from shelf sediments of Malta.- *Paleoceanography*, Vol.11 (6): 717 – 728.

James, N.P. (1984): Introduction to carbonate facies models, in Walker, R.G. (ed.): *Facies models*, p. 209-212, St. Johns.

James, N.P. (1997): The cool-water carbonate depositional realm.- in James, N.P. & Clarke, J.A.D.

(eds.): Cool water Carbonates.- SEPM Spec. Publ., 56: 1 – 20.

James, N.P. & Bone, Y. (1989): Petrogenesis of Cenozoic, temperate water calcarenites, south Australia: a model for meteoric/shallow burial diagenesis of shallow-water calcite sediments.- J. Sed. Pet., 59: 191-204.

James, N.P. & Bone, Y. (1991): Origin of the cool-water, Oligo-Miocene deep shelf limestone, Eucla Platform, southern Australia.- Sedimentology, 38: 323-341.

James, N.P. & Choquette, P.W. (1990): Limestones – The seafloor diagenetic environment: St Johns, New Foundland.- Geoscience Canada Reprint Series 4, Geological Society of Canada : 13 – 34.

James, N.P. & von der Borch, C.C. (1991): Carbonate shelf edge of southern Australia: a prograding open-platform margin.- Geology, 19: 1005 – 1008.

James, N.P., Bone, Y., von der Borch, C.C. & Gostin, V.A. (1992): Modern carbonate and terrigenous clastic sediments on a cool-water, high energy, mid-latitude shelf; Lacepede shelf, southern Australia.- Sedimentologie, 34: 877 – 904.

James, N.P., Boreen, T.D., Bone, Y. & Feary, D.A. (1994): Holocene carbonate sedimentation on the west Eucla Shelf, Great Australian Bight: a shaved shelf.- Sed. Geol., 90: 161 – 177.

James, N.P. & Clarke, J.A.D. eds. (1997): Cool water Carbonates.- SEPM Spec. Publ., 56, XXXp.

James, N.P., Bone, Y., Hageman, S.J., Feary, D.A. & Gostin, V.A. (1997): Cool-water carbonate sedimentation during the thermal quaternary, high-amplitude sea-level cycle, Lincoln Shelf, southern Australia.- in James, N.P. & Clarke, J.A.D. (eds): Cool water Carbonates.- SEPM Spec. Publ., 56: 53 – 75.

James, N.P., Collins, L.B., Bone, Y. & Hallock, P. (1999): Subtropical carbonates in a temperate realm: modern sediments on the southwest Australian shelf.- J. Sed. Res., 69: 1297 – 1321.

James, N.P., Bone, Y., Collins, L.B. & Kyser, T.K. (2001): Surficial sediments of the Great Australian Bight: Facies dynamics and oceanography on a vast cool-water carbonate shelf.- J. Sed. Res., 71: 549 – 567.

Kidwell, S.M. & Aigner, T. (1985): Sedimentary dynamics of complex shell beds: implications for ecologic and evolutionary cycles.- Vol. 1: Lecture notes in earth sciences, Springer Verlag Berlin, p. 382

– 395.

Kidwell, S.M. & Holland, S.M. (1991): Field description of coarse bioclastic fabrics.- *Palaaios*, 6: 426 – 434

Korte, C. (1999, ed.): $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -, d^{18}O - und d^{13}C -Evolution des Triassischen Meerwassers: geochemische und stratigraphische Untersuchungen an Conodonten und Brachiopoden.- *Bochumer Geologische und Geotechnische Arbeiten*, 52, 171 S., Ruhr-Universität Bochum, Bochum.

Krautworst, U.M.R. (1996): Dynamik eines flachmarinen Ablagerungssystems: Mikrofazies, Sedimentstrukturen und Sequenzstratigraphie untertortonischer, nicht-tropischer Karbonatgesteine des Agua Amarga-Beckens (Provinz Almeria/SE Spanien).- Unver. Diplomarbeit, 94 S., Universität Mainz.

Krautworst, U.M.R. (1999): Steuernde Faktoren der Mikrofaziesverteilung von untertortonischen, flachmarinen und nicht-tropischen Karbonatgesteinen des Agua Amarga-Beckens (Provinz Almeria/SE-Spain).- *Zbl. Geol. Paläont. Teil 1*, Jg1999 (7-9): 1167 – 1176.

Kullberg, J.C., Pais, J. & Manupella, G. (1992): Aspectos gerais da tectónica alpina no Algarve.- *Ciencias da terra*, 11: 293 – 302.

Lauriat-Rage, A., Brébion, P., Cahuzac, B., Chaix, C., Ducasse, O., Ginsburg, L., Janin, M.-C., Lozouet, P., Margerel, J.-P., Nascimento, A., Pais, J., Poignant, A., Pouyet, S. & Roman, J. (1993): Paleontological data about the climatic trends from Chattian to present along the Northeastern Atlantic frontage.- *Ciencias da Terra*, 12: 167 – 179.

Lees, A. & Buller, A.T. (1972): Modern temperate-water and warm-water shelf carbonate sediments contrasted, *Marine Geology*, 13: 67-73.

Lemoine, P. (1910): Repartition et mode de vie du maerl (*Lithothamnium calcareum*) aux environs de Concarneau (Finistère).- *Ann. Inst. Oceanogr. Monaco*, 1: 1 – 28.

Lopes, F.C., Le Gall, B. & Pique, A. (1999): Tectónica cenozóica nos sectores central e oriental da Plataforma Continental Algarvia.- *Commun. Inst. Geol. e Mineiro*, 86: 121 – 142.

Manupella, G. (1992) coordinator: Carta Geologica da Riga do Algarve, escala 1:100000, Nota Explicativa.- 15pp, Servicos Geologicos de Portugal; Lisboa.

- Martin, J. M., Braga, J. C., Betzler, C. & Brachert, T. C. (1996): Sedimentary model and high-frequency cyclicity in a Mediterranean, shallow shelf, temperate-carbonate environment (uppermost Miocene, Agua Amarga Basin, Southern Spain).- *Sedimentology*, 43: 263-277.
- McArthur, J.M. (1994): Recent trends in strontium isotope stratigraphy.- *Terra Nova*, 6: 331-358.
- McGowran, B., Li, Q. & Moss, G. (1997): The Cenozoic neritic record in southern Australia: the biogeohistorical framework.- *SEPM Special Publication*, 56: 185-203.
- McKee, E.D. & Gutschick, R.C. (1969): History of Redwall limestone of northern Arizona.- *Mem. Geol. Soc. Am.*, 114: 126.
- Moissette, P. (2000): Changes in bryozoan assemblages and bathymetric variations. Examples from the Messinian of northwest Algeria.- *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 155: 305–326.
- Murray, J.W. (1991): Ecology and palaeoecology of benthic foraminifera.- 397 S., Longman Scientific & Technical, Essex.
- Mutti, M., Bernoulli, D. & Stille, P. (1997): Temperate carbonate platform drowning linked to Miocene oceanographic events: Maiella platform margin, Italy.- *Terra Nova*, 9: 122-125.
- Mutti, M., Bernoulli, D., Spezzaferri, S. & Stille, P. (1999): Lower and middle Miocene carbonate facies in the central mediterranean: the impact of paleoceanography on sequence stratigraphy.- *SEPM Special Publication* 63: 371 – 384.
- Nebelsick, J.H. (1989): Temperate water carbonate facies of the early Miocene Paratethys (Zogelsdorf Formation, Lower Austria).- *Facies*, 21: 11-40.
- Nelson, C.S. (1978): Temperate shelf carbonate sediments in the Cenozoic of New Zealand.- *Sedimentology*, 25: 737-771.
- Nelson, C.S. (1988): An introductory perspective on non-tropical shelf carbonates: *Sedimentary Geology*, 60: 2-12.
- Nelson, C.S., Hancock, G.E. & Kamp, P.J.J. (1982): Shelf to basin temperate skeletal carbonate sediments, Three Kings Plateau, New Zealand.- *J. Sediment. Petrol.*, 52: 717-732.

- Nelson, C.S., Hyden, F. M., Kleane, S.L., Leask, W.L. & Gordon, D.P. (1988): Application of bryozoan zoarial growth-form studies in facies analysis of non-tropical carbonate deposits in New Zealand.- *Sed. Geol.*, 60: 301 – 322.
- Nelson, C.S., Winefield, P.R., Hood, S.D., Caron, V., Pallentin, A. & Kamp, P.J.J. (in Vorb.): Pliocene Te Aute limestones, New Zealand: expanding notions for models of cool-water shelf carbonates.-
- Nèraudeau, D., Goubert, E. Lacour, D. & Rouchy, J.M. (2001): Changing biodiversity of Mediterranean irregular echinoids from the Messinian to the Present-Day.- *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 175: 43 - 60.
- Odin, G.S. & Matter, A. (1981): De Glauconiarum origine.- *Sedimentology*, 28: 611 – 641.
- Pais, J.J.C. (1982): O Miocénico do litoral Sul português, Ensaio de síntese.- Trabalho complementar para obtenção do grau de Doutor, Universidade Nova de Lisboa, 1982, pp.47; Lissabon.
- Pais, J.J.C. (1989): Evolução do coberto florestal em Portugal no Neogénico e no Quaternário.- *Commun. Serv. Geol. Portugal*, 67 – 72.
- Pedley, H.M. (1976): A Palaeoecological Study of the Upper Coralline Limestone, *Terebratula – Aphetesia* Bed (Miocene, Malta) Based on Bryozoan Growth-Form Studies and Brachiopod Distributions.- *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 20: 209 – 234.
- Pedley, H.M. (1996): Miocene reef distributions and their associations in the central mediterranean region: an overview.- in Franseen, E.K., Esteban, M., Ward, W.C. & Rouchy, J.-M., eds., *Models for carbonate stratigraphy from Miocene reef complexes of mediterranean regions: Tulsa, SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology* No. 5: 73 – 87.
- Pedley, H.M., Cugno, G. & Grasso, M. (1992): Gravity slide and resedimentation processes in a Miocene carbonate ramp, Hyblean Plateau, southeastern Sicily.- *Sed. Geol.*, 19: 189 – 202.
- Péres, J.M. & Picard, J. (1964): Nouveau manuel de bionomie benthique de la Mer Méditerranée.- *Receuil des Travaux de la Station Marine d'Endoume*, v. 31/47, 137 p.
- Piller, W.E. & Mansour, A.M. (1990): The Northern Bay of Safaga (Red Sea, Egypt): An actiopaleontological approach. II: Sediment analyses and sedimentary facies.- *Beitr. Paläontol. Österr.*, 16: 1 – 102.

- Pouyet, S. (1973): Révision systématique des Cell pores (Bryozoa, Cheilostomata) et des espèces fossiles européennes. Révision de quelques populations de Cell pores dans le Néogène du Bassin Rhodanien.- Thèses et Documents de Laboratoires de Géologie de la Faculté de sciences de Lyon, 55, 256 S..
- Purdy, E.G (1963): Recent calcium carbonate facies of the Great Bahama Bank. 1. Petrography and reaction groups.- Journal of Geology, 71: 334 - 355.
- Racey, A. (2001): A review of eocene nummulite accumulations: Structure, formation and reservoir potential.- J. Pet. Geol., 24(1): 79 – 100.
- Renema, W. & Troelstra, S.R. (2001): Larger foraminifera distribution on a mesotrophic carbonate shelf in SW Sulawesi (Indonesia).- Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, 175: 125 - 146.
- Reiss, Z. & Hottinger, L. (1984): The Gulf of Aqaba, Ecological Micropaleontology.- 354 S., Springer Verlag, Berlin.
- Ribeiro, A., Kullberg, M.C., Kullberg, J.C., Manuppella, G. & Phipps, S. (1990): A review of alpine tectonics in Portugal: Foreland detachment in basement and cover rocks.- Tectonophysics, 184: 357 – 366.
- R ttger, R. (1974): Larger foraminifera : reproduction and early stages of development in *Heterostegina depressa*.- Marine Biology, 26: 5 – 12.
- Romariz, C., Correia, F. & Prates, S. (1980): Contributions   la connaissance de l' Algarve (Portugal) III – Un nouveaux facies du Miocène.- Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciencias Lisboa, 16(1): 265 – 271.
- Rothausen, K. & Sonne, V. (1984) : Mainzer Becken, Sammlung Geologischer F hrer, 79 : 203 S. ; Borntr ger Berlin.
- Ruffell, A. & Worden, R. (2000): Palaeoclimatic analysis using spectral gamma-ray data from the Aptian (Cretaceous) of southern England and southern France.- Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 155: 265 – 283.
- Sanz de Galdeano, C., Serrano, F., Lopez Garrido, A.C. & Martin Pérez, J.A. (1993):

Paleogeography of the late Aquitanian-early Burdigalian Basin in the western Betic Internal Zone.-
Geobios, 26/1: 43-55.

Sanz de Galdeano, C. (1997): La Zona Interna Betico-Rifena (Antecedentes, unidades tectonicas, correlaciones y bosquejo de reconstruccion paleogeografica).- Monografia Tierras del Sur, Univ. de Granada, 316 S.

Scharnweber, W. (1992): Algarve Portugal, Reisebilder.- BW Verlag, Nürnberg; 190 S.

Schlager, W. (1989): Drowning unconformities on carbonate platforms.- in Crevello, P.D., Wilson, J.L., Sarg, J.F. & Read, J.F. (eds.): Controls on carbonate platforms and basin development.- SEPM Spec. Publ, 44: 15 – 25.

Schlager, W. (1992): Sedimentology and sequence stratigraphy of reefs and carbonate platforms.- Continuing Education course note series (American Association of Petroleum Geologists), V. 34, 71 S.

Scoffin, T.P. (1987): An introduction to carbonate sediments and rocks.- 274 S., Blackie, London.

Scotese, C.R.S. (2000): The Paleomap Project Homepage.- <http://www.scotese.com/>.

Seilacher, A. (1967): Bathymetry of trace fossils.- Mar. Geol., 5: 413 - 428.

Serrano, F. (1990): El Mioceno medio en el area de Nijar (Almeria).- Rev. Soc. Geol. Espana, 3: 65-77.

Serrano, F. (1992): Biostratigraphic control of neogene volcanism in Sierra de Gata (south-east Spain).- Geol. en Mijnb., 71: 3 – 14.

Servico Cartográfico do Exército (1978): Carta Militar de Portugal, 1:250000, Série M 888, Folha 602: Lagos.

Servico Cartográfico do Exército (1978): Carta Militar de Portugal, 1:250000, Série M 888, Folha 603: Portimao.

Servico Cartográfico do Exército (1978): Carta Militar de Portugal, 1:250000, Série M 888, Folha 605: Albufeira.

Servico Cartográfico do Exército (1979): Carta Militar de Portugal, 1:250000, Série M 888, Folha 604: Lagoa.

Shubber, B., Bone, Y., James, N.P. & McGowran, B. (1997): Warming-upward subtidal cycles in mid-Tertiary cool-water carbonates, St. Vincent Basin, south Australia.- SEPM special Publication, 56: 237-248.

Simone, L. & Carannante, G. (1985): Evolution of a carbonate open shelf up to its drowning: the case of the southern Apennines.- Rend. Acad. Sci. Fisiche e Matematiche, Napoli, Serie IV, 53: 1 – 43.

Simone, L. & Carannante, G. (1988): The fate of foramol (“temperate-type”) carbonate platforms.- Sediment. Geol., 60: 347 – 354.

Smith, A. M. (1995): Paleoenvironmental interpretation using bryozoans: a review.- in Bosence, D.W.J & Allison, P.A. (eds.): Marine paleoenvironmental analysis from fossils.- Geol. Soc. Spec. Publ., 28: 231 – 241.

Smith, A. M. & Nelson, C.S. (1992): Selectivity in sea-floor processes: taphonomy of bryozoans.- In: Hayward, P.J., Ryland, J.S. & Taylor, P.D. (eds.): Biology and paleobiology of bryozoans.- Proceedings of the 9th International Bryozoology Conference, Swansea, p. 177 – 180.

Smith, A. M. & Nelson, C.S. (1996): Differential abrasion of bryozoan skeletons: taphonomic implications for paleoenvironmental interpretation.- In: Gordon, D.P., Smith, A.M. & Grant-Mackie, J.A. (eds.): Bryozoans in space and time.- Proceedings of the 10th International Bryozoology Conference Wellington New Zealand, National Institute of Water & Atmospheric Research Ltd., Wellington, 305 – 313.

Spjeldnaes, N. & Moissette, P. (1997): Celleporid (bryozoan) thickets from the upper Pliocene of the island of Rhodes, Greece.- SEPM Spec. Publ., 56: 263 – 270.

Stach, L.W. (1936): Correlation of Zoarial Form with Habitat.- J. Geol, 44(1): 60 – 65.

Summerhayes, C.P., Milliman, J.D., Briggs, S.R., Bell, A.G. & Hogan, C. (1976): The shelf of Morocco and Spanish Sahara, Sedimentation off an arid coast.- J. Geol., 84: 197 – 215.

Sverdrup, H.V., Johnson, M.W. & Flemming, R.H. (1942): The Oceans, their physics, chemistry and general biology.- 1087 S., Prentice Hall, New York.

Swift, D.J.P., Stanley, D.J. & Curray, J.R. (1971): Relict sediments, a reconsideration.- J.Geol., 79: 322 – 346.

Tryon, R. C. (1939): Cluster Analysis.-, 123 S., Edwards Brothers, Ann Arbor.

Tucker, M. E. & Wright, V.P. (1990): Carbonate Sedimentology.- 482 S., Blackwell Science, London.

Uchupi, E. & Emery, K.O. (1992): Pangean divergent margins: historical perspective.- In: Meyer, A.W., Davies, T.A. & Wise, S.W. (eds.): Evolution of Mesozoic and Cenozoic continental Margins.- Proc. 1990 Res. Sym. SEPM: 1 – 28.

Vecsei, A. & Sanders, D.G.K. (1999): Facies analysis and sequence stratigraphy of a Miocene warm-temperate carbonate ramp, Montagna della Maiella, Italy.- Sedimentary Geology, 123: 103 – 127.

Vecsei, A., Sanders, D.G.K., Bernoulli, D. & Eberli, G.P. (1998): Evolution and sequence stratigraphy of the Maiella platform margin, Late Jurassic to Miocene, Italy.- In: De Graciansky, P.Ch., Jaquin, T. & Vail, P.R. (eds): Mesozoic-Cenozoic sequence stratigraphy of Western European basins.- SEPM Spec. Publ. 60:

Ward, J. H. (1963): Hierarchical grouping to optimize an objective function.- J. Am. Stat. Assoc., 58: 236.

Wilson, J.L. (1976): Carbonate facies in geologic history.- Springer, Heidelberg, 471 S.

Ziegler, B. (1998): Einführung in die Paläobiologie, Teil 3, Spezielle Paläontologie, Würmer, Arthropoden, Lophophoraten, Echinodermen.- Schweizerbart, Stuttgart.

Danksagung

Eine Reihe von Menschen haben auf unterschiedliche Weise zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen. Ihnen allen sei herzlich gedankt!

Besonderer Dank gebührt PD Dr. x.x (Mainz) für das Betreuen der Arbeit und anregende Diskussionen, sowie seinen unermüdlichen Einsatz im Gelände.

Ebenfalls danken möchte ich Prof. Dr. x.x (Mainz), der als Zweitbetreuer der Arbeit fungierte.

