

**BERLINER  
GEOWISSENSCHAFTLICHE  
ABHANDLUNGEN**

**Reihe A Band 149**

**Wolfgang Mette**

**Stratigraphie und Fazies des  
Jura von Nordsomalia**

**FU · TU · TFH**

**Berlin**

**1993**

**D 83**

Herausgegeben von geowissenschaftlichen Instituten  
der Freien und der Technischen Universität Berlin  
sowie von der Technischen Fachhochschule Berlin

**Schriftleitung:**

Dr. Ch. Kuhnert (FU), Prof. Dr. U. Ripke (TFH), Dr. E. Schrank (TU)

Für den Inhalt der Beiträge sind die Autoren allein verantwortlich.

Berliner geowiss. Abh.	(A)	149	125 S.	28 Abb., 15 Taf.	Berlin 1993
------------------------	-----	-----	--------	------------------	-------------

**Wolfgang Mette**

**Stratigraphie und Fazies des  
Jura von Nordsomalia**

**Gedruckt mit Zuschüssen der Fachbereiche Geowissenschaften  
der Freien Universität Berlin und der Technischen Universität Berlin**

**Druck:**  
**G. Weinert, Offsetdruckerei**  
**Saalburgstr. 3**  
**1000 Berlin 42**

# Stratigraphie und Fazies des Jura von Nordsomalia \*

Von Wolfgang Mette \*\*

## Kurzfassung

Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich mit biostratigraphischen, faziellen und paläobiogeographischen Untersuchungen im Jura des östlichen Ahl Mado in Nordsomalia. Die stratigraphische Einstufung der lithologischen Einheiten erfolgt durch eine biostratigraphische Auswertung von Brachiopoden, Pelecypoden, Ammoniten, Belemniten, Ostrakoden, Foraminiferen und Kalkalgen. Der Schwerpunkt der Arbeit liegt auf einer paläontologischen Bearbeitung der Ostrakodenfaunen und einer Mikrofaziesanalyse der Karbonatgesteine.

Es werden 31 Arten unterschieden und 6 von ihnen als neue Arten beschrieben. Die Pelecypoden- und Brachiopodenvergesellschaftungen sind zur "Äthiopischen Faunenprovinz" (sensu HALLAM 1977, STEVENS 1973) zu rechnen. Die Ostrakodenfaunen gehören zur "östlichen Süd-Gondwana-Fauna" (sensu DINGLE 1988). Sowohl die Brachiopoden- als auch die Ostrakodenassoziationen weisen eine deutliche Affinität zu Faunen aus Saudi Arabien auf. Die Karbonatgesteine werden 13 Mikrofaziestypen zugeordnet, die Bildungen der geschlossenen Karbonatplattform, der offenen Karbonatplattform und des offenen Schelfs darstellen. Die jurassische Ahl Mado-Gruppe lagert auf terrestrischen, hauptsächlich fluviatilen Klastika (Adigrat-Formation), die hauptsächlich im unteren Jura (Hettangium-Pliensbachium) abgelagert wurden. Die Ahl Mado-Gruppe wird in 5 lithostratigraphische Einheiten gegliedert: Dhadhabo-Formation (Toarcium), Qarariye-Formation (? Aalenium-Bajocium), Dahab-Formation (Bathonium), Garure-Formation (Callovium), Gadaare-Formation (Oxfordium-unteres/? oberes Tithonium). Die Schichtenfolge umfaßt

drei Transgressions-Regressionenzyklen, die auf Unter- bis ? Mitteltoarcium, frühen Mitteljura (? Aalenium bis Bajocium) und Callovium bis unteres (?) Tithonium datiert werden. Die Transgressionen im unteren Toarcium und im Callovium-Oxfordium sind sowohl auf regionale tektonische Prozesse (Rifting zwischen Ost- und Westgondwana) als auch auf einen weltweiten Meeresspiegelanstieg zurückzuführen.

Im unteren bis mittleren Jura (unteres Toarcium-Bathonium) herrschen im Untersuchungsgebiet randmarine Bedingungen (Lagune, Sabkha, Delta) vor. Das Ahl Mado-Becken ist in diesem Zeitraum eine flache marine Bucht. Die Schrägschichtungsgefüge weisen auf eine Ost-West gerichtete Küstenlinie und einen Sedimenttransport aus dem Norden (Südarabien) hin. Die Faziesverteilung deutet auf eine kontinuierliche Beckenabsenkung. Im oberen Jura (Callovium-Kimmeridgium) verlagert sich der Sedimentationsraum in den Karbonatplattform- bis offenen Schelfbereich. Im unteren (?) Tithonium zeichnet sich eine Umgestaltung der Beckenkonfiguration mit Verflachung im Osten und Vertiefung im Westen ab. Stratigraphische und fazielle Übereinstimmungen mit dem oberen Jura in Nordwest-Somalia (Berbera-Bihendula-Gebiet) legen eine Verbindung des Ahl Mado-Beckens mit dem Berbera-Becken ab dem Callovium nahe. Hinweise auf ein nahes Hebungsgebiet im Westen ("Erigavo-Mukalla-High") im oberen Jura fanden sich nicht. Der oberste Jura (höheres Tithonium) ist im Ahl Mado wie auch im übrigen Nordsomalia infolge von regionaler Krustenhebung im ostafrikanisch-arabischen Raum post-jurassisch (Berrias-Barreme) erodiert.

\* Vom Fachbereich 16, Bergbau und Geowissenschaften, der Technischen Universität Berlin zur Erlangung des akademischen Grades Dr. rer. nat. genehmigte Dissertation (D 83).

Tag der mündlichen Prüfung: 11. 2. 1993.

Vorsitzender: Prof. Dr. K. Germann, Bericht: Prof. Dr. A. Von Hillebrandt, Prof. Dr. J. Kuss, Prof. Dr. B.-D. Erdtmann.

\*\* Anschrift des Verfassers: Dipl.-Geol. W. Mette, TU Berlin, Sonderforschungsbereich 69, Ackerstr. 71-76, 1000 Berlin 65.

### Summary

The present thesis treats the biostratigraphy, facies and paleobiogeography of the Jurassic in Northern Somalia. The biostratigraphic correlation of the lithologic units is based on ammonites, belemnites and benthic fossil assemblages including brachiopods, pelecypods, ostracods, foraminifers and calcareous algae. In addition a systematic description of the ostracod faunas and analysis of the carbonate microfacies have been carried out.