Prof. Dr. x.x (Lissabon) trat als Kooperationspartner in Portugal auf und gab eine Einführung in das Neogen der Algarve. Die Diskussion seiner stratigraphischen Ergebnisse und die Vermittlung seiner Kenntnisse des Geländes während wiederholter Treffen an der Algarve waren für diese Arbeit von unermesslichem Wert

Die Mitglieder und ehemaligen Mitglieder der Arbeitsgruppe "Klimagesteuerte Karbonatfazies" haben mir durch Diskussionen und technische Hilfestellung maßgeblich geholfen. Dazu gehören: x.x (Mainz), der parallel zu mir seine Dissertation bearbeitet hat und mir besonders beim Point counting und der Dünnschliffherstellung half. Vielen Dank für seinen Einsatz und langjährige Freundschaft. x.x (Potsdam) und x.x (Stuttgart), die mir immer freigiebig mit ihren Erfahrungen in der Karbonatsedimentologie zur Seite standen. x.x (Mainz), der konstruktive Kritik und manche hilfreiche Anregung leistete. x.x (Erlangen), für seine umfangreiche Diplomarbeit über die Sr-Isotopie der LPF-Schalen.

Ferner gebührt mein Dank:

Dr. x.x (Mainz) für Ratschläge und Hinweise zu den Foraminiferen.

x.x (Frankfurt am Main) für Hinweise zur Präparation von Proben zur Dünnschliffherstellung.

PD Dr. x.x (Erlangen) für die Durchführung der Kohlenstoff- und Sauerstoffisotopiemessungen.

PD Dr. x.x (Mainz) für die Hilfe bei der Analytik der Sr-Isotopie.

Prof. Dr. x.x (Jena) für das Ausleihen des tragbaren Gamma-ray-Spektrometers.

Dipl. Geol. x.x u. Dipl. Geol. x.x (beide Mainz) für die Präparation von Probenmaterial und manche technische Hilfestellung.

Dr. x.x (Mainz) für zahlreiche Diskussionen und konstruktive Kritik.

Dr. x.x (Marseille) für die Bestimmung von Vernetiden und Serpuliden.

Dipl. Geol. x.x für technische Hilfestellung beim DTP.

x. und x. x für die kritische Durchsicht des Manuskripts.

Mein besonderer Dank gilt meiner Frau x für ihre Geduld, die im Laufe dieser Arbeit immer wieder auf die Probe gestellt wurde, und ihren assistierenden Einsatz im Gelände.

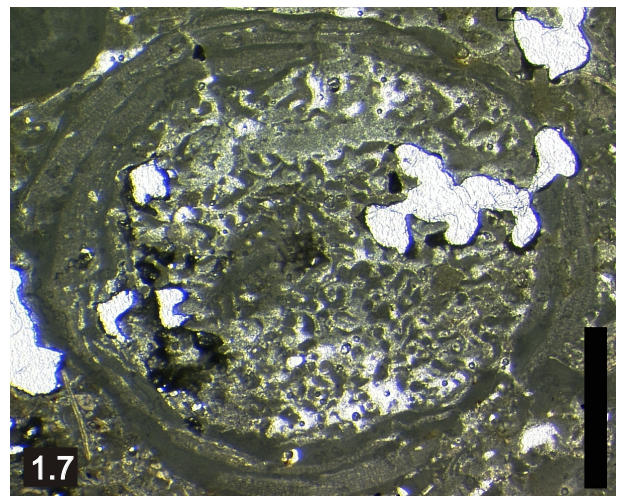
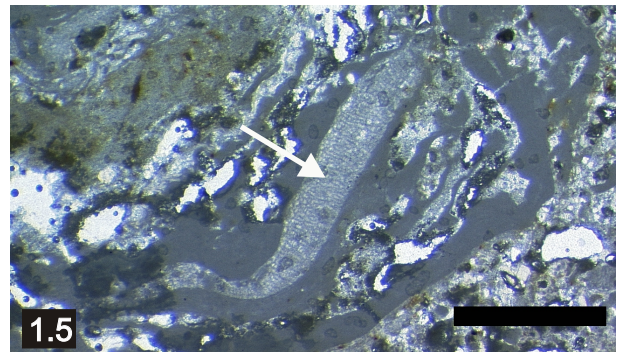
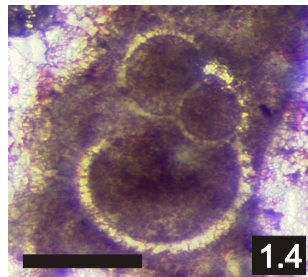
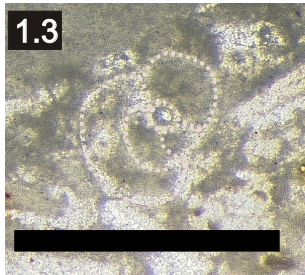
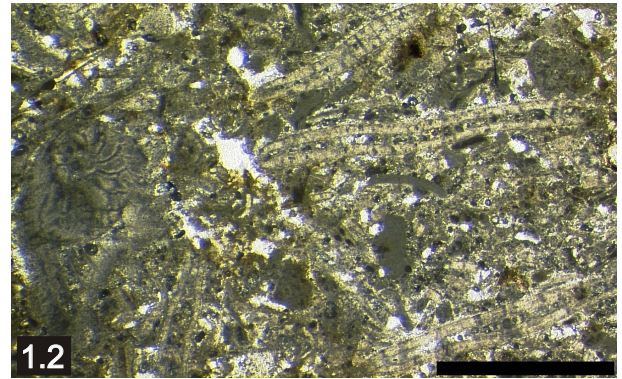
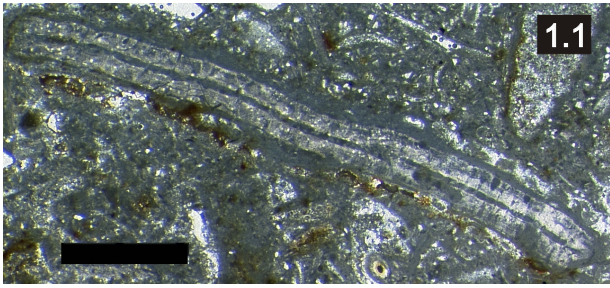
Finanzielle Unterstützung erfuhr ich durch die DFG (Projekt BR 1156-1).

Tafeln

Tafel 1

- 1.1: Longitudinalschnitt durch eine rotaliide Großforaminifere (cf. *Heterostegina*); Probe MW 4, Maßstab 2 mm.
- 1.2: Großforaminiferen-Grain-Rudstone; Probe LDL 16, Maßstab 2 mm.
- 1.3 Foraminifere (Miliolidae?); Probe ASO 24, Maßstab 0,5 mm.
- 1.4: Planktonische Foraminifere (cf. *Globigerina*); Probe ASO 24, Maßstab 0,2 mm.
- 1.5: Inkrustierende Foraminifere (cf. *Acervulina*) in Wechsellagerung mit inkrustierenden Rotalgen; Probe LDL 15, Maßstab 2 mm.
- 1.6: Geländephoto einer inkrustierenden *Tarbellastrea*-Kolonie. Als Substrat dient ein Lithoklast; Profil PAW, Photokappe ca. 5 cm.
- 1.7: Ein abgerolltes Fragment der Koralle *Porites*, welches als Nukleus für die Umkrustung durch Rotalgen dient; Probe LDL 31, Maßstab 2mm.
- 1.8: Detail einer Kolonie der Bryozoe *Celleporaria palmata*. Die Löcher (Pfeile) werden als Spuren der Koralle *Culicia parasitica* gedeutet, die häufig in Symbiose mit der Bryozoe auftritt; Leithorizont IV der Lokalität MW, Maßstab 2mm.
- 1.9: Bryozoendickicht der Bryozoe *Celleporaria palmata* mit den charakteristischen Löchern der Koralle *Culicia parasitica*, Leithorizont IV der Lokalität MW, Maßstab 5 cm.

Tafel 1



Tafel 2

2.1: Dünnschliffphoto einer kalzitischen Bivalve (Pectinide). Man erkennt den mehrteiligen Aufbau der Schale; Probe MW 4, Maßstab 0,5 cm.

2.2: Geländephoto mehrerer Pectiniden in siliziklastischer Matrix; , Leithorizont IV der Lokalität MW, Maßstab 5cm.

2.3: Detailaufnahme eines Bivalvenschills. Dabei handelt es sich um ein condensed shell bed (Erläuterung siehe Text), die Schalen liegen in unterschiedlichen Erhaltungsstadien vor; Leithorizont I der Lokalität VDC, Maßstab 10 cm.

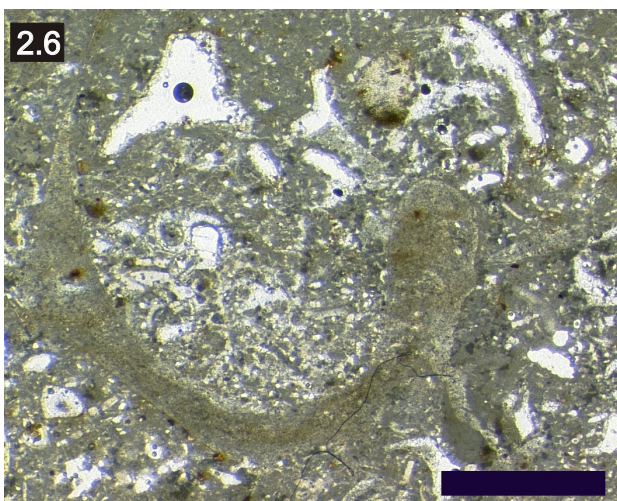
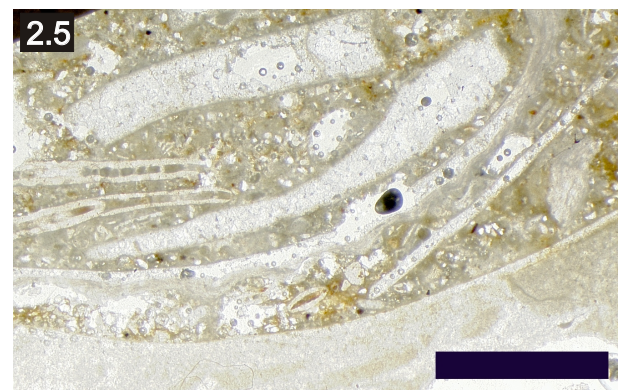
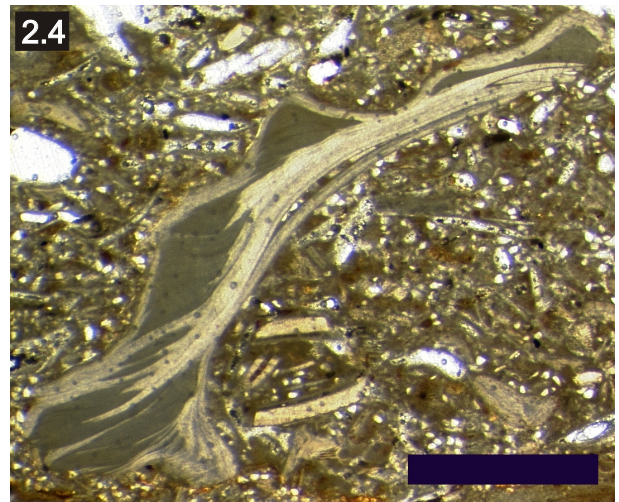
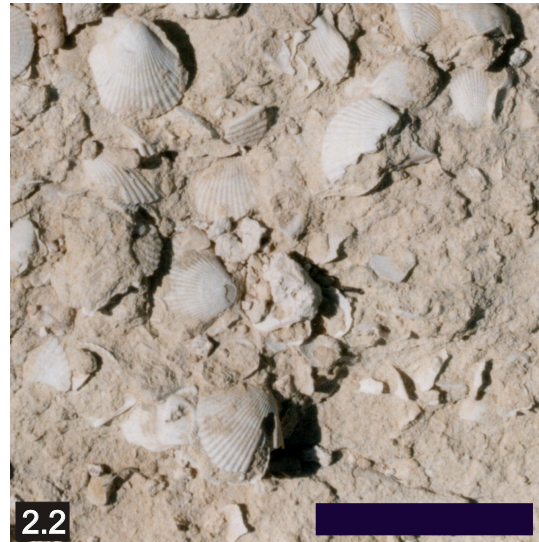
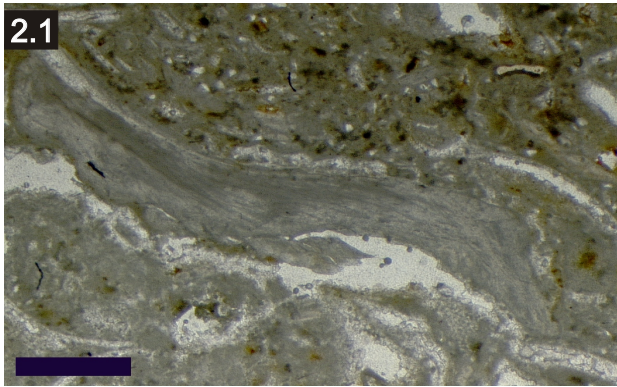
2.4: Schnitt durch eine Austernschale. Deutlich sichtbar sind die für Austernschalen charakteristischen Lagen aus hellem und dunklem Material; Maßstab 3 mm.

2.5: Molds gelöster, aragonitschaliger Bivalven als Rindenkörner überliefert, dazwischen sind zwei Schnitte durch rotaliide Großforaminiferen sichtbar. Die Molds sind mit sparitischem Zement verfüllt; Probe PDA 1, Maßstab 2 mm.

2.6: Mold eines aragonitschaligen Mollusken. Der Hohlraum wurde mit mehreren Generationen eines grauen Mikrosparitzements verfüllt, während andere Molds noch Reste von sparitischem Blockzement zeigen (oben im Bild); Probe LDL 18, Maßstab 2 mm.

2.7: Geländephoto eines Bohrmuschelgangs. Diese segmentierten, mit dünnen Kalkmänteln stabilisierten Röhren treten in Horizonten auf, die als Hartgründe gedeutet werden. Im vorliegenden Fall handelt es sich um Leithorizont I der Lokalität VDC. Die gleichen Röhren können jedoch auch am Kontakt der LPF mit dem kretazischen Basement beobachtet werden, wo deutlich wird, daß es sich um bohrenden Bivalven handelt. In der Lokalität Arrifao konnte ein Handstück mit der Bivalve am Ende der Röhre geborgen werden; Leithorizont I der Lokalität VDC, Maßstab 5 cm.

Tafel 2



Tafel 3

3.1: Mold einer turmförmigen Gastropode. Die aragonitische Schale wurde gelöst und durch sparitischen Zement ersetzt. Maßstab 0,5 cm.

3.2: Aggregat aus vermetiden Gastropoden der Gattung *Petaloconchus*. Diese Vermetiden sind ein Indikator für bewegtes Flachwasser (mündl. Mitt. H. Zibrowius); Probe CAN 10, Maßstab 0,2 cm.

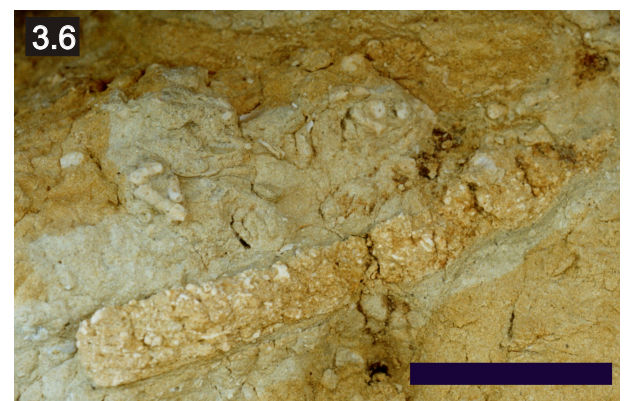
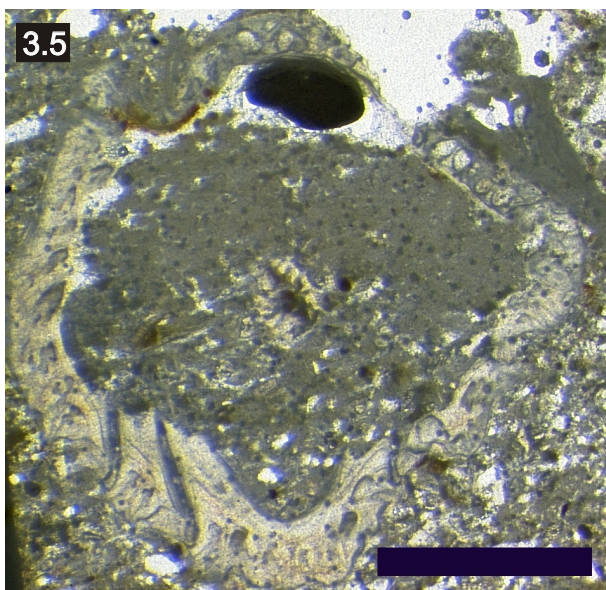
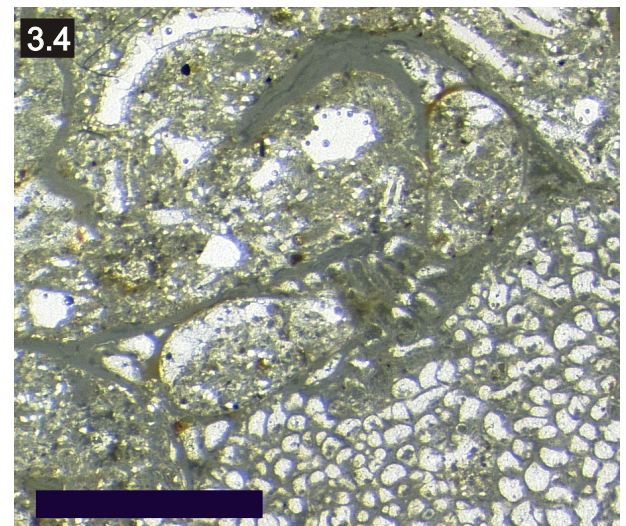
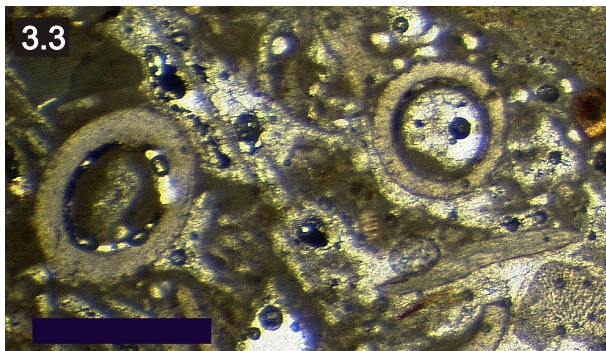
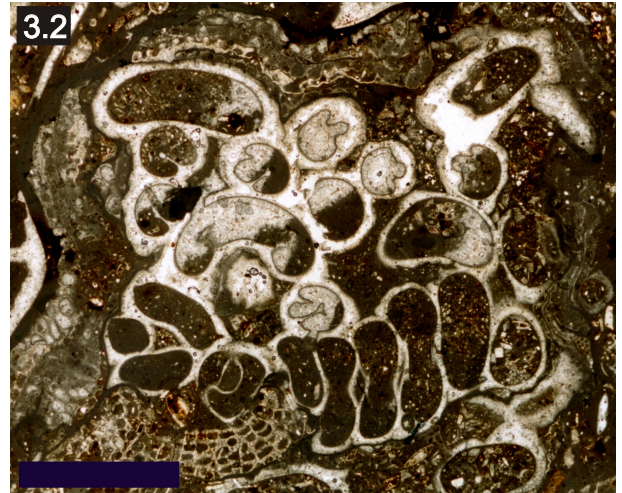
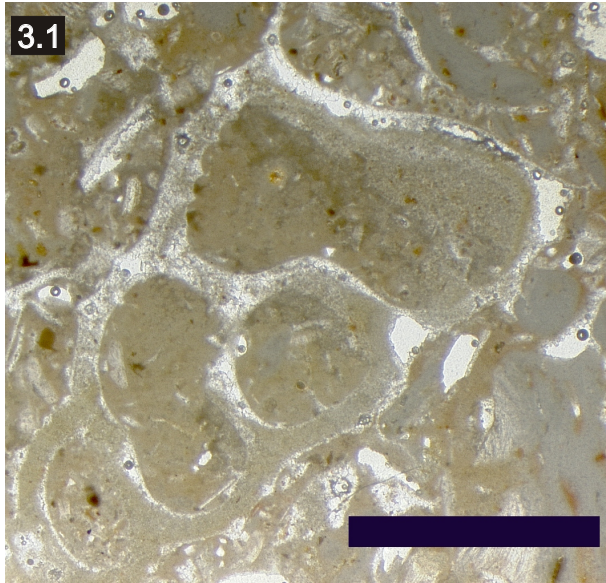
3.3: Einzelröhren von Serpuliden sind häufige Durchläuferformen in den meisten Proben der LPF; Maßstab 1mm.

3.4: Aggregat aus inkrustierenden Serpeln. Diese Form der Serpuliden ist weitaus seltener als die Einzelröhren. Das Aggregat sitzt auf einer celleporiformen Bryozoe auf; Maßstab 2 mm.

3.5: Schnitt durch ein Balanidengehäuse; Maßstab 0,5 cm.

3.6: Grabspuren von dekapoden Krebsen. Die Gänge sind mit Rotalgendebris aus der überlagernden Schicht verfüllt; Leithorizont IV der Lokalität MW, Maßstab 10 cm.

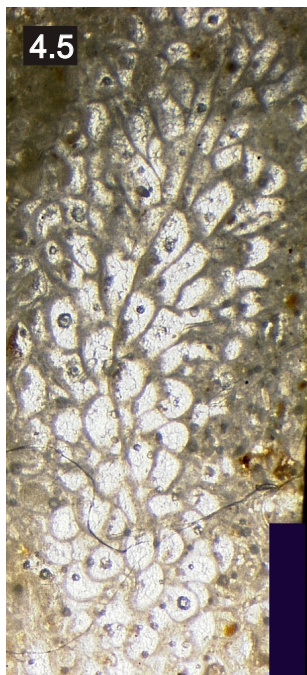
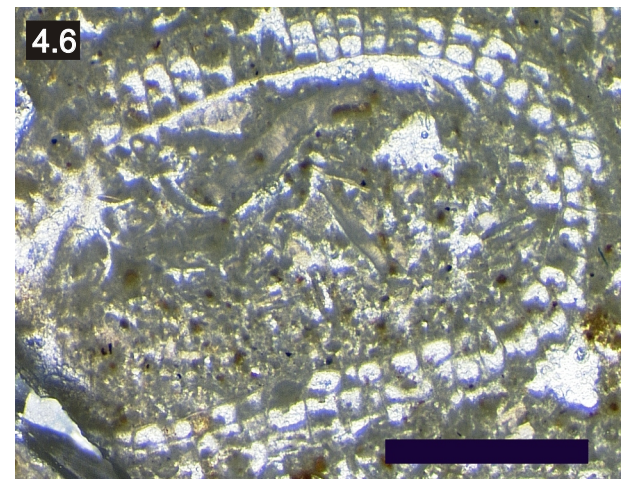
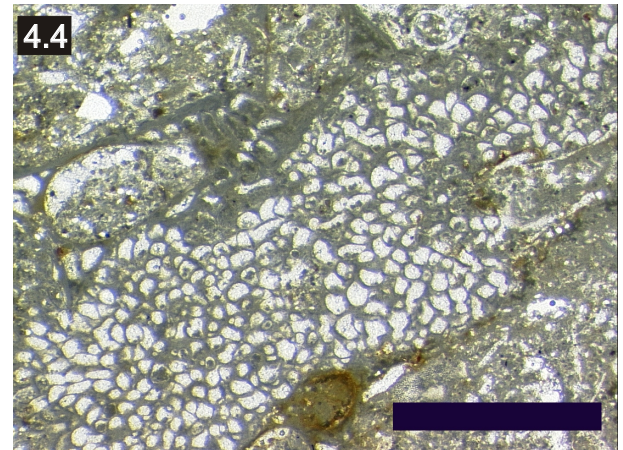
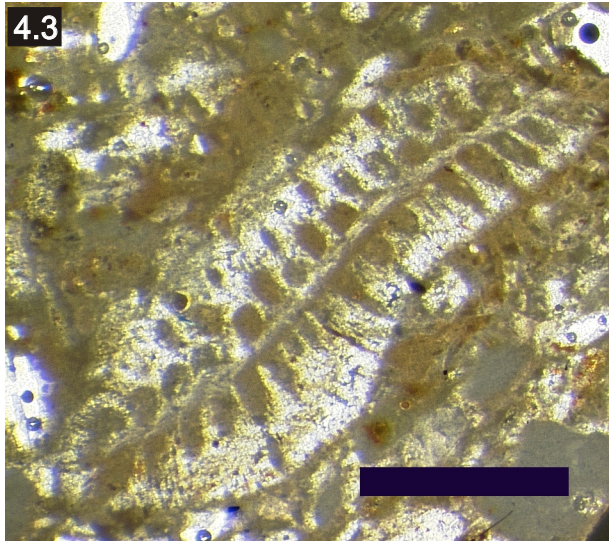
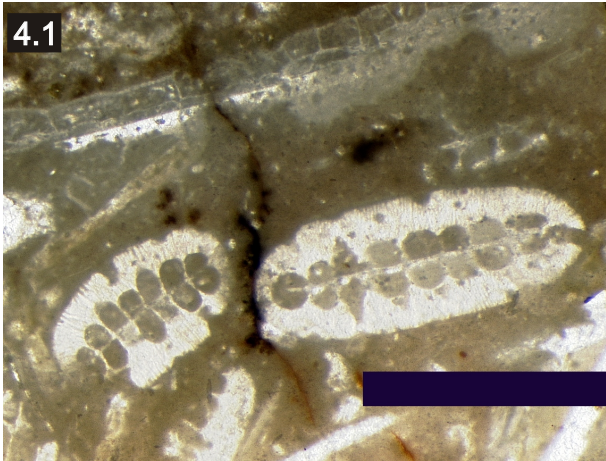
Tafel 3



Tafel 4

- 4.1: Schnitt durch eine Bryozoe mit foliater Wuchsform; Probe CAN 1, Maßstab 5 mm.
- 4.2: Geländephoto von Bryozoen mit foliater Wuchsform; Lokalität Benagil; Maßstab 2 cm.
- 4.3: Schnitt durch eine adeoniforme Bryozoe. Die primär aragonitische Substanz wurde gelöst und durch sparitischen Zement ersetzt; Probe LDL 18 a, Maßstab 2 mm.
- 4.4: Schnitt durch eine celleporiforme Bryozoe mit der Wuchsform ENml. Es sitzt ein Serpulidenaggregat auf; Probe LDL 10 (Leithorizont II), Maßstab 0,5 cm.
- 4.5: Bioimmurationsgefüge in celleporiformer Bryozoe. Die mediane Linie innerhalb der Bryozoenkolonie deutet auf die Umkrustung eines flachblättrigen Wirtes, z.B. Seegras, hin; Probe LDL 19, Maßstab 2 mm.
- 4.6: Bryozoe (cf. *Calpensia*) mit zentralem Hohlraum, der ein Bioimmurationsgefüge um einen zylindrischen Wirt darstellt (z.B. Schwämme, Gorgonien, Wurzelbereich von Makrophyten). Diese Wuchsform tritt teilweise gesteinsdominierend auf (z.B. Leithorizont II); Probe LDL 9, Maßstab 2 mm.
- 4.7: Geländeaufnahme von Bryozoen in verzweigt ästiger Wuchsform mit zentralem Hohlraum; Leithorizont II der Lokalität Benagil, Maßstab 2 cm.
- 4.8: Rezente Bryozoen der Wuchsform ENml als epiphytischer Bewuchs von Meerespflanzen. Umkrustungen von Kelp, Seegräsern und Algen durch Bryozoen und Rotalgen findet man in grossen Mengen nach Stürmen an den Stränden der Algarve. Dabei handelt es sich um einen schönen Rezentbeleg der zuvor beschriebenen Bioimmurationen; Rezentaufsammlung am Praia do Marinha, Maßstab 1 cm.

Tafel 4



Tafel 5

5.1: *Clypeaster* sind häufige Bestandteile der Seeigelfauna der LPF. Die Formen variieren in ihrer Gestalt. Das abgebildete Exemplar gehört einer ausgesprochen flachdomigen Form; Lokalität PSR, Maßstab 2 cm.

5.2: Kleiner regulärer Seeigel. Reguläre Seeigel sind weitaus seltener als irreguläre Formen, was allerdings auch ein Aspekt der Taphonomie sein kann. Irreguläre Seeigel sind im Gegensatz zu den regulären Formen infaunale Sedimentfresser, weshalb ihr Überlieferungspotential weit höher ist als das der regulären Seeigel, welche an der Oberfläche leben und nach dem Tode der zerstörerischen Gewalt der Wasserenergie ausgesetzt sind; Aufsammlung an der Lokalität PDM, Maßstab 0,5 cm.

5.3: Irregulärer Seeigel (*Schizaster* sp.). Irreguläre Seeigel kommen besonders in den sandig dominierten Schichten der LPF vor. Das vorliegende Exemplar ist ungewöhnlich groß. Die durchschnittliche Größe irregulärer Seeigel in der LPF liegt bei einem Zentimeter; Leithorizont III der Lokalität Benagil, Maßstab 2 cm.

5.4: Dünnschliffaufnahme eines Echinodermenrestes. Die feinmaschige Struktur entsteht durch die einkristalline Beschaffenheit der das Echinodermenskelett aufbauenden Kalzitplatten; Maßstab 1 mm.

5.5: Typische Stopfgänge (meniscus backfill pattern) infaunaler Seeigel. Diese Spuren sind neben *Thalassinoides* (Grabgänge dekapoder Krebse) und den Spuren grabender Bivalven die häufigsten bioturbaten Gefüge in der LPF; Lokalität Santa Eulalia, Bleistift ca. 10 cm.

5.6: Echinodermenrest indet., unterschiedlich geformte, einkristalline Skelettelemente aus Kalzit kommen immer wieder in der LPF vor. Sie können nicht eindeutig einem Organismus zugeordnet werden. Es könnte sich um Elemente von Seelilien oder Seesternen handeln; Lokalität LDL, Maßstab 0,3 cm.

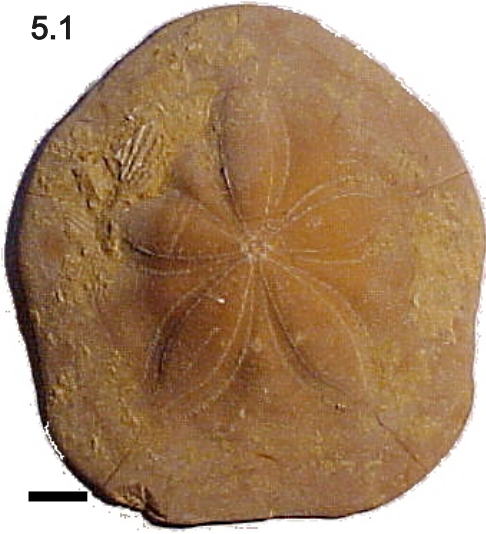
5.7: Geländeaufnahme eines Rhodolith-Rudstones. Als Rhodolith bezeichnet man konzentrische Umkrustungen von Rotalgen um einen Nukleus. Diese Rhodolithe können gesteinsbildend auftreten. Ein sehr mächtiges Rhodolithpaket liegt über dem Leithorizont IV; Lokalität MW, Maßstab 2 cm.

5.8: Rotalgen treten nicht nur konzentrisch umkrustend auf, sondern können auch fingerförmig wachsen (Maerl-Fazies). Im unteren Teil des Rotalgenaggregats sieht man alternierende Laminae aus Rotalgen und Bryozoen; Probe LDL 31, Maßstab 2 mm.

5.9: Detail eines Rhodolithen, zwischen den Rotalgenlaminae sind inkrustierende Forams und Bryozoen eingeschaltet. Im rechten oberen Bildabschnitt sieht man eine rotaliide Großforaminifere, rechts darunter ist ein Querschnitt eines Seeigelstachels zu erkennen; MW 6, Maßstab 2 mm.

Tafel 5

5.1



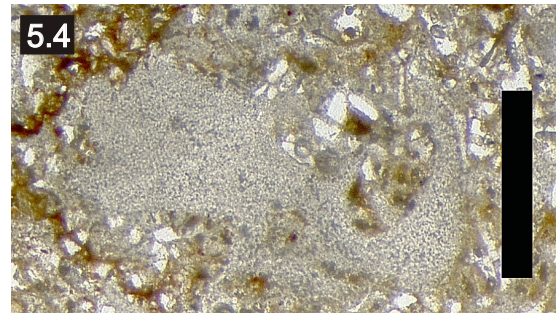
5.2



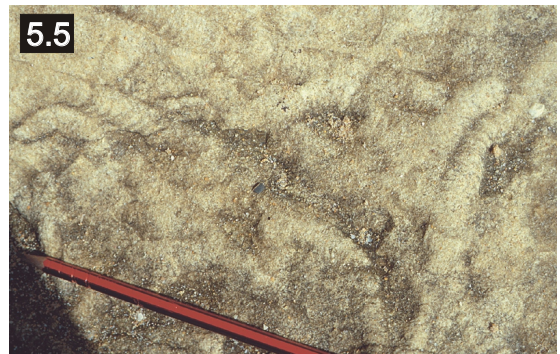
5.3



5.4



5.5



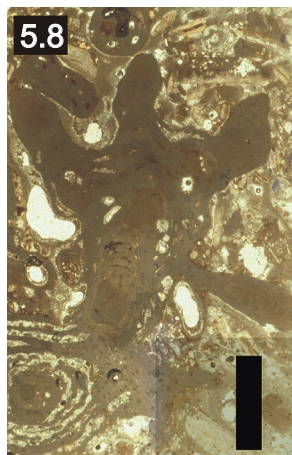
5.6



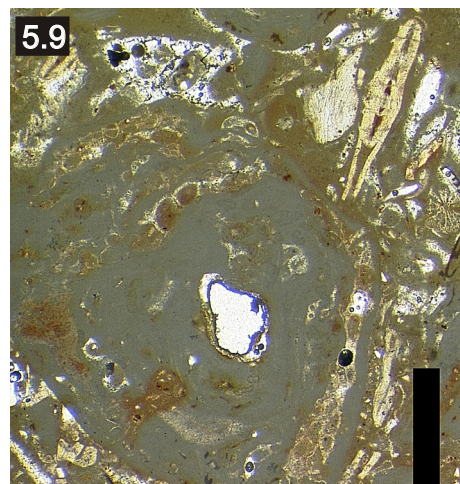
5.7



5.8



5.9



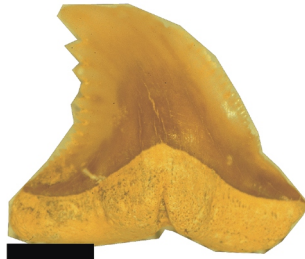
Tafel 6

- 6.1: Zahn des Haies *Carcharias sp.*; Lesefund Lokalität PSR, Maßstab 0,5 cm.
- 6.2: Zahn des Haies *Galeocerdo sp.*; Lesefund Lokalität PDM, Maßstab 0,5 cm.
- 6.3: Konische Form eines Zahnes der Zahnbrasse *Sparus sp.*; Lesefund Lokalität PSR; Maßstab 1 mm.
- 6.4: Flache Form eines Zahnes der Zahnbrasse *Sparus sp.*; Lesefund Lokalität PSR; Maßstab 1 mm.
- 6.5: Feinkörnige Sedimentpartikel > 1mm wurden in der vorliegenden Untersuchung ungeachtet ihres lithologischen Charakters als Matrix bezeichnet. Häufig besitzt die Matrix einen erhöhten Anteil an Siliziklastika. Es sind jedoch auch Mikrobioklasten und mikritische Anteile darin enthalten; Maßstab 2 mm.
- 6.6: Bioklastdominiertes Gestein (skeletal Grainstone). Der hohe Grad der Zerstörung skelettaler Elemente deutet auf erhöhte hydroenergetische Bedingungen hin; Maßstab 2 mm.
- 6.7: Gastropodenmold mit Geopetalgefüge, während der untere Teil des Innenraums der Gastropode mit Matrix aufgefüllt ist, wird der obere Teil mit Pelsparitzementen verfüllt; Probe LDL 18, Maßstab 2 mm.
- 6.8: Rotalgen-Bioklast-Rudstone, die Matrix zwischen den Komponenten ist ausgewaschen und durch Sparit- und Mikrosparitzemente verschiedener Generationen ersetzt; Probe LDL 31; Maßstab 2 mm.
- 6.9: Geopetalgefüge in Serpulidröhren (?), interessant ist die Verschiedenheit der Füllungen. Teilweise handelt es sich um grobes Matrixmaterial, teilweise um mikritische Matrix. Der offene Teil war von sparitischen Blockzement verfüllt; Maßstab 1,5 mm.
- 6.10: Verschiedene Zementgenerationen: Saumzement um Komponenten, Mikrosparit- Mikrit durch diagenetische Umkristallisation; Bildbreite 5mm.
- 6.11: Molddominierter Rudstone mit vielen Rindenkörnern und teilweise offener Porosität (moldic porosity); Bildbreite 5 mm.
- 6.12: Moldfill aus grauem Mikrosparit. Man kann deutlich mehrere Phasen der Mikritbildung erkennen. Wie diese Art von Zement diagenetisch zu deuten ist, ist nicht klar; Maßstab 1 mm.
- 6.13: Rindenkörner mit verschiedenen Zementgenerationen und Sediment nach Hundezahnzement; Bildbreite 5 mm.