The ostracod assemblages comprise 31 species including 6 new species. The pelecypod- and brachiopod assemblages belong to the "Ethiopian Province" (sensu HALLAM 1977, STEVENS 1973). The ostracod faunas can be attributed to the "eastern South Gondwana Fauna" (sensu DINGLE 1988). The brachiopod assemblages as well as the ostracod assemblages are similar to faunas from Saudi Arabia. The carbonate rocks have been subdivided into 13 microfacies types, reflecting sedimentary environments of a restricted platform, an open platform and an open shelf. The Ahl Mado Group conformably rests on terrestrial, mainly fluvial clastics (Adigrat Formation) of early Jurassic (Hettangian-Pliensbachian) age. The Ahl Mado Group consists of 5 newly established lithostratigraphic units: Dhadhabo Formation (Toarcian), Qarariye Formation (? Aalenian-Bajocian), Dahab Formation (Bathonian), Garure Formation (Callovian), Gadaare Formation (Oxfordian- early/? late Tithonian). The Jurassic series comprises three transgressive-regressive cycles of early Toarcian (to ? middle Toarcian), early - middle Jurassic (Aalenian to Bajocian) and Callo-

vian to early ? Tithonian age. The early Toarcian and Callovian - Oxfordian transgressive cycles are probably due to regional tectonic processes (rifting between East and West Gondwana) as well as to global sea level rise.

In the early and middle Jurassic (early Toarcian to Bathonian) the Ahl Mado was a part of a shallow marine bay where sediments of predominantly marginal marine environments (lagoon, sabkha, delta) were deposited. The inclination of the foreset beds point to an east-west striking coastline and a southward sediment transport. The facies development suggests a continuous subsidence of the Ahl Mado Basin during the early and middle Jurassic. In the Callovian and late Jurassic (Oxfordian to Kimmeridgian) the depositional environment changed from open platform to open shelf. This transgressive sequence is overlain by marginal marine sediments in the east and open shelf limestones in the west indicating a reorganisation of the Ahl Mado Basin in the early Tithonian. There are no indications of an emergence of the "Erigavo-Mukalla-High" in the late Jurassic. This is supported by the stratigraphic equivalence of similar upper Jurassic lithologic units in the Ahl Mado Basin and the Berbera Basin in northwestern Somalia and by the absence of intercalated coarse clastics. The uppermost Jurassic (upper Tithonian) in the Ahl Mado and in Northern Somalia has been generally eroded during the early Cretaceous (Berriasian-Barremian Intervall) as a result of regional tectonic uplift in the east African - Arabian area.

## INHALTSVERZEICHNIS

1. EINLEITUNG .....	4
1.1 Problemstellung .....	4
1.2 Geographische und geologische Position des Arbeitsgebietes .....	5
1.3 Erforschungsgeschichte .....	9
1.4 Methodik .....	9
2. REGIONALGEOLOGISCHER RAHMEN .....	10
2.1 Überblick der tektonischen Einheiten Somalias und angrenzender Gebiete .....	10
2.2 Plattentektonik und Paläogeographie des Jura im Nordostafrikanisch - Arabischen Raum .....	12
3. LITHOSTRATIGRAPHIE UND FAZIES DES JURA .....	20
3.1 Adigrat-Formation .....	20
3.2 Ahl Mado-Gruppe .....	25
3.2.1 Dhadhabo-Formation .....	26
1a) Unteres Dhadhabo-Member .....	27
1b) Oberes Dhadhabo-Member .....	29
3.2.2 Qarariye-Formation .....	30
2a) Qarariye Dolomit-Member .....	33
2b) Qarariye Sandstein-Evaporit-Member .....	33
2c) Qarariye Oolith-Member .....	33
3.2.3 Dahab-Formation .....	34
3.2.4 Garure-Formation .....	35
3.2.5 Gadaare-Formation .....	38
5a) Gadaare Mergel-Member .....	40
5b) Gadaare Kalkstein-Member .....	41
5c) Gadaare Sandstein-Member .....	42
5d) Gadaare Dolomit-Member .....	42
4. MIKROFAZIES DER JURASSISCHEN KARBONATE .....	43
4.1 Dolomitische Intraklast-Bioklast-Mud/Wackestones und Coquinas / Mikrite und Biointramikrite (MF-Typ A) .....	43
4.2 Algen-Bindstones (MF-Typ B) .....	43
4.3 Ooidreiche Bioklast-Pack/Grainstones / Sortierte Biopelmikrite und Biopelsparite (MF-Typ C) .....	45
4.4 Oolithische Packstones / Oomikrite und schlecht ausgewaschene Oosparite (MF-Typen D und d) .....	47
4.5 Intraklastreiche peloidale Gastropoden-Pack/Wackestones / Biopelmikrite und schlecht sortierte Biopelsparite (MF-Typ E) .....	50
4.6 Ostrakoden-Foraminiferen-Packstones / Biopelmikrite (MF-Typ F) .....	51
4.7 Sturmflutablagerungen (MF-Typ G) .....	52
4.8 Mollusken-Brachiopoden-Wackestones / Biomikrite (MF-Typ H) .....	53
4.9 Dacycladaceen-Packstone / Gepackter Biomikrit (MF-Typ I) .....	55
4.10 Pelecypoden-Korallen-Wackestones und Echinodermen-Peloid-Packstones / Biomikrite und sortierte Biopelmikrite (MF-Typen J und j) .....	56
4.11 Partiell intraklastreiche Onkoid-Peloid-Pack/Grainstones / Mäßig bis gut sortierte Biopelsparite (MF-Typ K) .....	58
4.12 Peloid-Bioklast-Grainstones / Sortierte Biopelsparite (MF-Typ L) .....	60
4.13 Spongienskleren-Mud/Wackestones / Fossilführende Mikrite (MF-Typ M) .....	61

5. BIOSTRATIGRAPHIE UND BIOFAZIES DER JURASSISCHEN FOSSILVERGESELLSCHAFTUNGEN ..	62
5.1 Unteres Toarcium .....	62
5.2 Unteres Callovium .....	66
5.3 Mittleres bis oberes Callovium .....	71
5.4 Unteres bis (?) mittleres Oxfordium .....	75
5.5 Oberes Oxfordium bis mittleres Kimmeridgium .....	80
5.6 Unteres (?) Tithonium .....	83
5.7 Systematische Beschreibung der Ostrakoden .....	83
5.7.1 Systematik .....	83
5.8 Systematische Beschreibung der Kalkalgen .....	105
5.8.1 Systematik .....	105
5.9 Systematische Beschreibung der Crustaceen-Pellets .....	109
5.9.1 Systematik .....	109
6. ZUSAMMENFASSUNG UND INTERPRETATION DER ERGEBNISSE .....	110
6.1 Regionale stratigraphische Korrelation .....	110
6.2 Stratigraphie, Faziesentwicklung und paläogeographische Schlußfolgerungen .....	111
6.3 Die paläobiogeographische Bedeutung der Fossilvergesellschaftungen .....	114
Literaturverzeichnis .....	117