Tafel 6



6.1



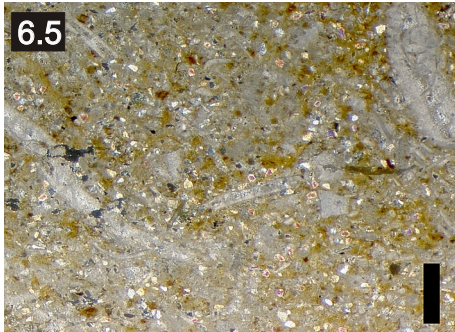
6.2



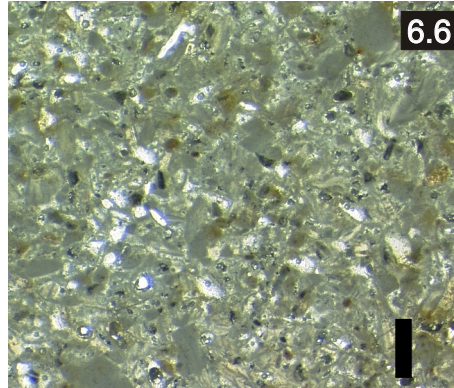
6.3



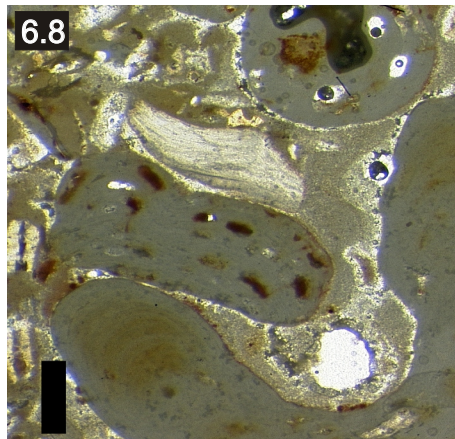
6.4



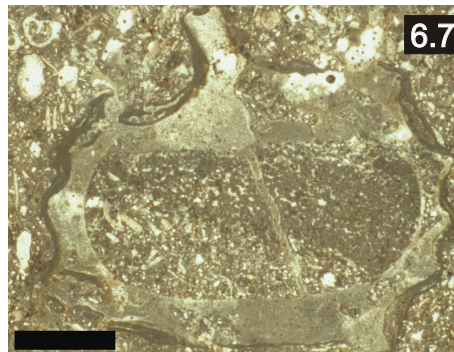
6.5



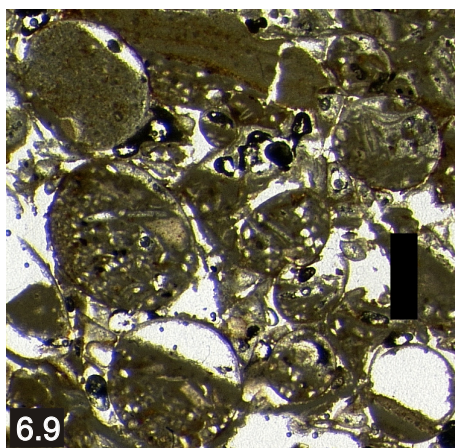
6.6



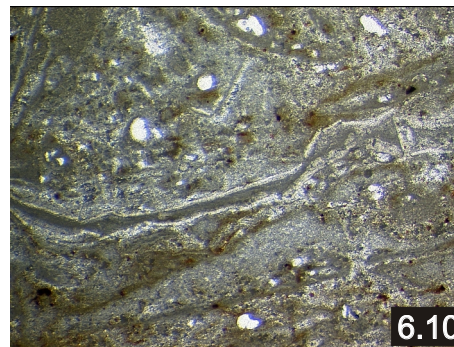
6.8



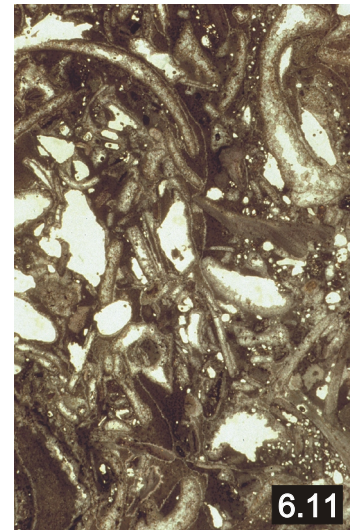
6.7



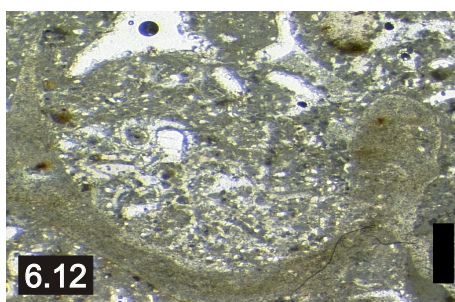
6.9



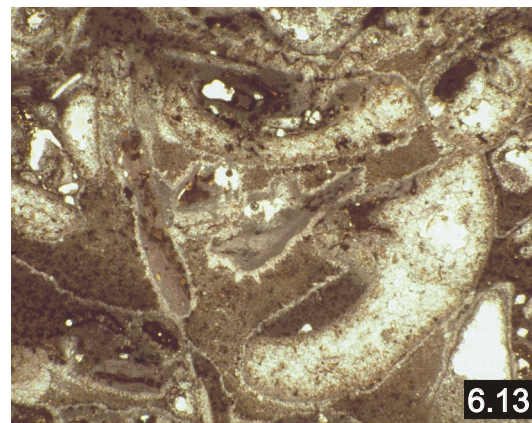
6.10



6.11



6.12



6.13

Tafel 7

7.1: Sanddike, Bewegungen des Albufeira Salzdomes führten zur Bildung von Entlastungsspalten und dem Ineinanderfließen von noch nicht verfestigten Sedimentpaketen; Profil ALB, der Rucksack dient als Maßstab.

7.2: Detail aus 7.1, zeigt den scharfen Kontakt der beiden Sedimentkörper; Profil ALB, Hammer dient als Maßstab.

7.3: Boudinierter Sandstein, ebenfalls auf Belastungen durch die Bewegung des Salzdomes zurückzuführen. Durch Druckbelastung auf einen wassergesättigten Sandsteinhorizont kommt es zur unregelmäßig welligen Ausbildung der Ober- und Untergrenze dieses Horizontes; Profil ALB, Maßstab 1 m.

7.4: Kollapsbrekzie, beim Kollaps des Albufeira Salzdomes kam es zur Brekziierung von kretazischen und neogenen Sedimentgesteinen an der Ostflanke des Diapirs; Weg zwischen Praia Baleeira und Albufeira, Bildbreite 1,5 m.

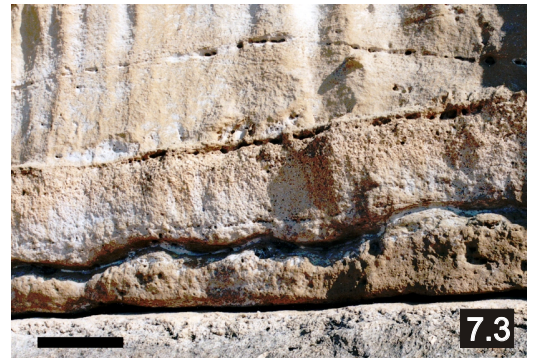
7.5: Geslumppte Sandsteine, wahrscheinlich laminated Sands (Serravallium), die von der Ostflanke des Salzdomes bei dessen Bewegung abrutschten. Die Slumpmassen liegen stratigraphisch auf einem zu tiefen Niveau, in der unmittelbaren Umgebung sind LPF Schichten aufgeschlossen; Strand von Albufeira, Bildhöhe 2,5 m.

7.6: Saigere Schichtköpfe des kretazischen Basements, Blick vom Top des Profils ARI in Richtung der Lokalität Arrifao, dem Rand des Salzdomes von Albufeira.

7.8: Austernschille in der Lokalität Arrifao. Diese mächtigen Schille scheinen ein Relief und teilweise auch Spalten aufzufüllen. Dabei kann es sich um Entlastungsspalten im Zuge der Bewegungen des Salzdiapirs handeln; Prof. Pais dient als Maßstab.

7.9: Serravalle Sandsteine (laminated sands sensu Antunes & Pais, 1997) im Profil MIE. Während in den meisten Schichten der LPF keine Sedimentstrukturen zu erkennen sind, ist die Feinschichtung in den Sandsteinen der Einheit „laminated sands“ deutlich ausgeprägt. Der terrigene-fluviatile Einfluß wird durch den erhöhten Anteil von Quarzkieseln verdeutlicht; Höhe der Wand etwa 5 m.

Tafel 7



Anhang

A-1: Kap. 4 Quantitative Faziesanalyse (Auswertung der Dünnschliffe)

Siehe dazu Text Seite 79.

Tabellen zum Kolmogorov-Smirnov-Test. Prüfung der Variablen auf Normalverteilung. Dies ist wichtig, um das Verfahren für die hierarchische Clusteranalyse zu bestimmen.

A-2: Kap. 4 Quantitative Faziesanalyse (Auswertung der Dünnschliffe)

Siehe dazu Text Seite 79 - 81.

Korrelationstabelle nach Spearman (Korrelationskoeffizient R_s). Der Korrelationskoeffizient R_s nach Spearman wurde ausgewählt, da die Daten keine Normalverteilung aufweisen und somit der häufig verwendete Korrelationskoeffizient R nach Pearson nicht angewendet werden konnte.

Die Tabelle liegt hier im Anhang in Papierform von Seite 1-18 vor. In einer beiliegenden Daten-CD liegt die gleiche Tabelle als HTML-Datei vor und kann als Ganzes in jedem Browser geöffnet werden.

A-3: Kap. 4 Quantitative Faziesanalyse (Auswertung der Dünnschliffe)

Siehe dazu Text Seite 99.

Explorative Datenanalyse: Boxplot- oder Box-and-Whisker-Diagramme. Die Diagramme zeigen die Beziehungen zwischen den Biofaziestypen und den einzelnen Variablen. Diese Darstellung kann als Ergänzung zur Korrelationstabelle (A-2) angesehen werden.

A-4: Kap. 4 Quantitative Faziesanalyse (Auswertung der Dünnschliffe in Bezug zur Geländeaufnahme)

Siehe dazu Text Seite 99, bzw. 95 - 99.

Explorative Datenanalyse: Boxplot- oder Box-and-Whisker-Diagramme. Die Diagramme zeigen die Beziehungen zwischen der im Gelände ermittelten Lithologie (siehe auch Tab.4.4, S. 95) und den im Dünnschliff ermittelten Variablen. Diese Darstellung kann als Ergänzung zur Korrelationstabelle (A-2) und zur Kreuztabelle (Tab.4.5, S. 95) angesehen werden.

A-5: Kap. 4 Quantitative Faziesanalyse (Auswertung der Dünnschliffe)

Siehe dazu Text Seite 99 - 100, aber auch Kap.8, S.134 folg.

Wassertiefenindizes über Faunenvergesellschaftungen. Die Diagramme zeigen den Verlauf der beiden ermittelten Indizes über die vertikale Profilabfolge für die Profile CAN, ASO, LDL, PDM/MW, PAW und PSR. Der Bryozoen-Index kann als Proxy für tieferes Wasser angesehen werden, demgegenüber steht der Photo-Index als Proxy für flacheres Wasser. Somit kann über die Auswertung der Mikrofazies und der Biofaziestypen ein Ansatz für die sequenzstratigraphische Interpretation gefunden werden (siehe auch Kap.8, S. 134). Zusätzlich wurde eine Kurve für den Gehalt (Vol%) der Matrix eingefügt, um den Zusammenhang zwischen sandiger Lithologie in Tiefwasserfazies und karbonatischer Lithologie in Flachwasserfazies zu demonstrieren.

A- 6: Kap. 4 Quantitative Faziesanalyse (Auswertung der Geländestatistik)

Siehe dazu Text Seite 77.

Balkendiagramme der im Gelände gezählten Gesteinskomponenten > 1cm. Gezählt wurde im Point Counting Verfahren mit großmaschigem Zählnetz (10 x 10 cm Raster). Es wurden jeweils 100 Punkte gezählt.

Dargestellt werden die Diagramme für die Profile CAN, ASO, LDL, PAW und PSR.

A-7: Kap. 5 Gamma-ray-Spektrometrie

Siehe dazu Text Seite 101 - 107.

Die Verhältnisse von Th/U und Th/K beinhalten Hinweise auf die klimatische Entwicklung während der Ablagerung der Sedimente. Leider sind die Werte nicht eindeutig interpretierbar. Dennoch sind hier die Verhältnisse von Th/U und Th/K für die Profile CAN, ASO, LDL, PDM/MW, PDC, PDG und PSR dargestellt.

A-1

Deskriptive Statistiken

	N	Mittelwert	Standardabweichung	Minimum	Maximum	Perzentile		
						25.	50. (Median)	75.
ADEONIF	188	,8704	2,0924	,00	16,53	,0000	,0000	,9919
AUSTER	188	1,1606	2,2029	,00	10,56	,0000	,0000	1,2273
BALA	188	,4972	1,5074	,00	11,53	,0000	,0000	,0000
BIOKLAST	188	9,5665	4,4937	1,00	25,67	6,4111	9,3146	12,1988
BRYOALLG	188	,3680	,7550	,00	4,33	,0000	,0000	,3344
CCMOL	188	3,3746	2,7741	,00	16,00	1,3333	2,6756	4,6667
CELLEPOR	188	3,8722	5,4335	,00	26,25	,0000	1,4967	6,3333
ECHI	188	2,9228	2,4673	,00	18,52	1,3333	2,3333	3,6667
EXTRAKL	188	9,309E-02	,7017	,00	8,67	,0000	,0000	,0000
FENESTR	188	,1858	,7358	,00	6,02	,0000	,0000	,0000
FOLIATE	188	1,0727	2,9646	,00	32,00	,0000	,0000	1,2284
FORAM1	188	2,9888	3,9693	,00	30,10	,6645	1,6667	3,9434
FORAM10	188	9,477E-02	,3579	,00	2,90	,0000	,0000	,0000
FORAM2	188	,2812	,5526	,00	2,99	,0000	,0000	,3333
FORAM3	188	,2284	,6907	,00	4,67	,0000	,0000	,0000
FORAM4	188	2,256E-02	,1024	,00	1,00	,0000	,0000	,0000
FORAM7	188	1,337E-02	7,724E-02	,00	,67	,0000	,0000	,0000
GASTROP	188	2,9100	3,1849	,00	18,27	,3339	1,6695	4,6745
GLOBIG	188	,2175	,6218	,00	5,90	,0000	,0000	,0000
GROFOIND	188	7,388E-02	,3260	,00	4,01	,0000	,0000	,0000
INTRAKLA	188	,1359	1,2965	,00	17,39	,0000	,0000	,0000
KOLONIE	188	1,060E-02	,1454	,00	1,99	,0000	,0000	,0000
LENTI	188	1,599E-02	9,323E-02	,00	,67	,0000	,0000	,0000
LOCHBRYO	188	1,2955	3,7353	,00	27,34	,0000	,0000	,0000
MATRIX	188	42,6359	15,0311	,00	82,72	32,3604	42,6078	53,0304
MOLD	188	7,3416	6,4414	,00	32,11	2,0000	6,2175	10,4462
MULTIAST	188	,2347	1,1116	,00	9,35	,0000	,0000	,0000
RHODOLIT	188	4,3042	8,8234	,00	59,60	,0000	,0000	3,0075
RODOAST	188	1,1910	2,7319	,00	21,00	,0000	,0000	,9902
PECTEN	188	2,4372	4,1008	,00	20,33	,0000	,0000	3,2379
SERPEL	188	1,5166	1,8460	,00	11,00	,3314	,9983	2,0375
SOLKORR	188	8,639E-02	,6732	,00	8,08	,0000	,0000	,0000
TEXTUL	188	8,839E-02	,1865	,00	,99	,0000	,0000	,0000
VERMETID	188	4,154E-02	,3931	,00	5,02	,0000	,0000	,0000
ZEMENT	188	7,6282	8,8384	,00	48,16	1,0008	4,9834	11,2592

Kolmogorov-Smirnov-Anpassungstest											
N	188	ADONIE	ALUSTER	BALA	RICKLAST	BRVDAIT.G	CCMOI	CELLEBOR	FEHL		
Parameter der Normalverteilung _{a, b}	Mittelwert Standardabweichung	.8704 2,0924	1,1606 2,2029	.4972 1,5074	9,5665 4,4937	.3680 7,550	3,3746 2,7741	3,8722 5,4335	2,9228 2,4673		
Extremste Differenzen	Absolut Positiv Negativ	.379 .379 -339	.339 .339 -299	.411 .411 -371	.048 .048 -028	.389 .389 -313	.116 .116 -112	.238 .200 -238	.157 .200 -118		
Kolmogorov-Smirnov-Z		5,202	4,650	5,637	.662	5,335	1,589	3,264	2,152		
Asymptotische Signifikanz (2-seitig)		.000	.000	.000	.773	.000	.013	.000	.000		

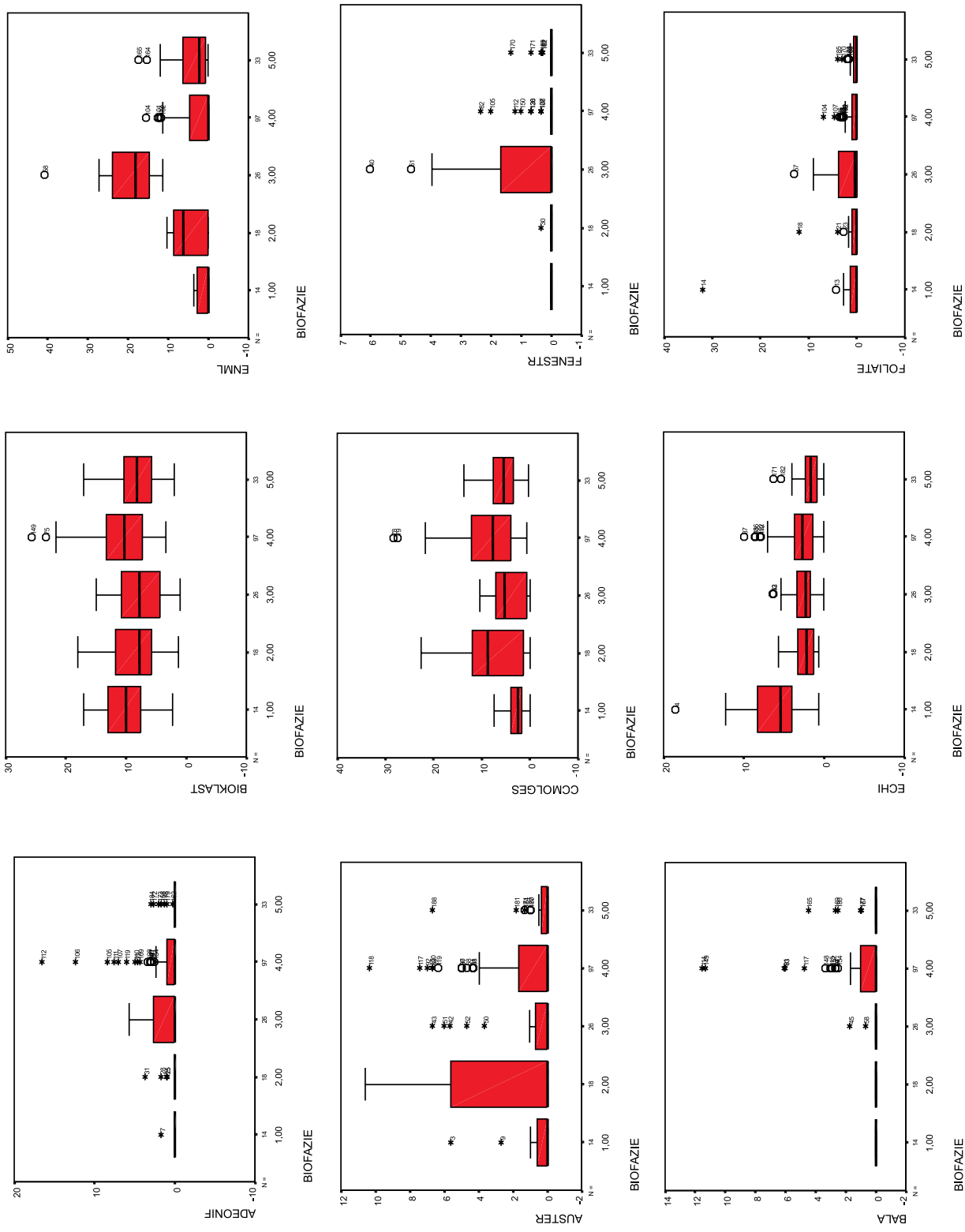
N	188	EXTRAKT	FENESTR	FOLIATE	FORAM1	FORAM10	FORAM2	FORAM3	FORAM4		
Parameter der Normalverteilung _{a, b}	Mittelwert Standardabweichung	9,309E-02 .7017	188 .1858 .7358	188 1,0727 2,9646	188 2,9888 3,9693	188 9,477E-02 .3579	188 .2812 .5526	188 .2284 .6907	188 2,256E-02 .1024		
Extremste Differenzen	Absolut Positiv Negativ	.516 .516 -447	.488 .488 -400	.359 .285 -359	.226 .202 -226	.487 .487 -396	.381 .381 -305	.454 .454 -370	.529 .529 -413		
Kolmogorov-Smirnov-Z		7,069	6,691	4,919	3,095	6,683	5,220	6,226	7,249		
Asymptotische Signifikanz (2-seitig)		.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000		