## 1. Einleitung

### 1.1 Problemstellung

Die vorliegende Arbeit entstand im Rahmen des Sonderforschungsprogramms "Geowissenschaftliche Probleme in ariden und semiariden Gebieten", das sich mit der tektonischen und paläogeographischen Entwicklung kratonaler Großstrukturen im Raum von Nordost- und Ostafrika beschäftigt. Ein Schwerpunkt ist die Erforschung der genetischen Aspekte und des Potentials von Grundwasservorkommen, Rohstofflagerstätten und Böden sowie ihre Bedeutung für die betreffenden Länder. Das Teilprojekt "Beckenanalyse: Biostratigraphische Untersuchungen in Nordsomalia" (1987-1990) hatte eine Rekonstruktion der Beckenentwicklung und die Erstellung eines Sedimentationsmodells für die mesozoischen Schichtenfolgen von Nordsomalia zum Ziel. In diesem Zusammenhang beschäftigt sich diese Arbeit mit der Biostratigraphie, Fazies und Sedimentologie der jurassischen Sedimente Nordsomalias. Die sedimentologischen Untersuchungen beinhalten eine Mikrofaziesanalyse der Karbonate. Parallel dazu wurden schwerpunktmäßig die klastischen Einschaltungen in den Schichtenfolgen unter dem Gesichtspunkt der Petrographie, Tonmineralogie und Geochemie bearbeitet (Diss.

M.BUBMANN in Vorb.).

Auf der Basis einer stratigraphischen Einstufung und Ermittlung der vertikalen und lateralen Faziesänderungen sollte die Entwicklung des Ahl Mado-Bekens im Rahmen der Paläogeographie Somalias und angrenzender Gebiete, insbesondere in Beziehung zur Beckenentwicklung in Nordwest-Somalia (Berbera-Becken) und Südsomalia (Mandera - Lugh - Becken), analysiert werden. Ein weiteres Ziel war die zeitliche und paläogeographische Einordnung der Transgressions- und Regressionszyklen und deren Relation zu globalen Meeresspiegelschwankungen. Es wurden drei Profile im östlichen Teil des Ahl Mado im Abstand von 20 bis 40 Kilometern bearbeitet (Abb. 2). Im westlichen Ahl Mado konnten aufgrund der extrem schweren Zugänglichkeit sowie aus organisatorischen Zwängen, die politisch bedingt waren, keine Profilaufnahmen erfolgen. Daher konnte die Frage nach der paläogeographischen Bedeutung des "Erigavo Mukalla High" (Kap. 2. 2) nicht endgültig geklärt werden.

Bisherige Arbeiten über den Jura von Nordsomalia beschränkten sich im wesentlichen auf grobe lithologische Beschreibungen und eine lithostratigraphische Korrelation der Schichtenfolge anhand von Bohr-

daten und Geländebeobachtungen (u.a. BARNES 1976, MERLA 1938 - 1939, unveröff. Bericht in BRUNI & FAZZUOLI 1980, S.O.E.C. 1954, unveröff. Bericht). Eine biostratigraphische Einstufung konnte aufgrund der spärlichen Ammonitenvorkommen nur über eine kombinierte Bearbeitung verschiedener Mikro- und Makrofossilgruppen erfolgen. Palynologische Untersuchungen erwiesen sich als wenig erfolgversprechend, da ausschließlich im Oberflächenbereich entnommene Proben zur Verfügung standen. Neben den Ammoniten, Belemniten und Mikrofossilien in den Kalksteinen (Dasycladaceen, Foraminiferen) versprachen vor allem die Brachiopoden- und Ostrakodenfaunen wichtige Resultate zu liefern. Es bot sich eine regionale Korrelation mit einer Reihe von bekannten Brachiopoden-, Pelecypoden- und Ostrakodenvergesellschaftungen an.

### Danksagung

Für die Anregung und Betreuung dieser Arbeit möchte ich Herrn Prof. Dr. H. KALLENBACH und Herrn Prof. Dr. B.-D. ERDTMANN (Techn. Univ. Berlin) meinen Dank aussprechen. Herr Prof. Dr. KALLENBACH trug maßgeblich zum erfolgreichen Verlauf der Feldarbeiten bei. Für die hervorragende Zusammenarbeit im Gelände und wertvolle Diskussionen danke ich auch den Herren Dr. F. HENDRIKS, Dr. P. LUGER (Univ. Bremen), Dipl.-Geol. A. DUALEH, Dipl.-Geol. M. BUßMANN, Dipl.-Geol. W. SCHREIBER und Dipl.-Geol. A. STROUHAL (TU Berlin). Die Herren Dr. P. LUGER, Dr. M. A. BASSIOUNI (Univ. Kairo), Dr. O. HANKEL (TU BERLIN) und Dr. F.-F. HELMDACH (FU BERLIN) unterstützten mich durch Ratschläge zu mikropaläontologischen bzw. biostratigraphischen Fragestellungen.

Herr Prof. Dr. A. VON HILLEBRANDT und Herr Dr. M. GRÖSCHKE (TU Berlin) halfen mir bei der Bestimmung der Ammoniten und gaben mir Anregungen zu den paläontologischen Arbeiten. Herzlich danken möchte ich auch Herrn Dr. M. CONRAD (Petroconsultants S.A., Genf) für die Bestimmung der Dasycladaceen, Herrn Dr. H. MALZ (Forsch. Inst. Senckenberg, Frankfurt), der mir mit besonderem Engagement bei der Bestimmung der Ostrakoden half, Herrn Dr. J.-H. DELANCE (Univ. Dijon) für die Bestimmung und Korrelation der Brachiopodenfaunen, Frau Dr. E. PIETRZENIUK (Humboldt Univ., Berlin) für die kritische Durchsicht der Ostrakodenbeschreibungen sowie Herrn Prof. Dr. A. ZEISS (Univ. Erlangen), der freundlicherweise die oberjurassischen Ammoniten bestimmte. In gleichem Maße danke ich den Herren Dr. K. BOEK-

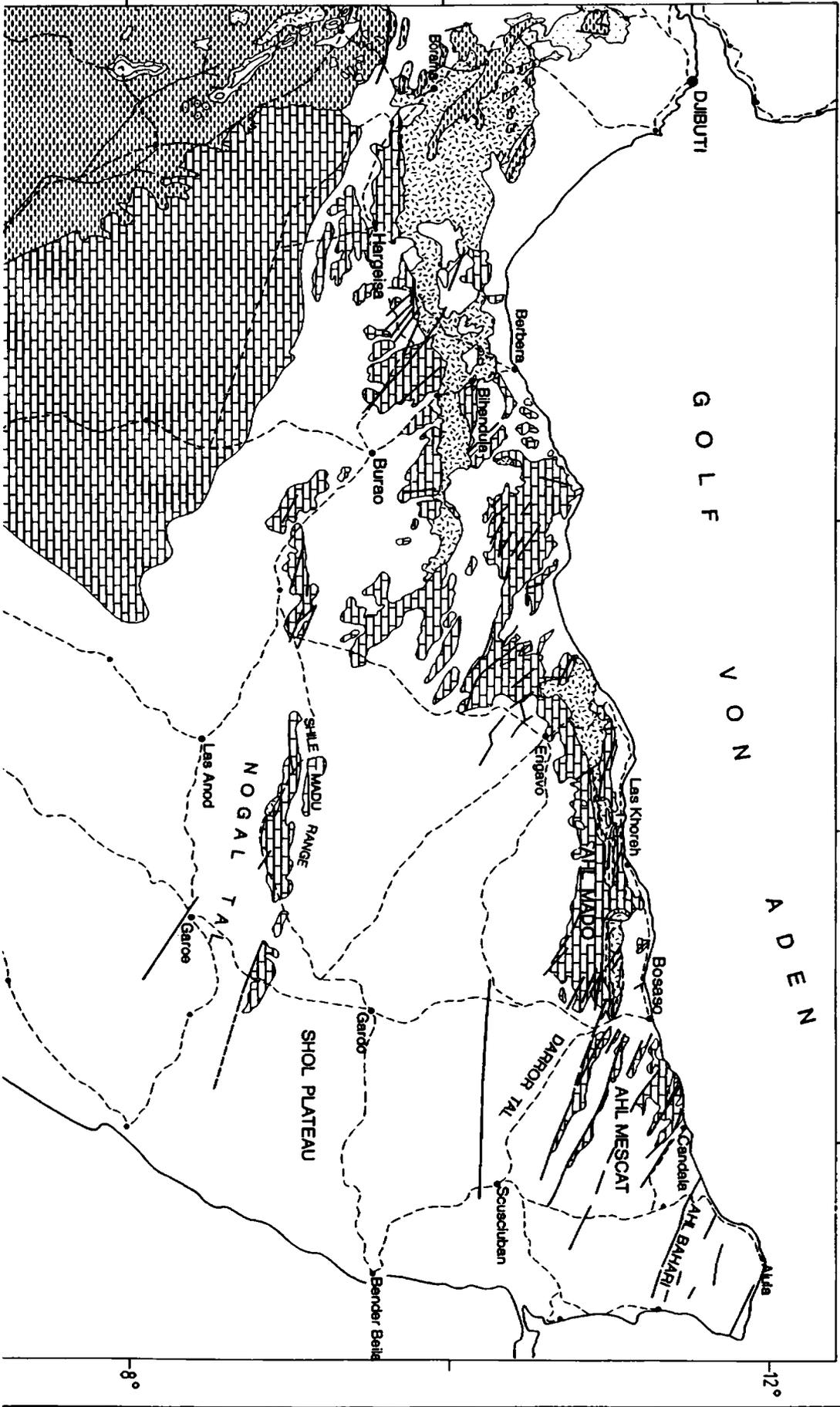
KELMANN (TU Berlin) und Prof. Dr. J. KUSS (Univ. Bremen) für hilfreiche kritische Beiträge zur Mikrofaziesanalyse und zur Bestimmung einiger Kalkalgen. Herr Prof. Dr. C. SPAETH (Univ. Hamburg) stellte mir freundlicherweise Fachliteratur zur Verfügung.

Mein besonderer Dank gilt auch Frau H. GLOWA und Herrn B. KLEEBERG (TU Berlin) für die Durchführung der Fotoarbeiten und Herrn J. NISSEN (TU BERLIN) für die Anfertigung der Rasterelektronenmikroskop-Aufnahmen. Für die Unterstützung bei technischen bzw. graphischen Arbeiten danke ich Frau E. SUSIN, Frau A. BROWN, Frau S. BECKER und den Herren Dr. E. SCHRANK, W. BECKER, Dr. U. THORWEIHE, Dipl.-Geol. M. SCHAFFHAUSER (TU Berlin) und R. DUDA.

Dem Sonderforschungsbereich "Geowissenschaftliche Probleme arider und semiarider Gebiete" und insbesondere Herrn Prof. Dr. E. KLITZSCH danke ich für die Bereitstellung eines Arbeitsplatzes und verschiedener technischer Einrichtungen. Zu großem Dank verpflichtet bin ich der DEUTSCHEN FORSCHUNGSGEMEINSCHAFT ohne deren finanzielle Unterstützung diese Arbeit nicht entstanden wäre.

## 1.2 Geographische und geologische Situation des Arbeitsgebietes

Jurassische Sedimente sind in Nordsomalia nur in relativ schmalen Zonen entlang der Gebirgszüge des Ahl Mado und Ahl Meskat aufgeschlossen (Abb. 1,2). Das Arbeitsgebiet liegt im Bereich des Ahl Mado, eines Höhenzuges, der sich in ost-westlicher Richtung 20 bis 30 Kilometer südlich der Küste des Golfs von Aden zwischen Erigavo im Westen und Bosaso im Osten erstreckt. Die Ausstrichzone des Jura ist die ost-westlich verlaufende Nordflanke des Ahl Mado, ein Escarpment mit einem Höhenversatz von etwa 300 m auf 2000 m über N.N. (maximal 2260 Meter bei Erigavo). Es stellt die nördliche Begrenzung des schwach nach Norden ansteigenden nordsomalischen Hochplateaus (Hargeisa-Socotra-Uplift) dar, das gegenüber der sich nördlich anschließenden Küstenebene im Zeitraum Oligozän - Pliozän herausgehoben wurde (s. MERLA et al. 1979, BOSELLINI 1989). Die Hochebene wird von oberkretazischen / untereozänen Plattformkarbonaten (Auradu Limestone) gebildet. Die Küstenebene ist in mehrere Teilbecken (u.a. Daban-Becken, Bosaso-Becken) mit mächtigen oligozänen bis miozänen Sedimentfüllungen aus lakustrinen, fluviatilen und deltaischen Klastika (Daban-Serie) ge-