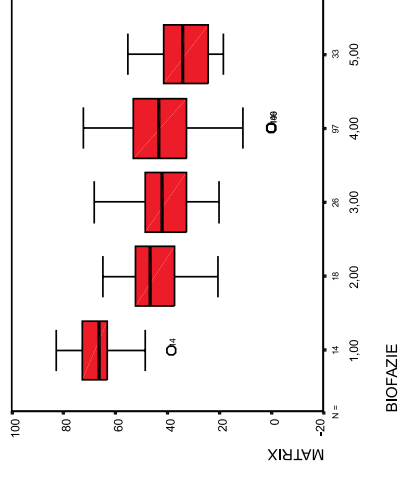
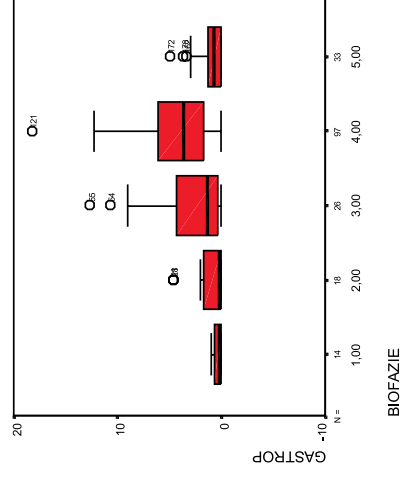
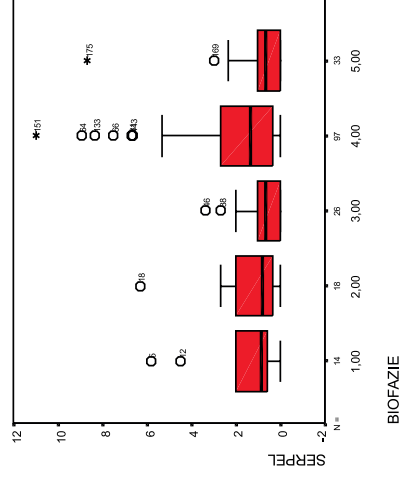
N	188	FORAM7	GASTROP	GLOBIG	GROFOIND	INTRAKLA	KOLONIE	LENTI	LOCHBRYO		
Parameter der Normalverteilung _{a, b}	Mittelwert Standardabweichung	1,337E-02 7,724E-02	188 2,9100 3,1849	188 .2175 .6218	188 7,388E-02 .3260	188 .1759 1,2965	188 1,060E-02 .1454	188 1,599E-02 9,323E-02	188 1,2955 3,7353		
Extremste Differenzen	Absolut Positiv Negativ	.537 .537 -431	.180 .159 -180	.408 .408 -363	.457 .457 -410	.505 .505 -458	.524 .524 -471	.536 .536 -432	.481 .481 -364		
Kolmogorov-Smirnov-Z		7,360	2,474	5,594	6,261	6,918	7,181	7,351	6,600		
Asymptotische Signifikanz (2-seitig)		.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000		

N	188	MATRIX	MOLD	MULTIAST	RHODOLIT	RODOAST	PECTEN	SERPEI	SOLKORB		
Parameter der Normalverteilung _{a, b}	Mittelwert Standardabweichung	42,6359 15,0311	188 7,3416 6,4414	188 .2347 1,1116	188 4,3042 8,8234	188 1,1910 2,7319	188 2,4372 4,1008	188 1,5166 1,8460	188 8,639E-02 .6732		
Extremste Differenzen	Absolut Positiv Negativ	.029 .020 -029	.127 .097 -127	.509 .509 -416	.352 .352 -313	.331 .331 -331	.276 .234 -276	.206 .187 -206	.519 .519 -449		
Kolmogorov-Smirnov-Z		.393	1,744	6,981	4,827	4,544	3,786	2,820	7,118		
Asymptotische Signifikanz (2-seitig)		.998	.005	.000	.000	.000	.000	.000	.000		

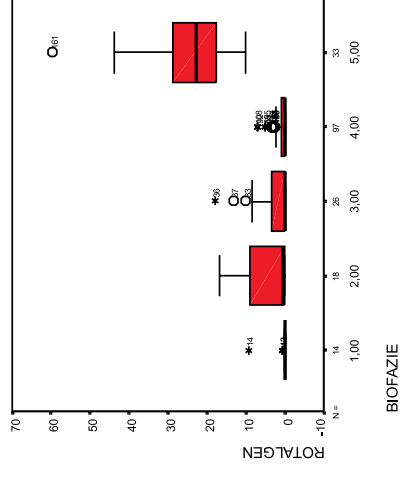
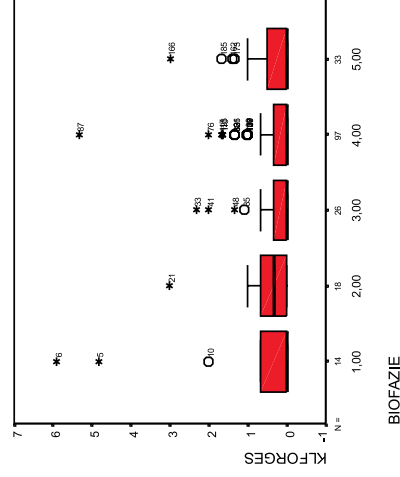
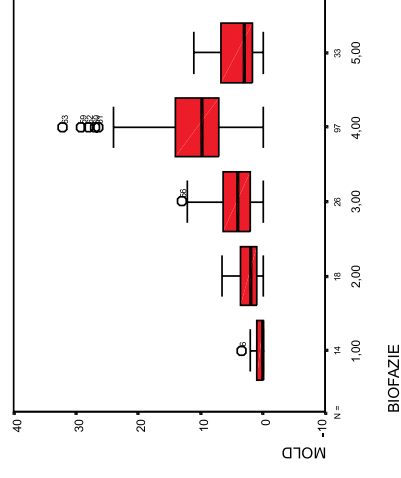
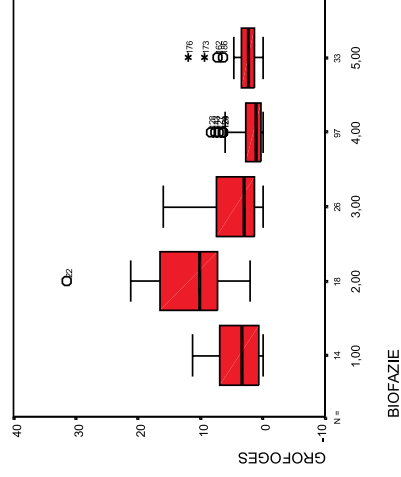
N	188	TEXTUII	VERMETID	ZEMENT							
Parameter der Normalverteilung _{a, b}	Mittelwert Standardabweichung	8,839E-02 .1865	188 4,154E-02 .3931	188 7,6282 8,8384							
Extremste Differenzen	Absolut Positiv Negativ	.469 .469 -318	.526 .526 -458	.194 .146 -194							
Kolmogorov-Smirnov-Z		6,437	7,214	2,661							
Asymptotische Signifikanz (2-seitig)		.000	.000	.000							

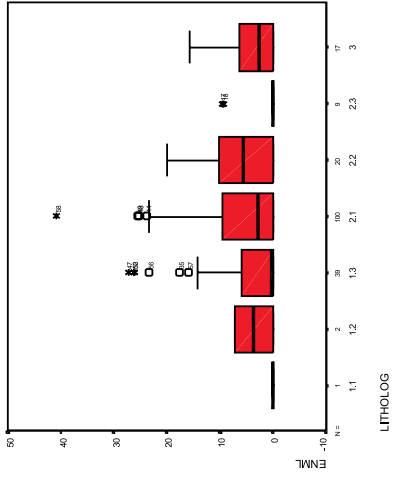
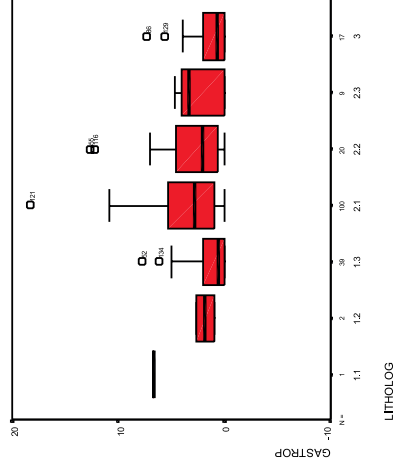
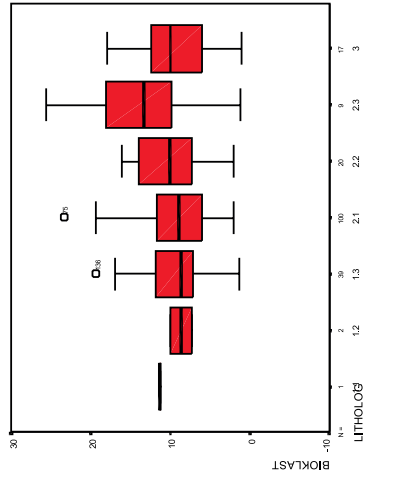
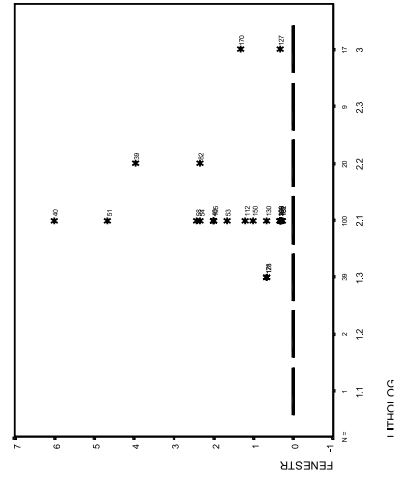
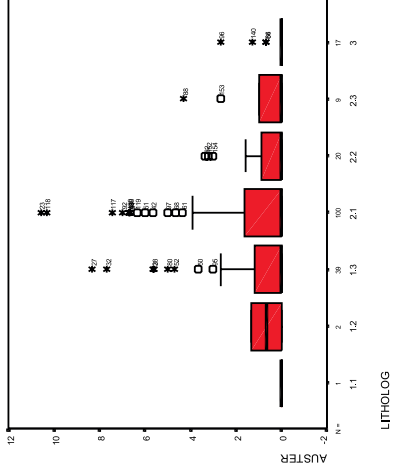
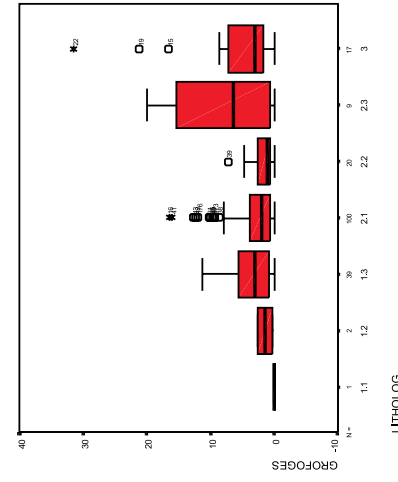
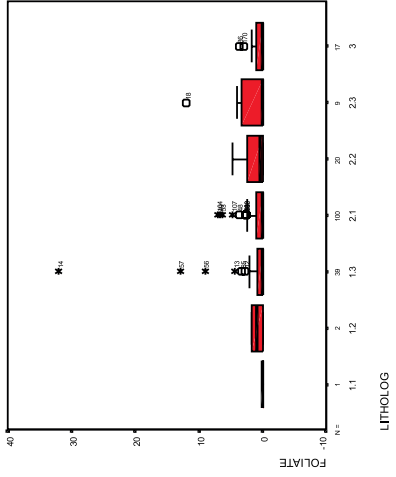
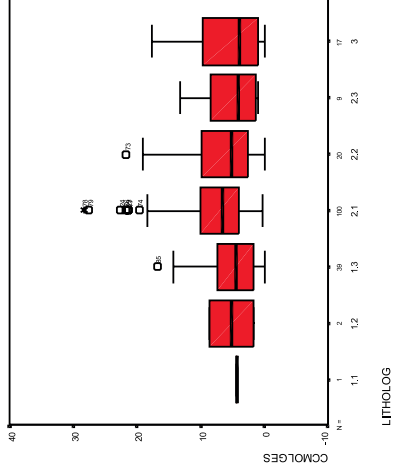
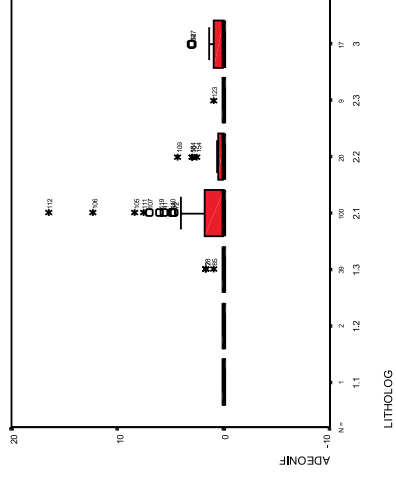
a. Die zu testende Verteilung ist eine Normalverteilung.
b. Aus den Daten berechnet.

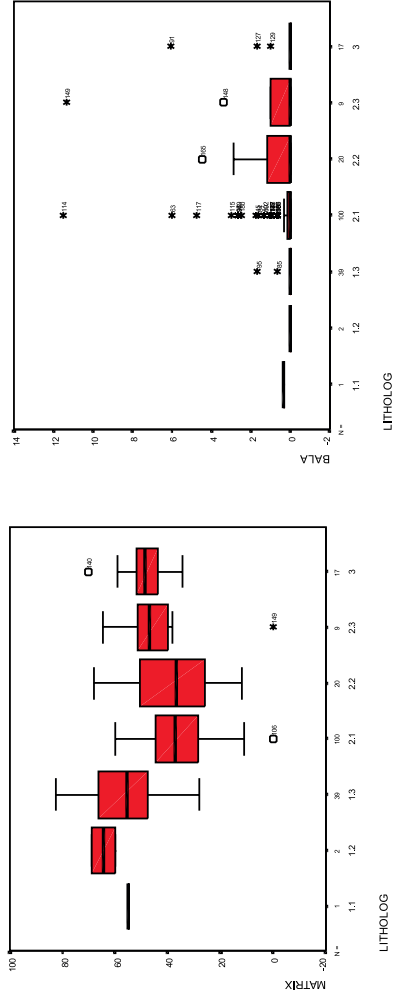
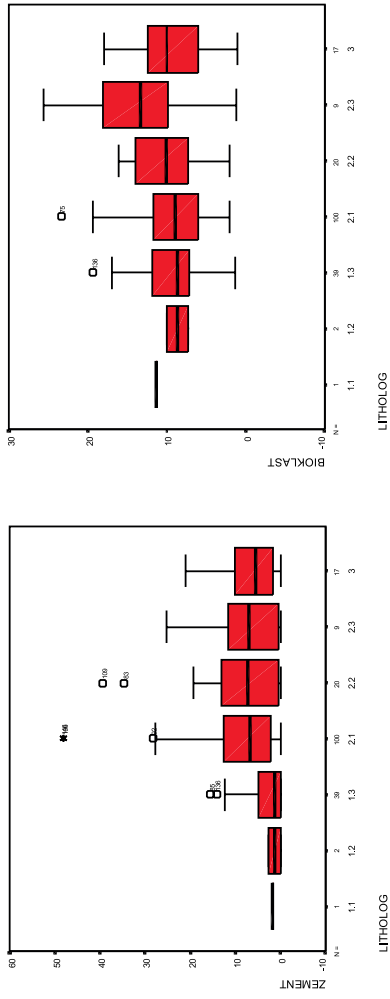
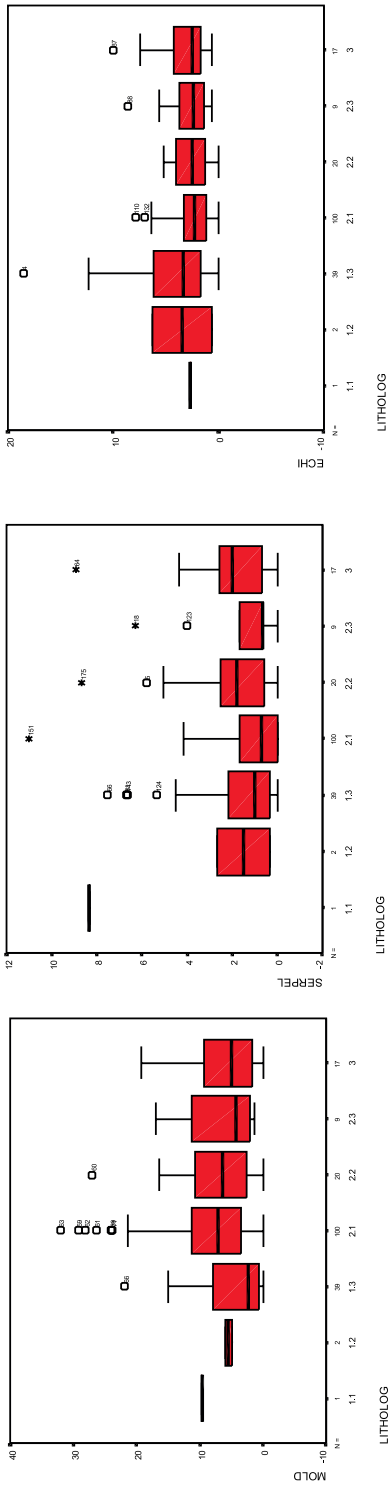




- ## Biofazies-Schlüssel
- 1 Echinodermen-Biofazies
 - 2 Großforaminiferen-Biofazies
 - 3 Enml-Biofazies
 - 4 Mollusken-Biofazies
 - 5 Rotalgen-Biofazies