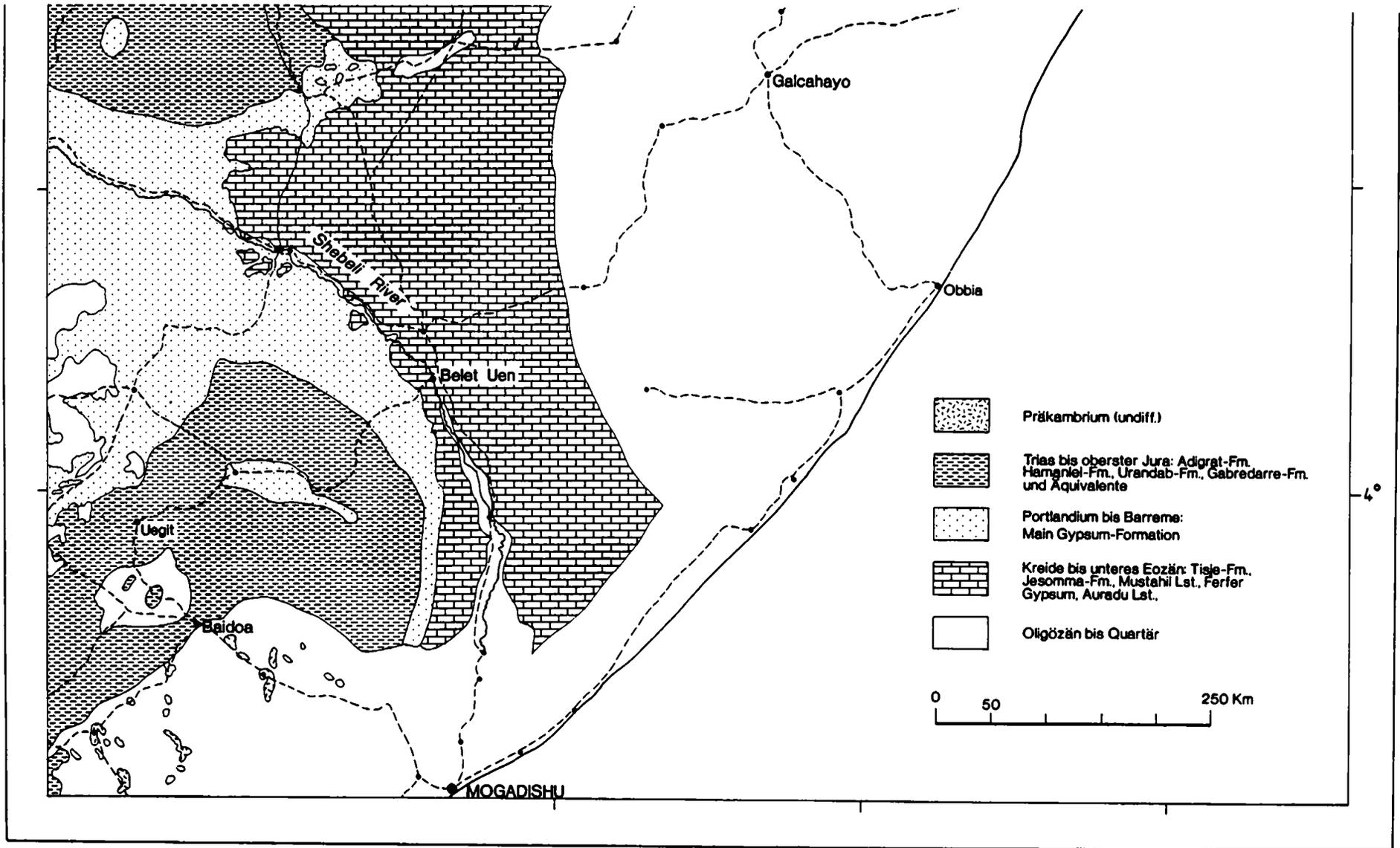


Abb. 1: Vereinfachte geologische Karte nach (MERLA et al. 1979)

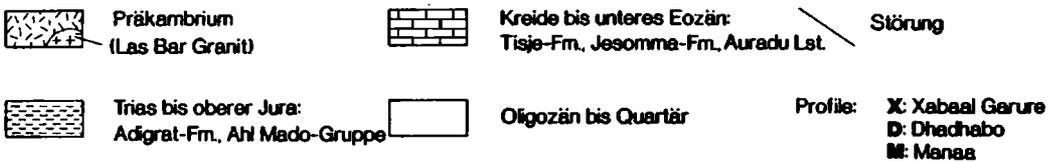
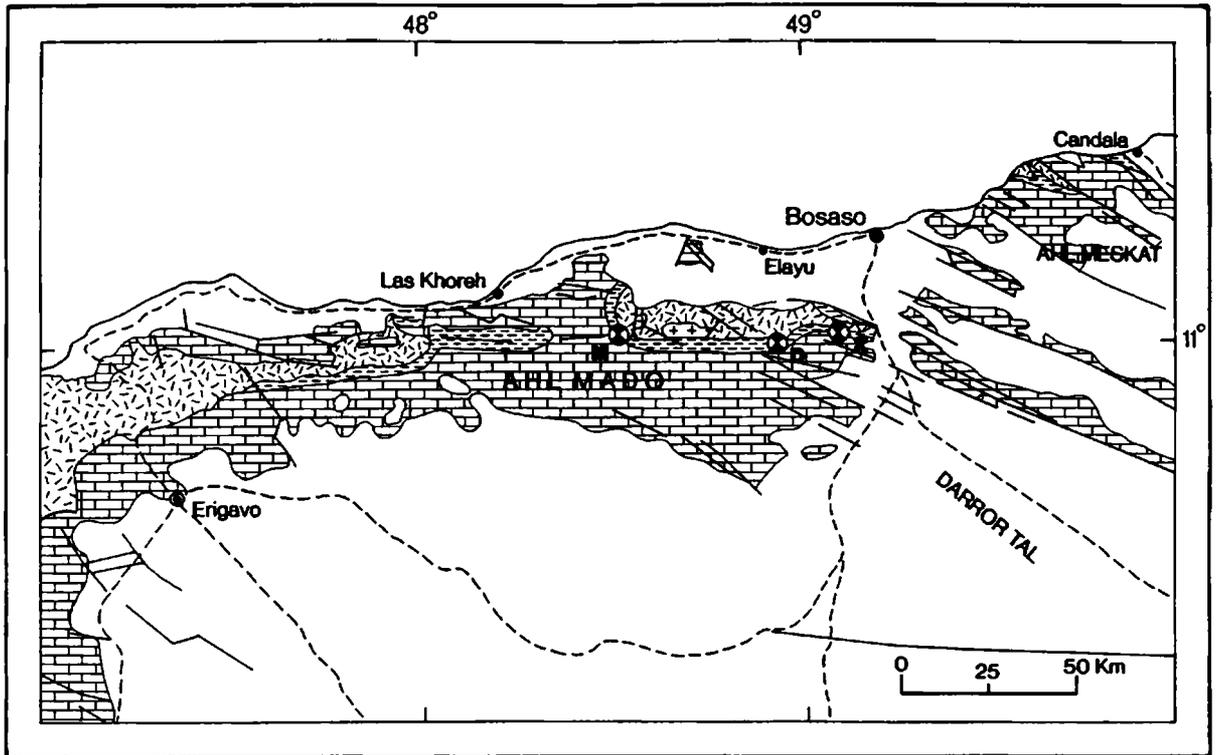


Abb. 2: Vereinfachte geologische Karte des Arbeitsgebietes (nach MERLA et al. 1979).

gliedert, die auf die Riftprozesse im Golf von Aden zurückgehen. Darauf lagern eluviale und alluviale Sedimente (Dünensande, Talus, Strandablagerungen) sowie Basalte des Pliozän bis Quartär.

Das Ahl Mado läßt sich anhand von zwei getrennten Ausstrichgebieten des Jura in einen westlichen Abschnitt (zwischen Erigavo und Las Khoreh) und einen östlichen Abschnitt (zwischen Las Khoreh und Bosaso) unterteilen (Abb. 2). Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich ausschließlich mit dem östlichen Teil. Die jurassischen Schichteinheiten, die diskordant dem Grundgebirge (Inda Ad-Formation) aufliegen und von den Schichten der Kreide (Tisje-Formation) diskordant überlagert werden, fallen schwach in süd- bis südöstlicher Richtung ein. Im äußersten Westen des Aufschlußbereichs treten die Jura-Sequenzen parallel zu einem Granitpluton panafrikanischen Ursprungs (Las Bar Granit) in einem nach Norden auslaufenden Bogen zutage. Die mesozoische Sequenz ist im Ahl Mado aufgrund von tektonischen Prozessen (Oligozän-Miozän) am Riftsystem des Golf

von Aden entlang von einigen Südost-Nordwest streichenden Verwerfungen gering versetzt.

Von den drei bearbeiteten Profilen befindet sich das am weitesten östlich gelegene Profil Xabaal Garure (H: 11 02' / R: 49 05') etwa 30 Km südwestlich von Bosaso und 8 Km östlich der Mine Majiyuhan. Das Profil Dhadhabo (H: 11 02' / R: 48 53'), ca. 20 Km westlich des Profils Xabaal Garure, liegt ungefähr 22 Km südlich von Elayu. Etwa 40 Km weiter westlich folgt das Profil Manaa (H: 11 02' / R: 48 30'), etwa 35 Km ost-südöstlich von Las Khoreh.

Im Gegensatz zu dem weitgehend vegetationsfreien Hochplateau und der sehr trockenen nördlichen Küstenebene, zeichnet sich der Nordhang des Ahl Mado durch einen von Ost nach West zunehmenden dichter werdenden Bewuchs von Sträuchern (v. a. an Hängen) und Bäumen (in Wadis) aus. Ursache sind saisonale, mitunter heftige Regenfälle, sichtbar an der zum Teil sturzbachartigen Geröllführung der Wadis, und häufige Bewölkung.

### 1.3 Erforschungsgeschichte

Erste Beobachtungen zur Geologie und Zoologie von Ostafrika stammen von BLANFORD (1870), der im Dienst des Geological Survey of India 1867 an einer Expedition nach "Abyssinien" teilnahm. Daran schlossen sich Arbeiten über Funde von Cephalopoden (CRICK 1897) sowie Korallen und Echiniden (GREGORY 1900) an. Auch zu Beginn des zwanzigsten Jahrhunderts beschränkten sich die geowissenschaftlichen Forschungen hauptsächlich auf Fossilbeschreibungen aus Somalia und Äthiopien (FUTTERER 1894, DACQUE 1905, 1915). KOSSMAT (1907) beschrieb erstmals die Geologie von Socotra. In den zwanziger und dreißiger Jahren setzte im Zuge der Kolonialisierung von Somalia eine intensivere Erforschung ein, die sich zunächst weiterhin auf paläontologische Untersuchungen des Mesozoikum konzentrierte. Hierzu gehören Publikationen von SPATH (1925, 1935) über Ammoniten und Belemniten, von COX (1935, 1965) über Pelecypoden und Gastropoden, von WEIR (1925) über Brachiopoden, Pelecypoden, Gastropoden und Belemniten und von STEFANINI (1925-1939) über Mollusken, Brachiopoden und Echinodermen. STEFANINI (1933) stellte außerdem auf der Basis umfangreicher Kartierungsarbeiten eine erste geologische Gesamtkarte von Somalia und Äthiopien im Maßstab 1:2.000.000 zusammen. Weitere wichtige paläontologische Arbeiten aus diesem Zeitraum, speziell im Hinblick auf die Erforschung des Jura, stammen von VENZO (1942-1959), ZUFFARDI-COMERCI (1932-1959) und JABOLI (1959).

Die älteste geologische Karte von Nordsomalia (Ahl Mado, Karkar Hills) geht auf BARRINGTON-BROWN (1931) zurück. DAINELLI (1943) lieferte eine Zusammenfassung der Regionalgeologie und Paläontologie von Somalia. Detaillierte geologische Kartierungen im früheren "British Somaliland" erfolgten durch GREENWOOD (1960) im Gebiet von Las Khoreh und Elayu, HUNT (1960) im Gebiet von Berbera und MASON (1962) im Gebiet von Hargeisa. Das nördlich an den Golf von Aden angrenzende Yemen und ehemalige Ost-Aden Protectorat wurde in den fünfziger Jahren während mehrerer Expeditionen unter der Führung von BEYDOUN (1964) geologisch kartiert. In den fünfziger bis siebziger Jahren lieferten zahlreiche Erdölbohrungen (u.a. AGIP MINERALIA, SOMALILAND OIL EXPLORATION COMPANY Ltd) und geologische Feldarbeiten (S.O.E.C., 1954) die wesentlichen Daten zur Struktur und Stratigraphie von Somalia. Erste umfassende Darstellungen dieser Ergebnisse und Rekonstruktionen der Paläogeographie von Somalia im Mesozoikum sind die Publikationen

von CLIFT (1958), AZZAROLI & FOIS (1964), BELTRANDI & PYRE (1973), BARNES (1976) und KAMEN-KAYE & BARNES (1979).