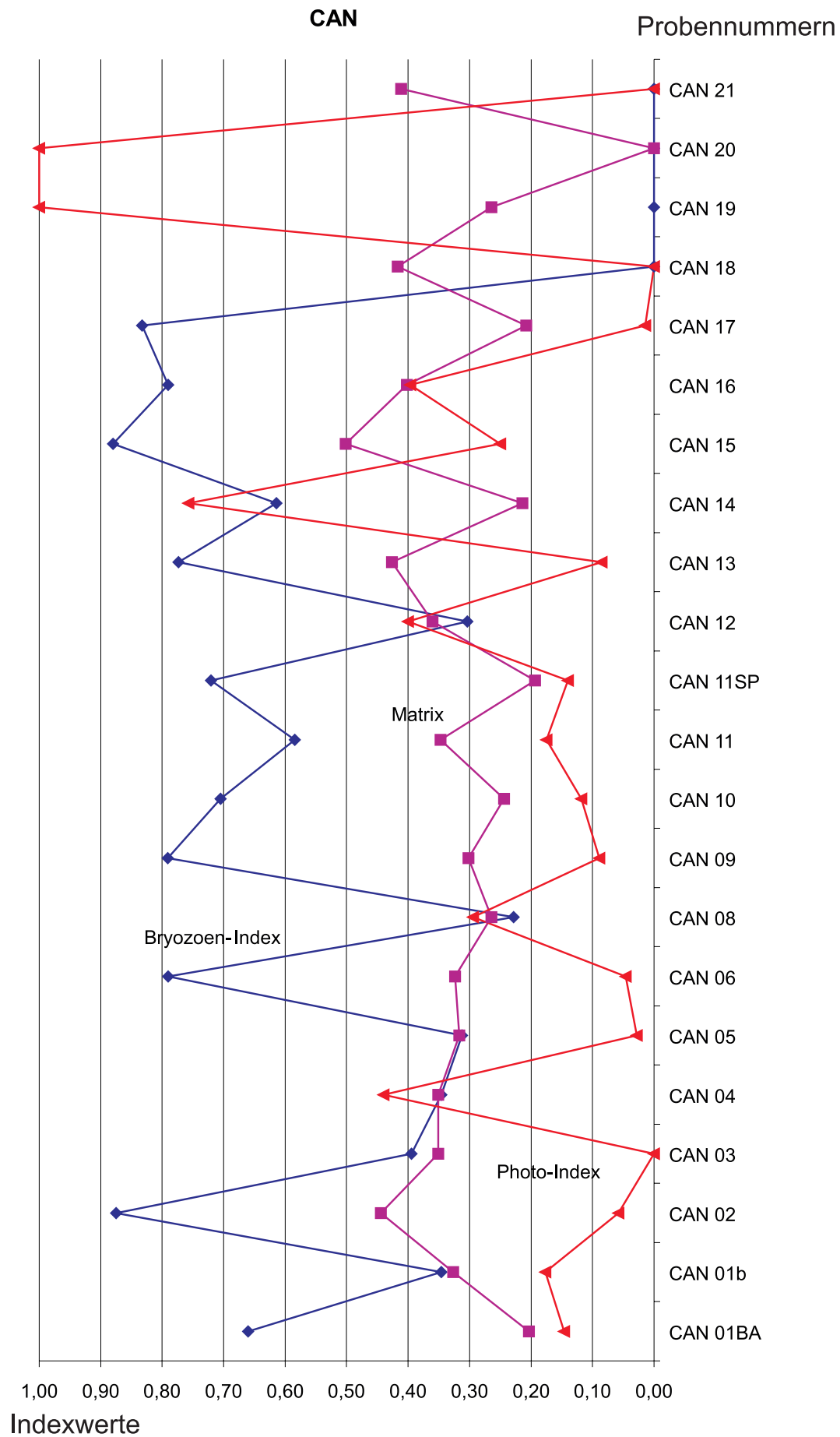




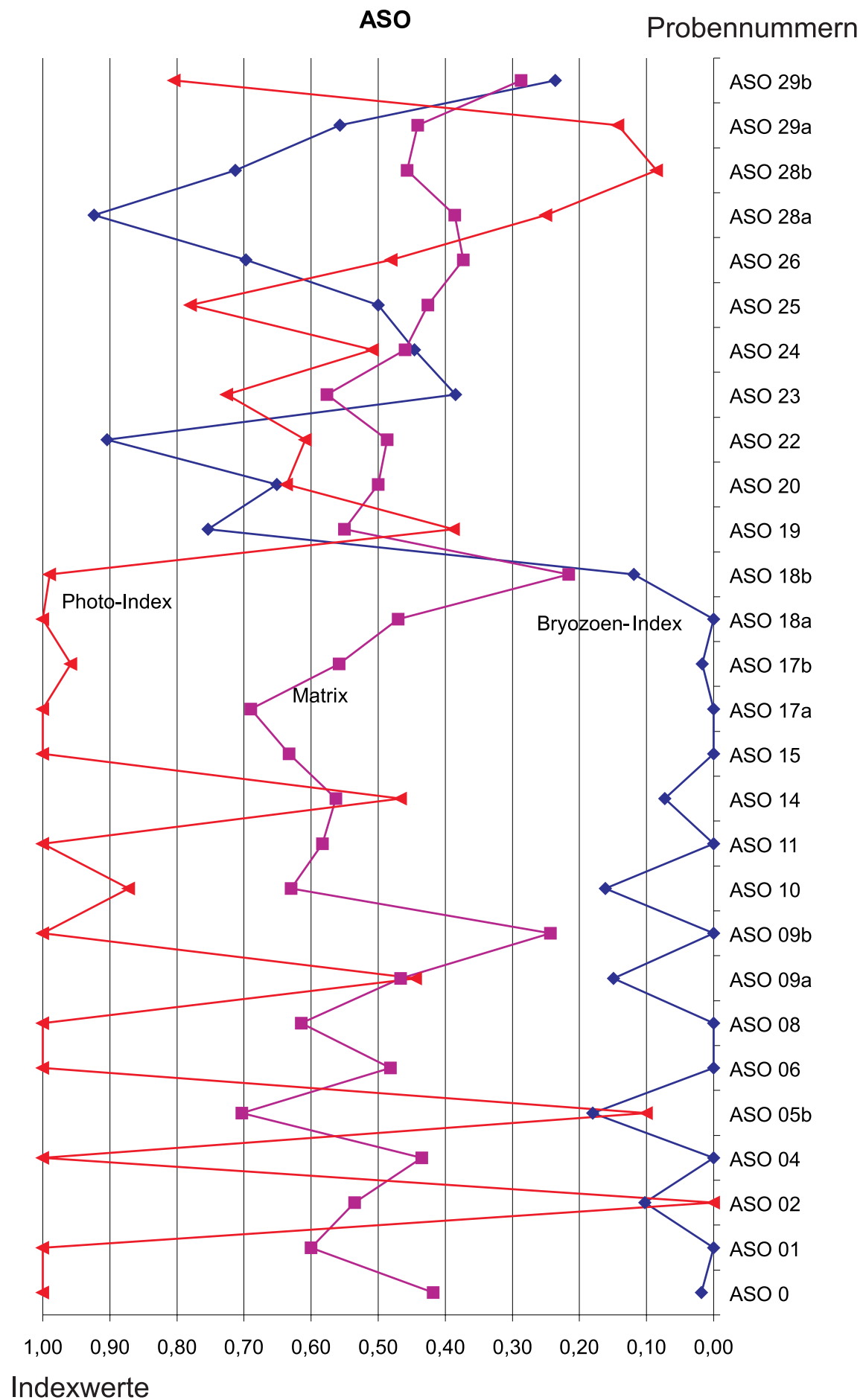
Lithofazies Schlüssel

- 1.1 Sandstein
- 1.2 schwach fossilführender Sandstein
- 1.3 fossilführender Sandstein
- 2.1 Rudstone
- 2.2 sandiger Rudstone
- 2.3 Grainstone
- 3.0 fossilführender Kalksandstein