In dem gleichen Zeitraum wurden eine Reihe von Arbeiten über die Riftentwicklung am Golf von Aden veröffentlicht, u.a.: AZZAROLI 1968, MC CONNEL 1970, 1972, SOWERBUTTS 1972, LAUGHTON 1966, LAUGHTON et al. 1970. BEYDOUN (1970) und BRUNI & FAZZUOLI (1976) erarbeiteten durch einen Vergleich der tektonischen Struktur und Stratigraphie von Nordsomalia und Südarabien mithilfe von geologischen und photogeologischen Karten die Paläogeographie des Golf von Aden und der angrenzenden Gebiete im Mesozoikum. Detaillierte stratigraphische Arbeiten vor allem aus dem Süden und Nordwesten (Bihendula-Gebiet) von Somalia (ABBATE et al. 1974, ANGELUCCI et al. 1983, BRUNI & FAZZUOLI 1976) ermöglichten eine genauere Korrelation der stratigraphischen Einheiten. Dies bildete u.a. die Grundlage zur Erstellung einer dritten geologischen Karte von Somalia und Äthiopien (MERLA et al. 1979, Abb. 1). Eine überregionale paläobiogeographische Auswertung der mesozoischen Fossilvergesellschaftungen Ostafrikas auf der Grundlage des plattentektonischen Modells führte erstmalig KAMEN-KAYE (1978) durch. Er wertete das Auftreten von gemeinsamen Faunenelementen in Madagaskar, Tansania und Indien (Kutch) als Indiz auf die Existenz eines "alten Indischen Ozeans" ab dem Perm.

Auf dem ersten internationalen geologischen Symposium in Somalia (GEOSOM) wurden 1987 die neueren Erkenntnisse zur Regionalgeologie Somalias zusammengetragen (ABBATE et al. 1987). Die neuesten Darstellungen der Struktur und Geologie von Somalia bzw. von Ostafrika (PICCOLI et al. 1986, NAIRN 1978, PETERSON 1986, BOSELLINI 1989) sind Gesamtanalysen sowohl der geowissenschaftlichen Fachliteratur als auch der bisherigen Ergebnisse aus den zahlreichen Bohrungen und geophysikalischen Untersuchungen.

### 1.4 Methodik

Die Anzahl sowie die Lage der möglichen Profilaufnahmen war durch die schwierigen Geländebedingungen bzw. schlechte Wegsamkeit eng begrenzt. Aus diesem Grund mußte während der Feldarbeiten zeitweise auf unkonventionelle Transportmittel (Kamele) zurückgegriffen werden. Ungünstige Aufschlußverhältnisse und Störungsversätze erforderten mehrmals einen lateralen Profilversatz um 100 bis 200 Meter. Im Profil Xabaal Garure wurde der stratigra-

phisch tiefere Teil der Ahl Mado-Gruppe (Dhadhabo-Formation, Qarariye-Formation) etwa 4 Km südöstlich des Buur Xabaal Garure (H: 11 02' 34"/ R: 49 04' 41") und der stratigraphisch höhere Teil (Dahab-Formation, Garure-Formation, Gadaare-Formation) etwa 6 Km südöstlich des Buur Xabaal Garure (H: 11 02' 02"/R: 49 05' 48") aufgenommen. Die Geländeorientierung stützte sich neben topographischen Karten des "Cartography Department Ministry of Defense SDR" (Blätter NC-39-VII, NC-39-VIII) auf Satellitenfotos (LANDSAT 5). Die aus den Profilaufnahmen ermittelten Werte für die Mächtigkeit der stratigraphischen Einheiten wurden mithilfe von Höhenmeßgeräten kontrolliert.

Es wurden insgesamt 518 Proben entnommen. Die Entnahme der Karbonatproben in mächtigeren Schichtpaketen mit gleichartiger lithologischer Ausbildung erfolgte in Abständen von 2 bis 6 Meter. In Profilabschnitten mit häufigen signifikanten Änderungen in der Lithologie wurde der Probenabstand auf 0,2 bis 2 Meter verringert. In diesen Bereichen wurden einige Bänke mehrfach, oft an der Basis, in der Mitte und am Top beprobt.

Für die Mikrofaziesanalyse der Karbonate wurden 315 Dünnschliffe und 147 Peels mit jeweils 9cm x 6cm Kantenlänge angefertigt. Von fast allen Proben wurde ein Schliff mit Alizarin-Rot-S und Kaliumferrocyanid zur qualitativen Unterscheidung von Kalzit, eisenreichem Kalzit, Dolomit und eisenreichem Dolomit angefärbt. Es handelt sich ausschließlich um Schnitte senkrecht zur Schichtung. Die Klassifikation der Karbonatsedimente basiert auf den Arbeiten von DUNHAM (1962) und FOLK (1959, 1962). Die Typisierung und Zuordnung der Karbonate zu Fazieszonen erfolgte nach WILSON (1975) und FLÜGEL (1982). 5 der insgesamt 13 Mikrofaziestypen konnten eindeutig zu Standard-Mikrofazies-Typen von WILSON gestellt werden. In den übrigen Fällen sind lediglich bestimmte Charakteristika verschiedener SMF-Typen festgestellt worden. Die ungefähre prozentuale Zusammensetzung der Komponenten in den Mikrofaziestypen

(Abb. 18) wurde durch Schätzungen mithilfe der Vergleichstabellen für Häufigkeitsschätzungen nach BACCILLE & BOSELLINI (1965) und SCHÄFER (1969) in FLÜGEL (1982) ermittelt.

Es wurden 119 Mergel-Proben geschlämmt und ausgelesen. Die Schlämmlung erfolgte in den meisten Fällen mit H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>. Bei besonders tonreichen Proben lieferte auch eine Behandlung mit Petroleum gute Ergebnisse. Die Hauptfraktion wurde mit einem 0,1mm-Sieb und die gröbere Fraktion mit einem 1,0mm-Sieb abgetrennt. Aus insgesamt 23 Proben konnten Mikrofossilien (Foraminiferen, Ostrakoden) gewonnen werden. Außerdem wurden 18 Proben mit hohem Anteil an organischer Substanz für palynologische Untersuchungen zusätzlich mit Flußsäure behandelt. Die meisten dieser Proben enthielten Pflanzendetritus (v.a. Holzfragmente) jedoch keine bestimmbare Mikroflora.