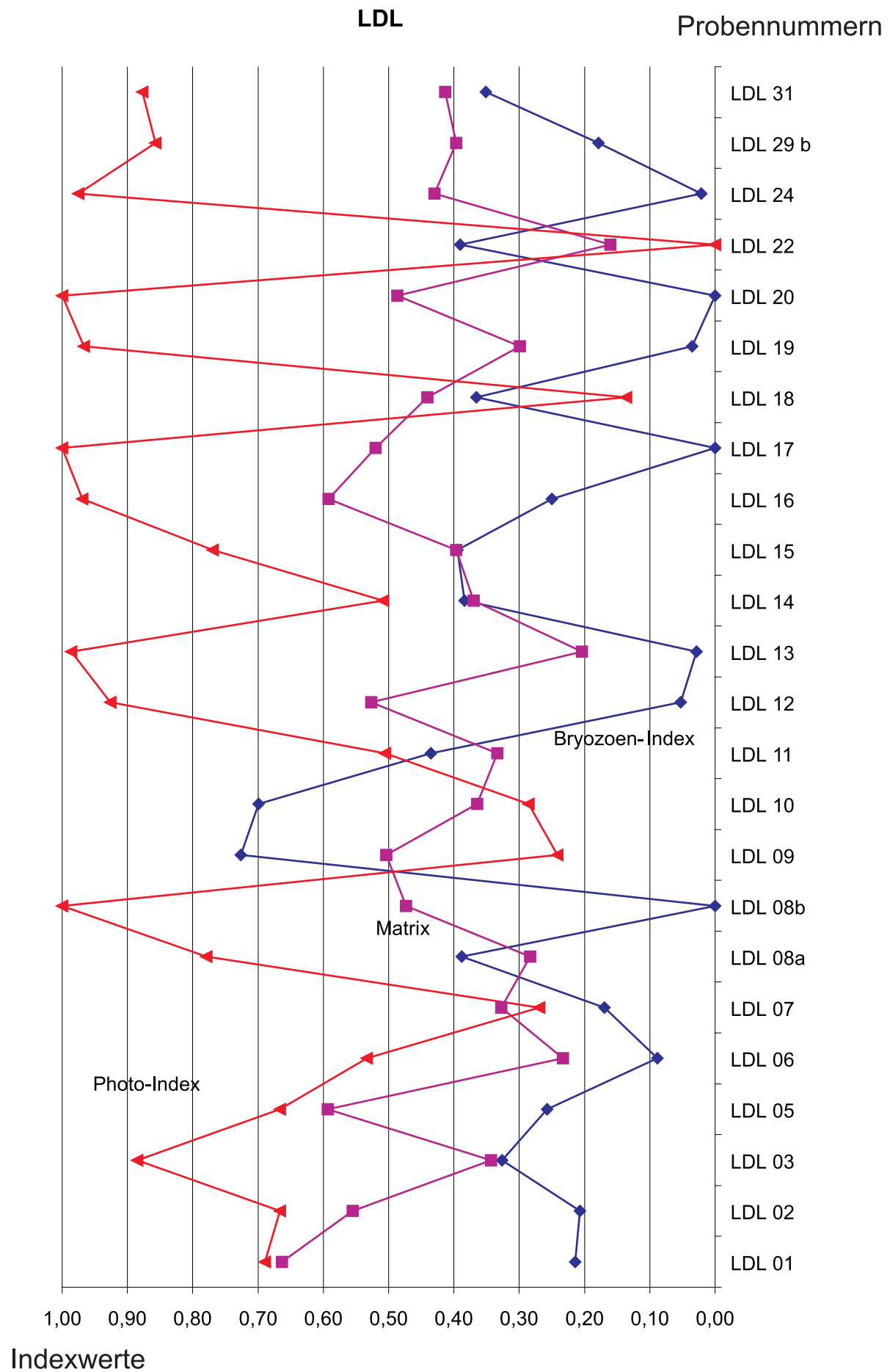
A-5



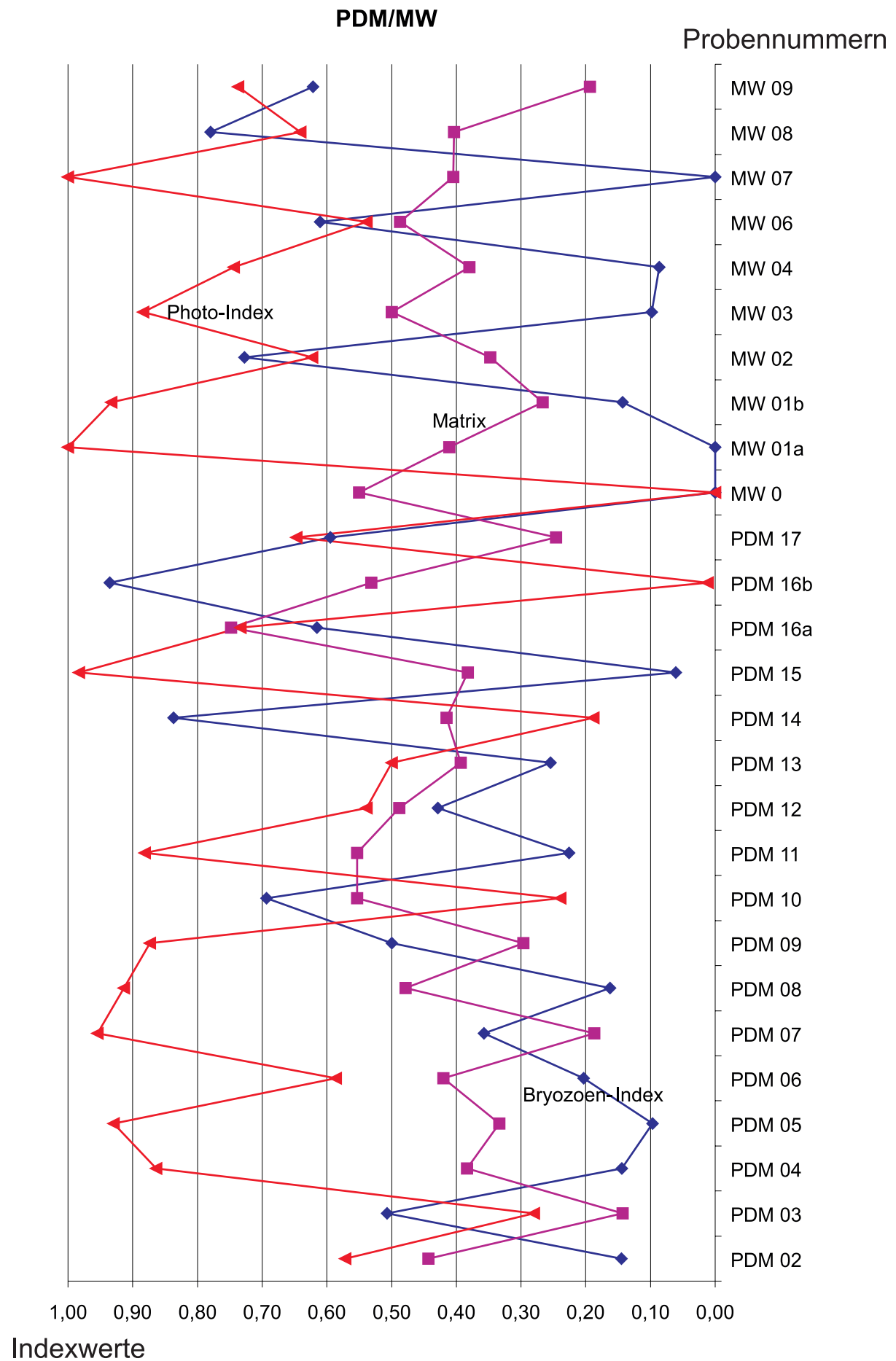
A-5



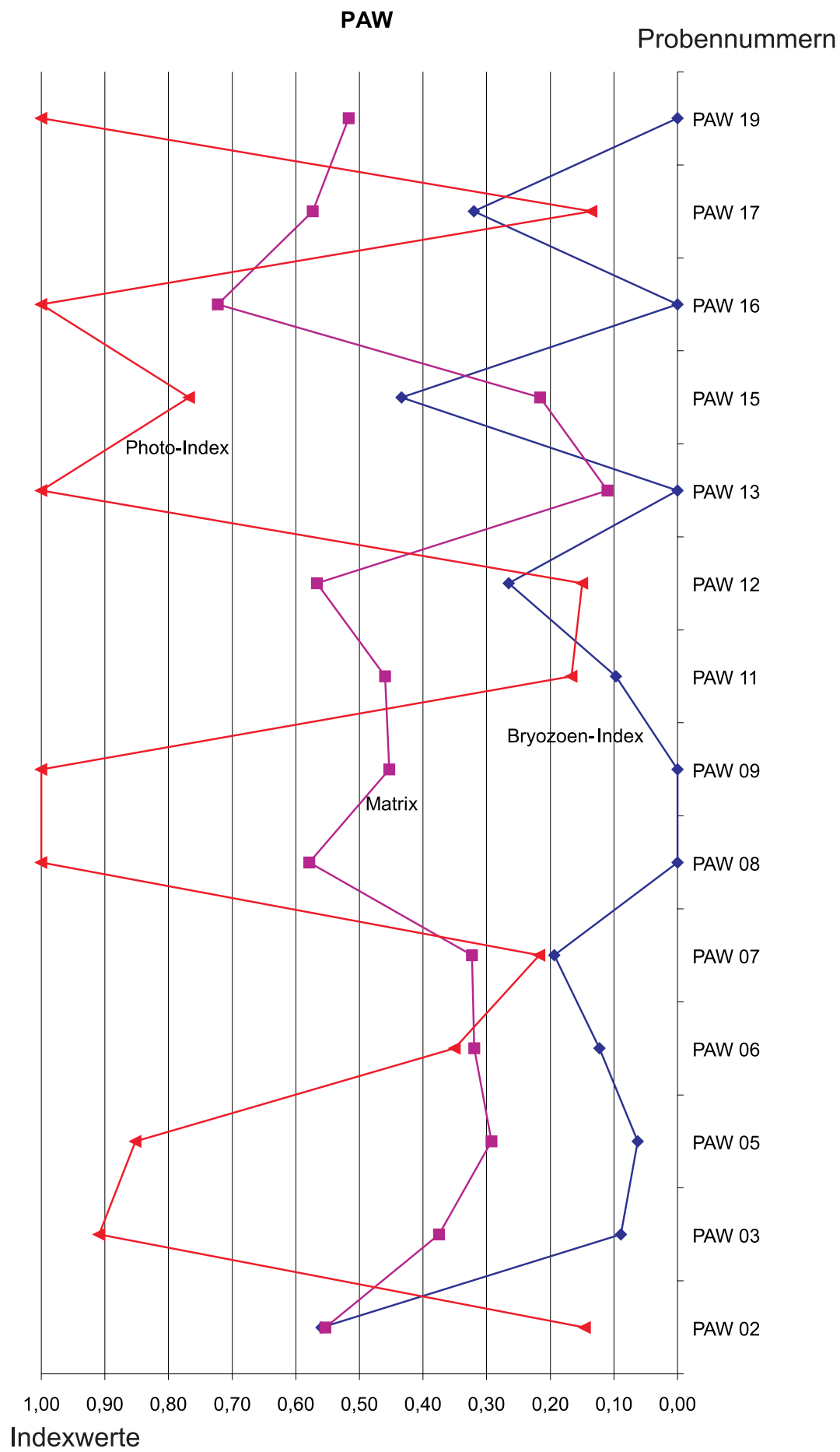
A-5



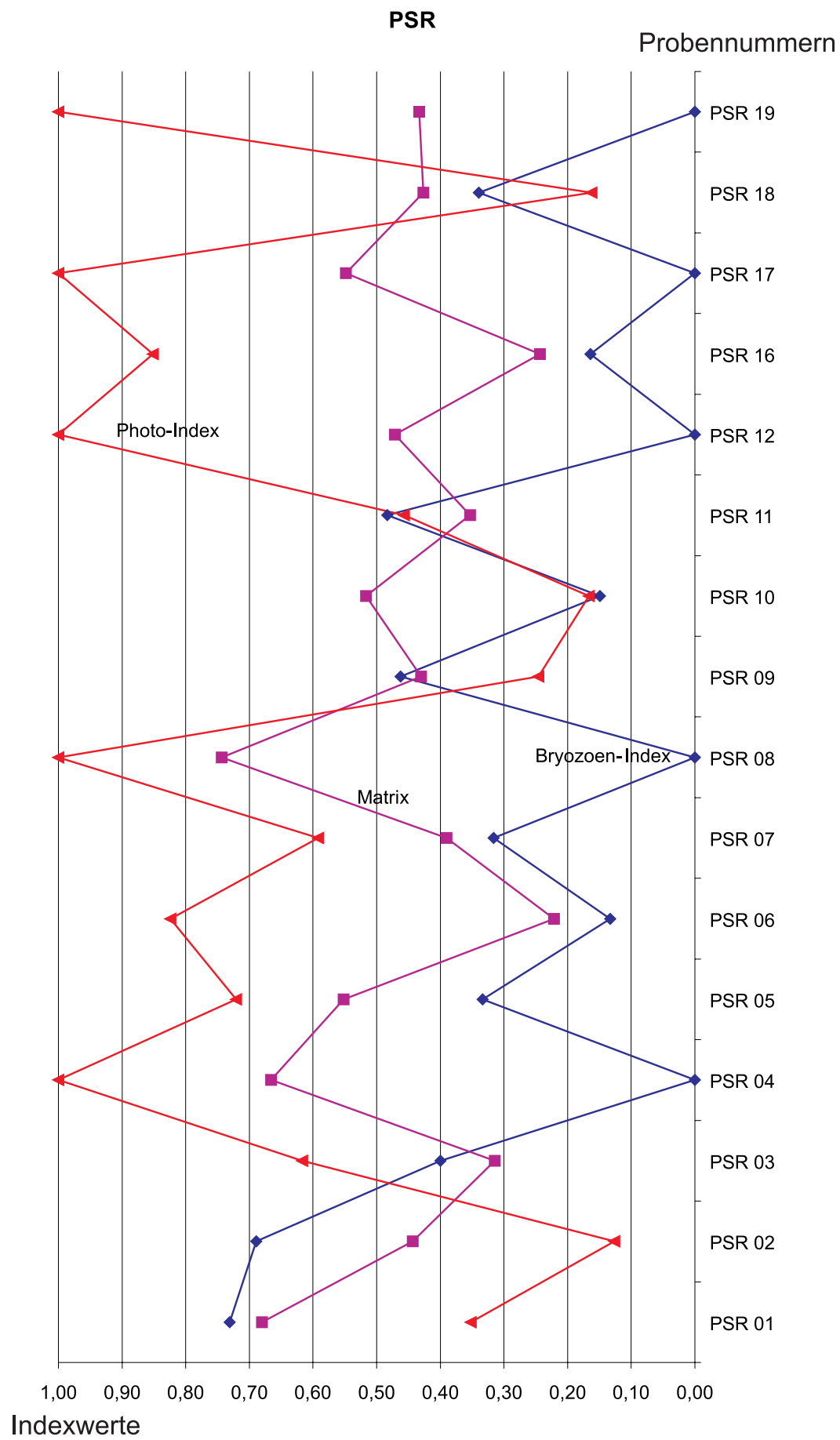
A-5



A-5



A-5



A-6

Profil CAN Geländestatistik

Point Counting aller Partikel > 1cm

10m



CAN 18

CAN 17

CAN 14

CAN 13

CAN 12

CAN 11

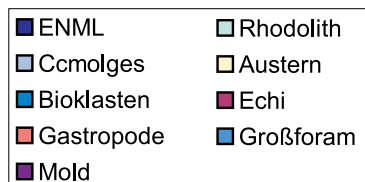
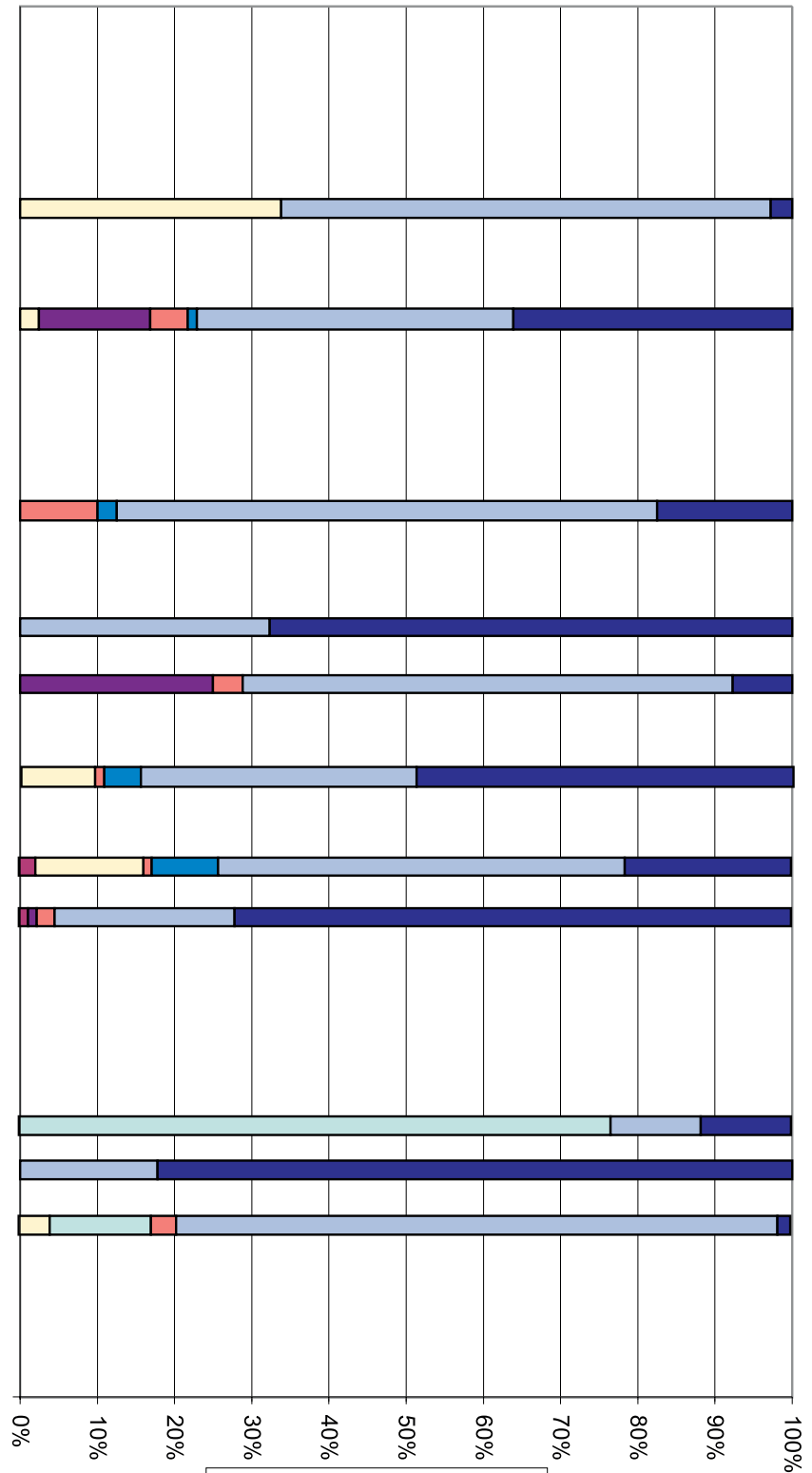
CAN 10

CAN 9

CAN 4

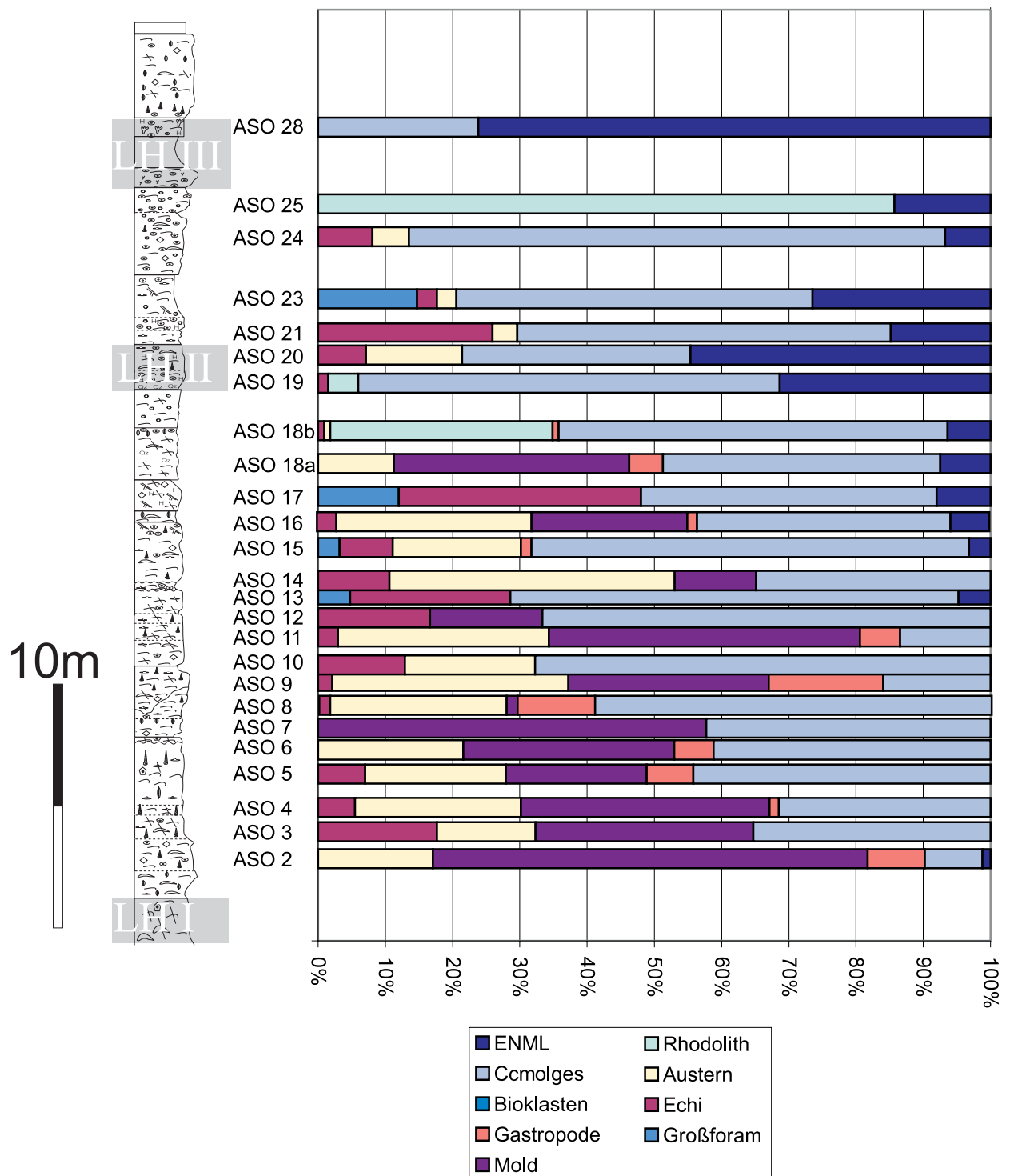
CAN 2

CAN 1



Profil ASO Geländestatistik

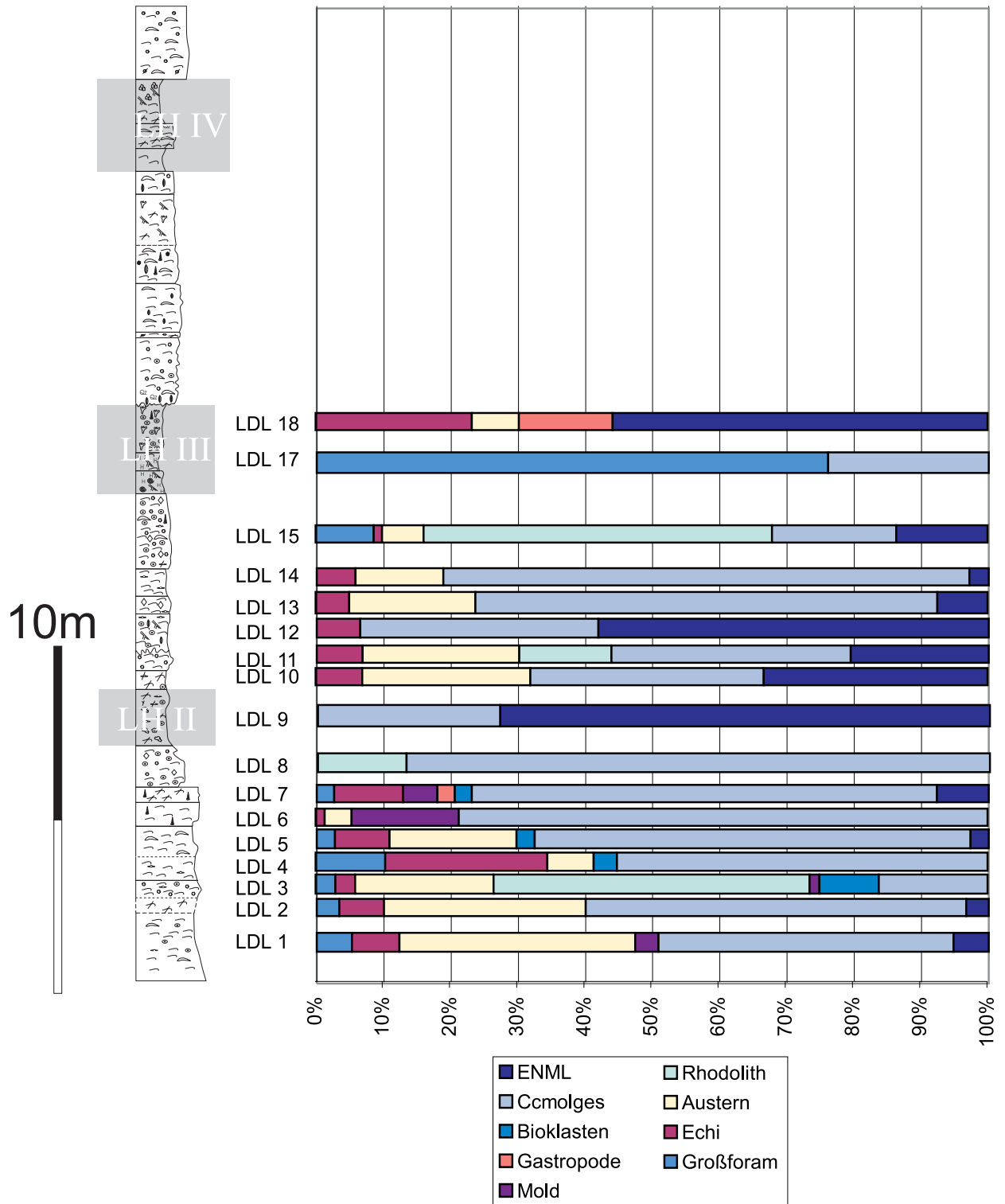
Point Counting aller Partikel > 1cm



A-6

Profil LDL Geländestatistik

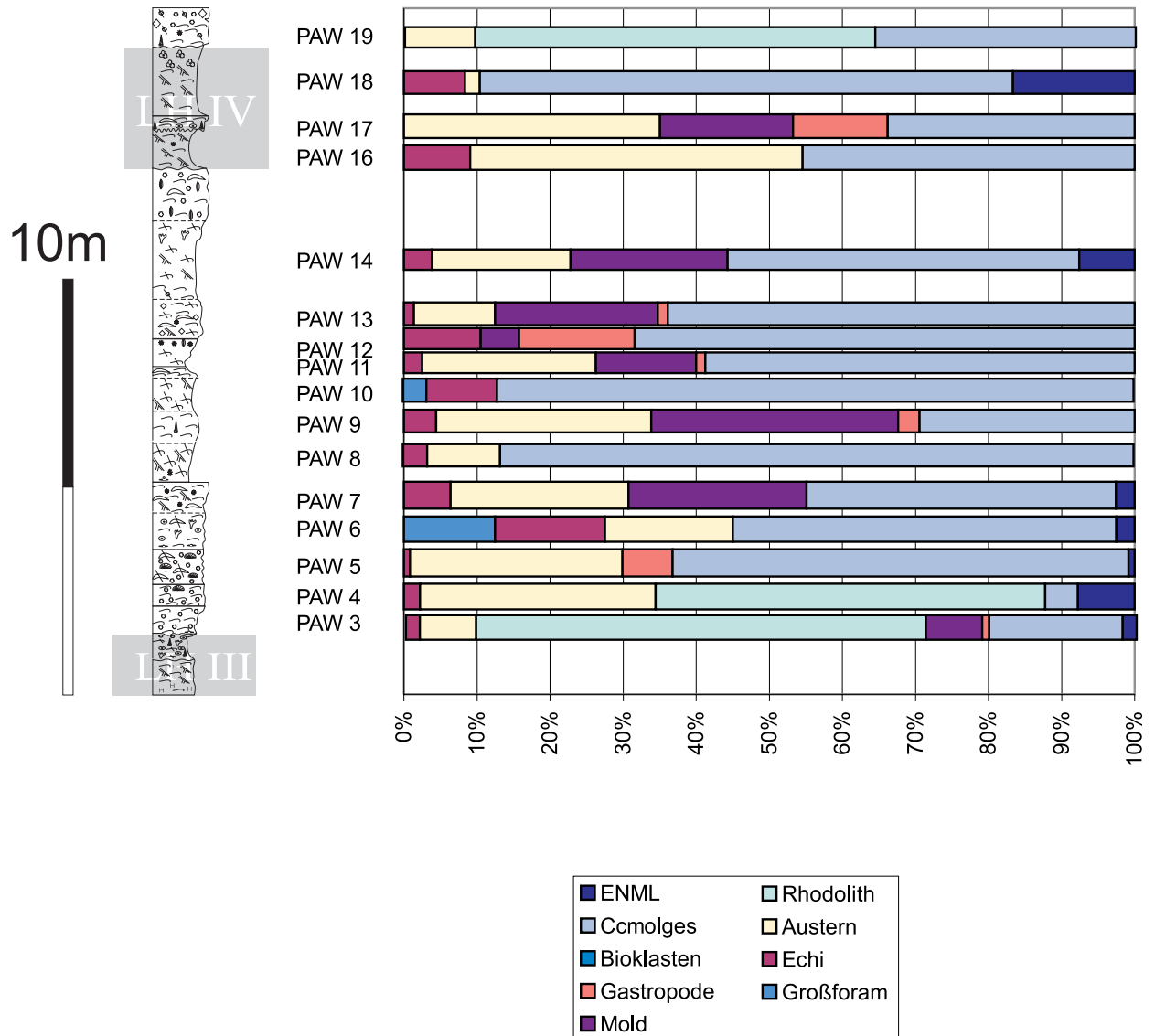
Point Counting aller Partikel > 1cm



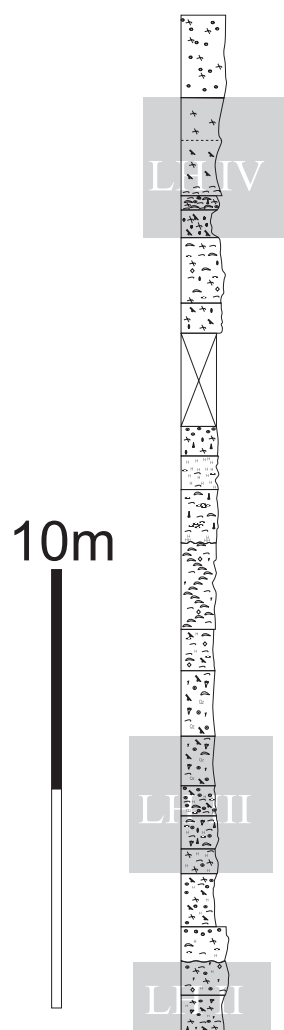
A-6

Profil PAW Geländestatistik

Point Counting aller Partikel > 1cm

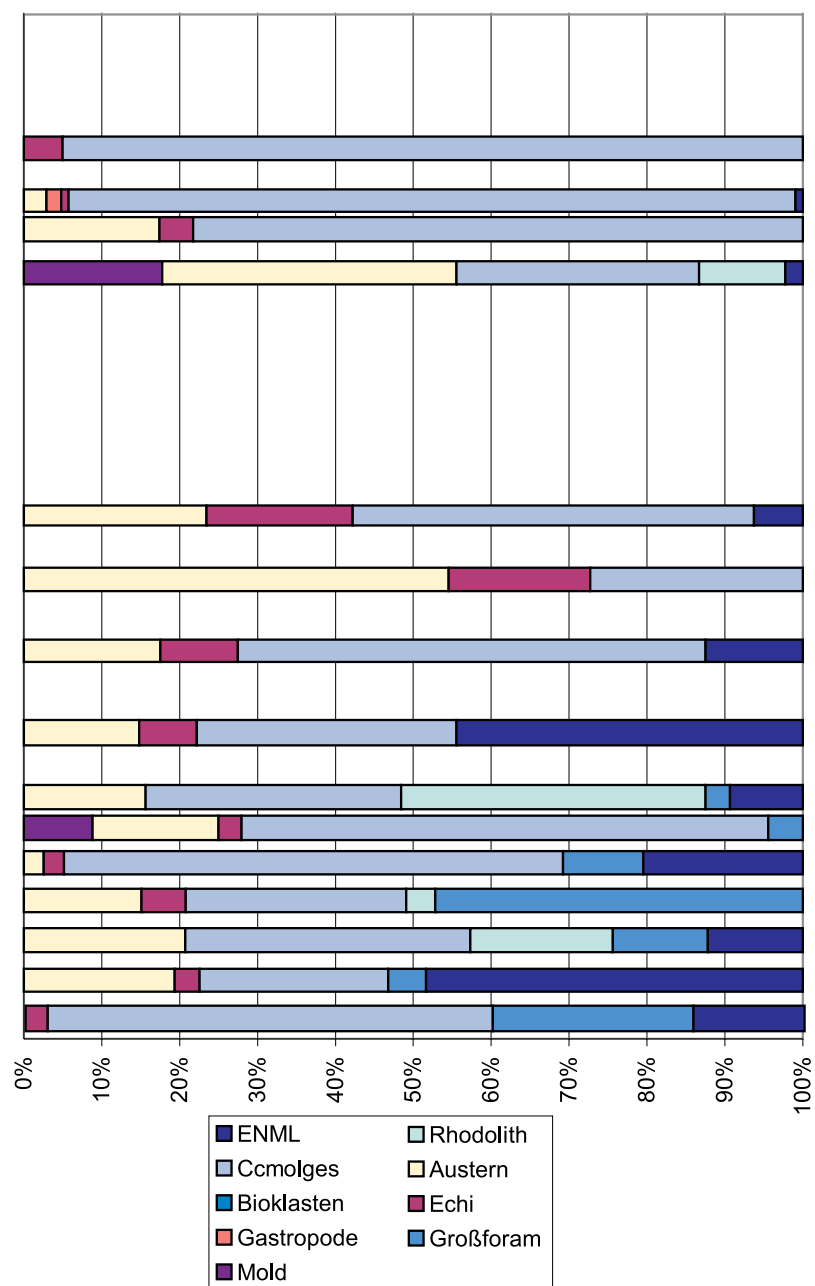


A-6



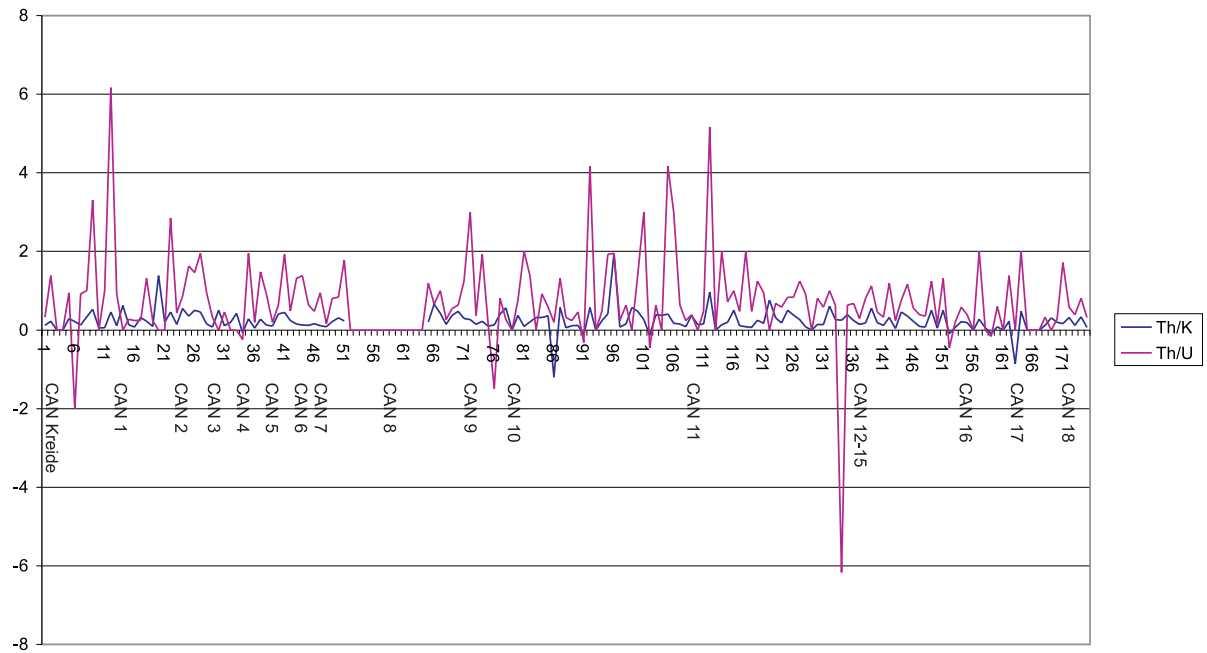
Profil PSR Geländestatistik

Point Counting aller Partikel > 1cm



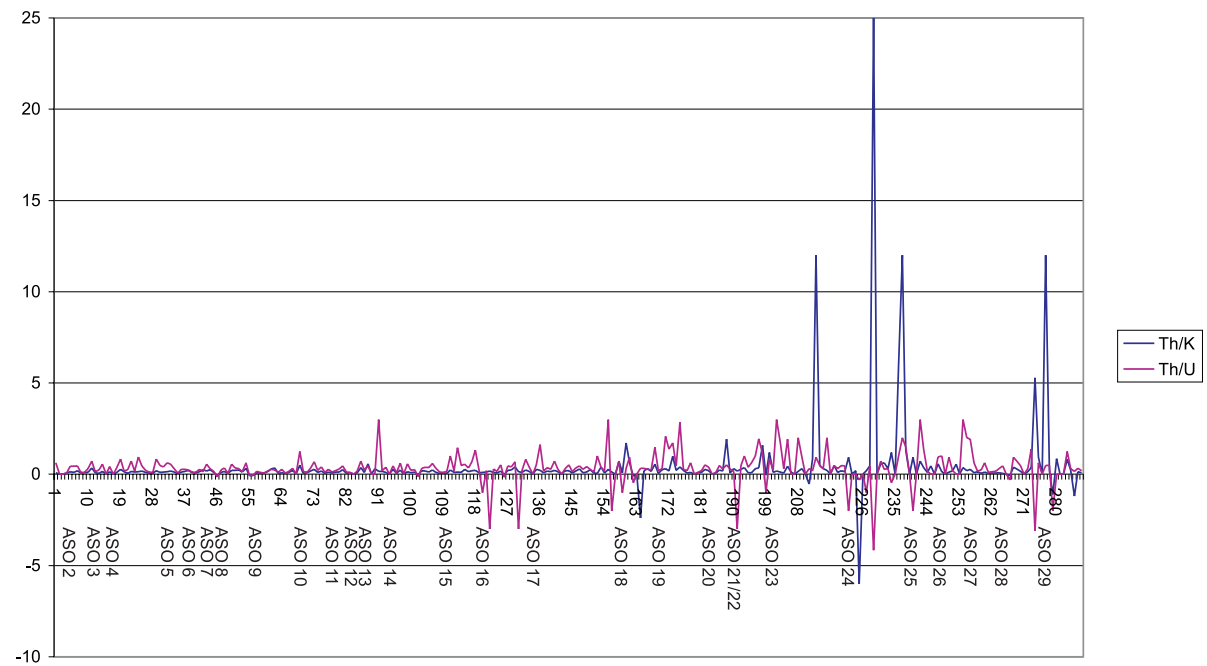
Profil CAN

Verhältnisswerte

Messposition
und Probennummer

Profil ASO

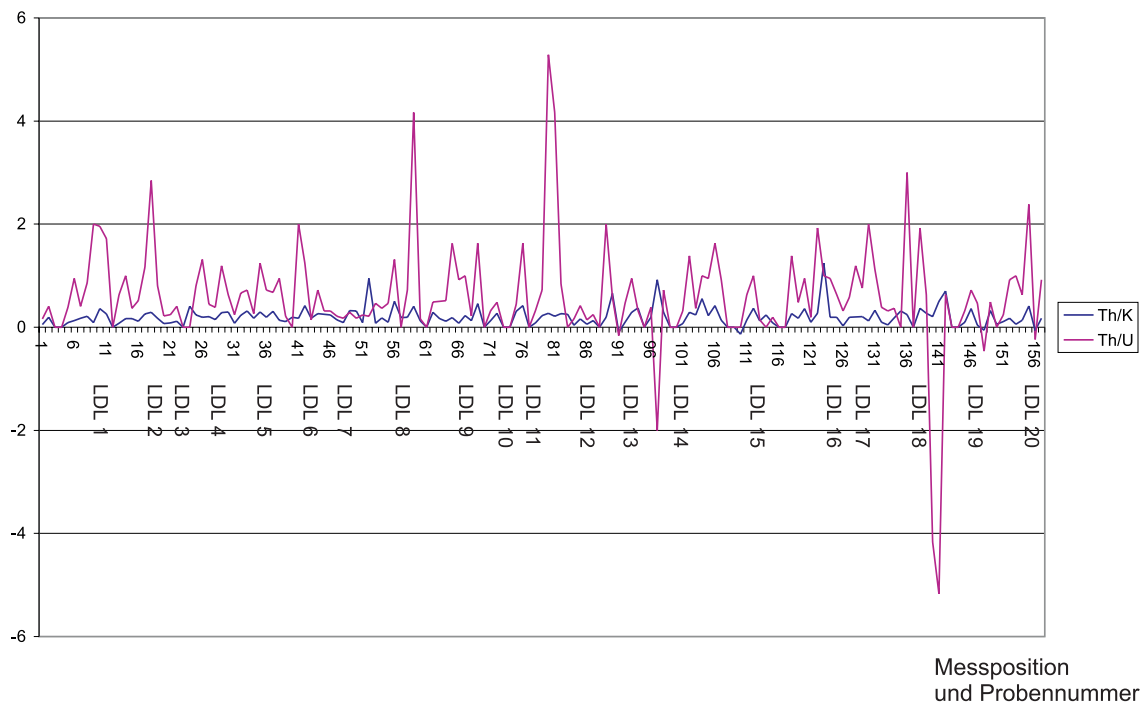
Verhältnisswerte

Messposition
und Probennummer

A-7

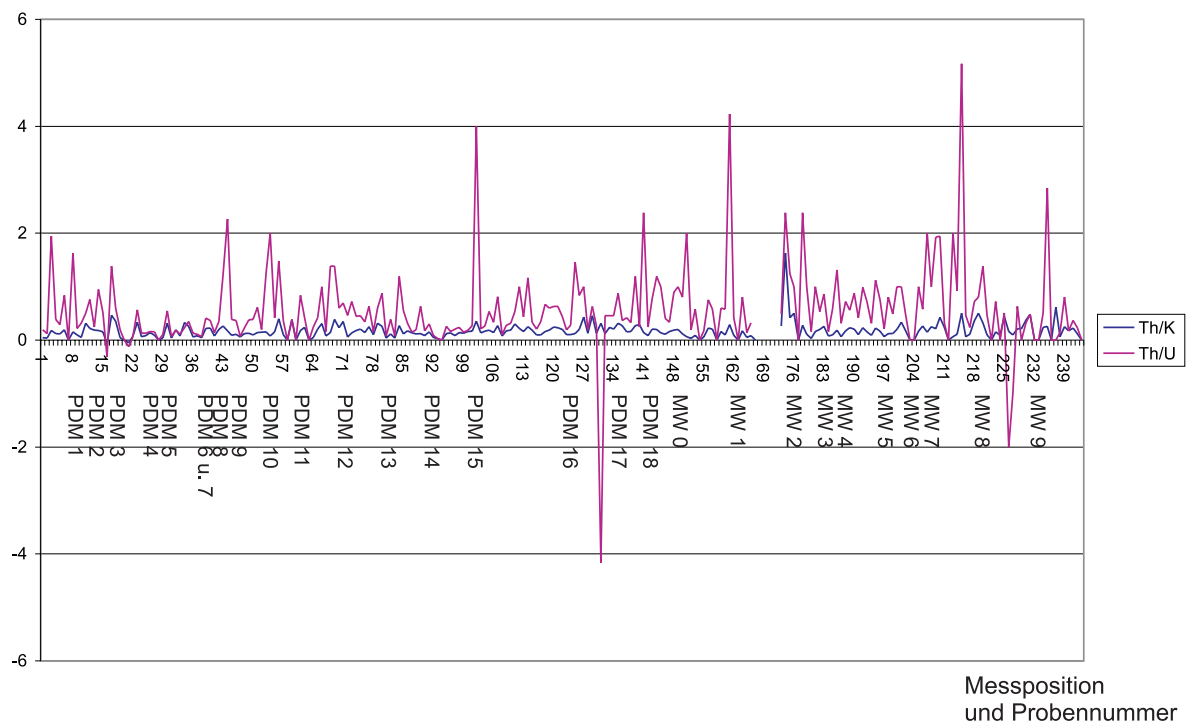
Profil LDL

Verhältniswerte



Profile PDM u. MW

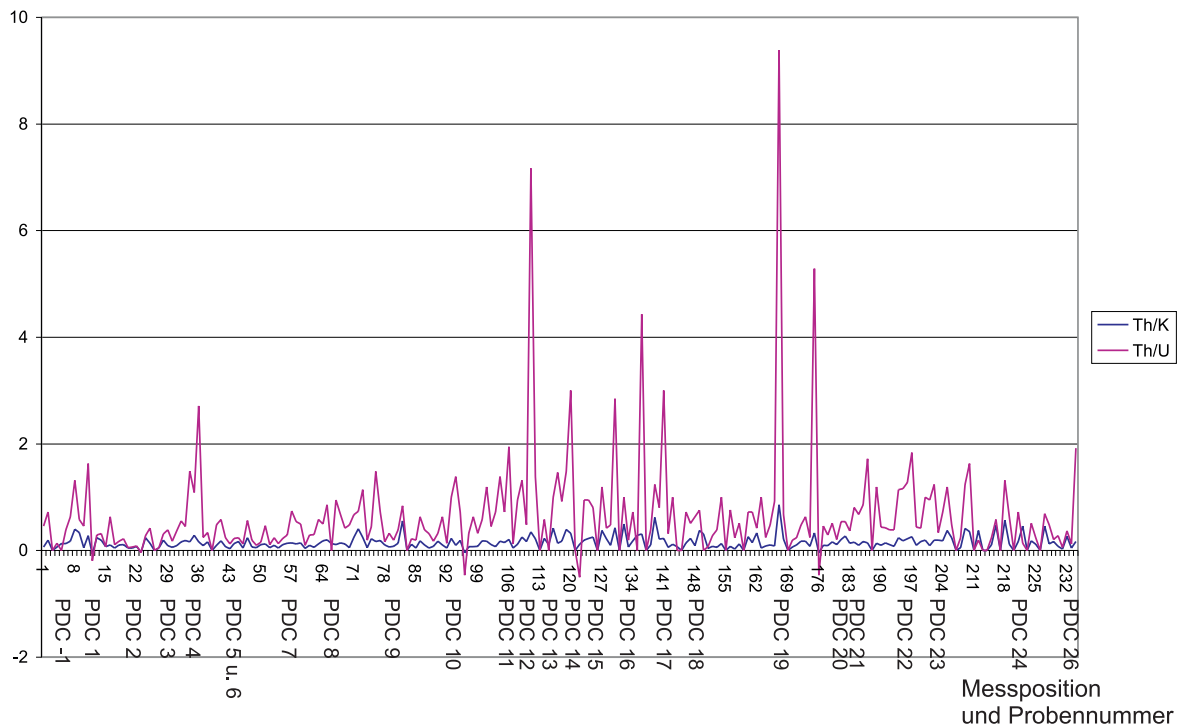
Verhältnisswerte



A-7

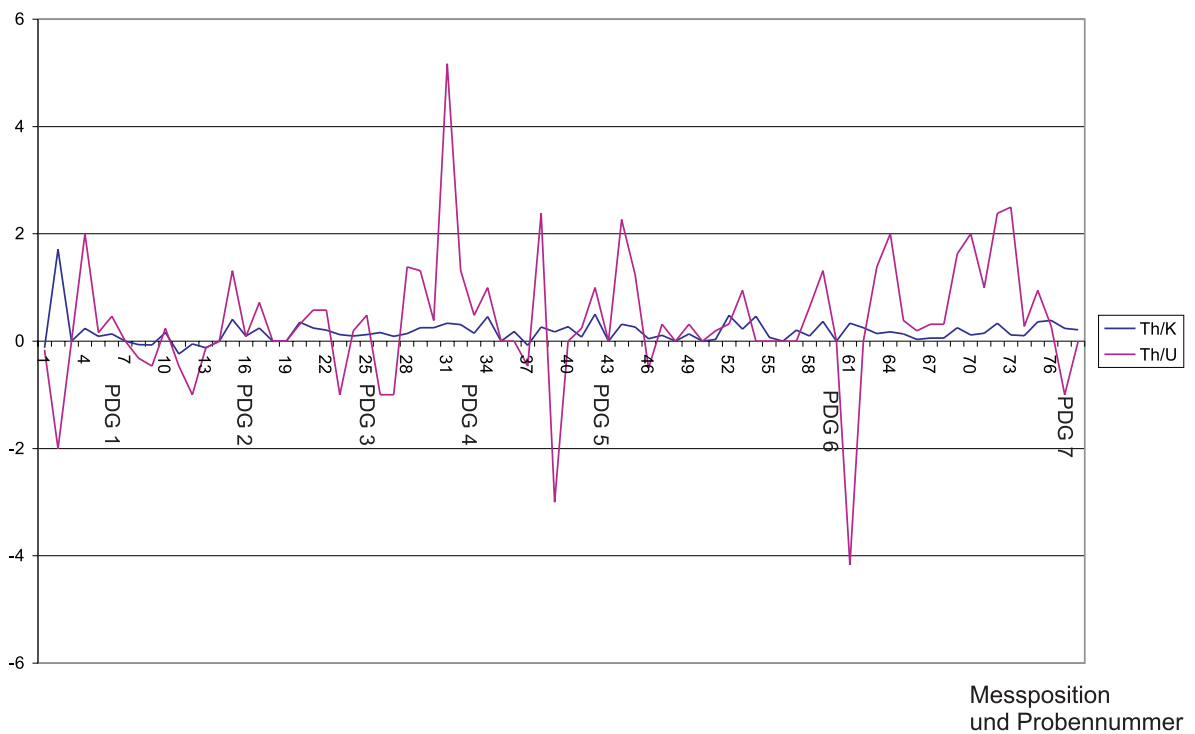
Profil PDC

Verhältnisswerte



Profil PDG

Verhältnisswerte



Profil PSR

Verhältnisswerte