Der Erhaltungszustand der Ostrakoden erforderte eine besondere Präparation. Die Umkrustung der Gehäuseoberfläche durch Sedimentpartikel wurde mithilfe eines Säuberungsverfahrens nach BASSIOUNI (1969) entfernt. Hierzu wurden die Objekte in 25-prozentiges Hydrazin-Hydrat getaucht, getrocknet, dann mit 4-prozentiger Silbernitrat-Lösung kalt versilbert und anschließend in 15-prozentiges Wasserstoffperoxid übertragen. Je nach Grad der Umkrustung sind wenige bis eine Vielzahl von Wiederholungen erforderlich. Die internen Merkmale der Ostrakoden (Schloßbau, Schließmuskelabdrücke) waren nur selten sichtbar, bzw. meistens durch Sediment überkrustet. Die ausschließlich doppelklappige Erhaltung sowie die starke Verkalkung der Gehäuse einiger Arten erforderte eine mechanische Auftrennung der Schalen. Hierzu wurden die Gehäuse kurzzeitig stark erhitzt und direkt anschließend in kaltes Wasser getaucht. Auf diese Weise konnte schon nach relativ kurzer Zeit (ca. 1/2 Stunde) ein Erfolg erzielt werden. Die REM-Aufnahmen wurden mit einem Rasterelektronenmikroskop der Firma Hitachi (Typ S 2700) bei 20 KV bis 25 KV Anregungsspannung angefertigt (Goldbedampfung der Proben).

## 2. Regionalgeologischer Rahmen

### 2.1 Überblick über die tektonischen Einheiten Somalias und angrenzender Gebiete (s. Abb. 3)

Die lithostratigraphische und -fazielle Entwicklung Somalias im Mesozoikum wurde weitgehend ge-

steuert durch tektonische Prozesse in Verbindung mit der Trennung West- und Ostgondwanas. Anhand von Bohrdaten und reflexionsseismischen Untersuchungen wurde im Verlauf der letzten Jahrzehnte der strukturelle Aufbau Somalias weitgehend erfaßt. Die folgen-

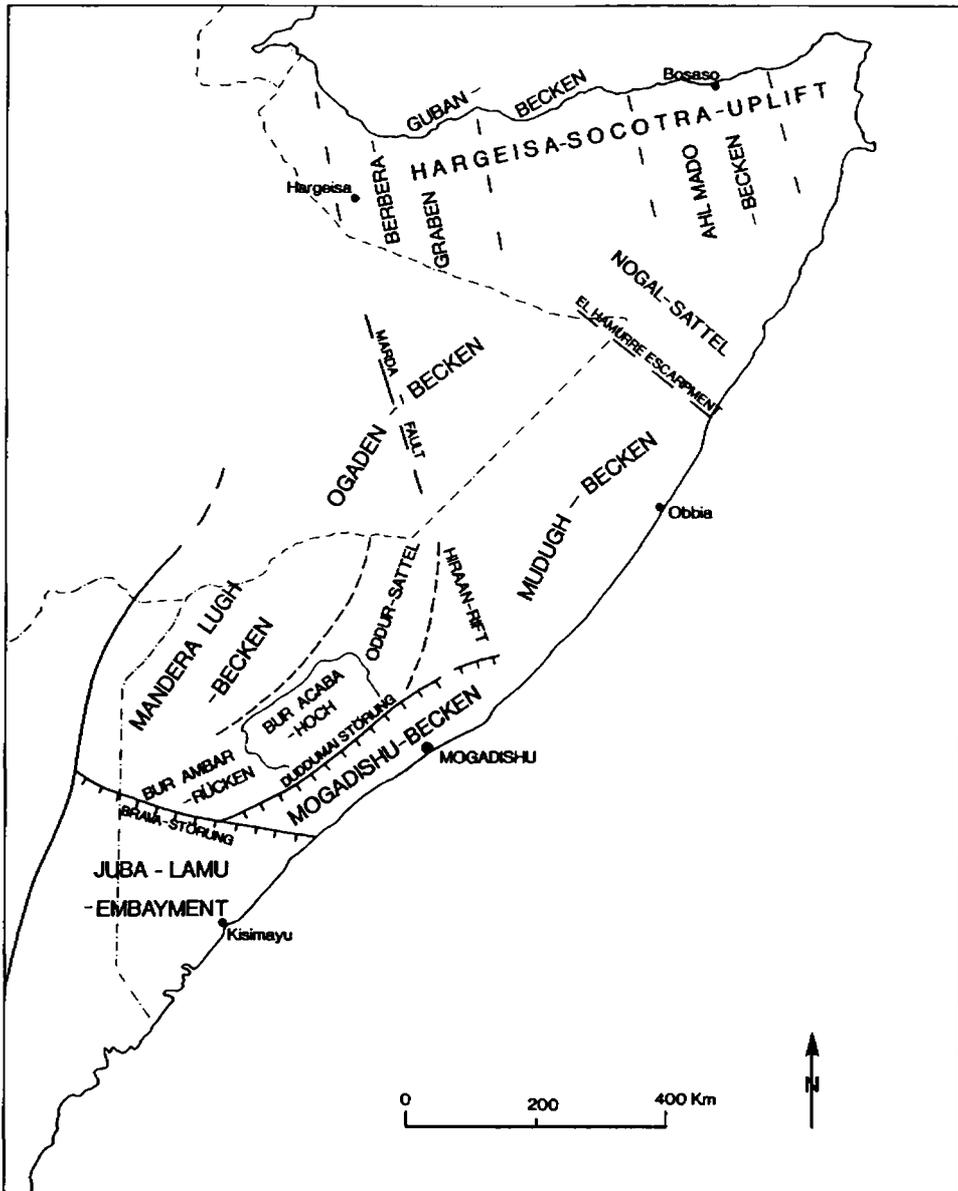


Abb.3: Die Hauptstruktureinheiten von Somalia (leicht verändert nach BOSELLINI 1989)

denden Angaben zu den tektonischen Einheiten stützen sich auf Arbeiten von BOSELLINI (1989), BEYDOUN (1970), BRUNI & FAZZUOLI (1980), BARNES (1976) und DUALEH et al. 1990). Allgemein ist die Struktur von Südsomalia und des Ogaden geprägt durch frühe Riftprozesse (Karoo Riftsystem) zwischen Afrika, Madagaskar und Indien im späten Paläozoikum und frühen Mesozoikum. Bei den Sedimentbecken und Hebungszonen Nordsomalias handelt es sich um Strukturen des Zeitraums Jura bis Känozoikum.

Struktureinheiten, die sich vor oder während des Jura

herausgebildet sind: Das mit mehreren tausend Meter mächtigen Karoo-Sedimenten gefüllte Mander-Lugh-Becken erstreckt sich in Südwest-Nordost-Richtung von NE-Kenia über Südwestsomalien in den Ogaden. Das Hiraan-Rift, ein weiteres Karoo-Riftbecken, ist ausschließlich geophysikalisch nachgewiesen. Sein nordwestlicher Verlauf fällt mit dem des Jebeli River zusammen. Nordwestlich schließt sich im Ogaden, möglicherweise als direkte Fortsetzung und sozusagen in Verlängerung des Roten Meeres, die Marda-Fault-Zone (BOCCALETTI et al. 1991) an. Die Störungszone ist an der Erdoberfläche als Nordwest-

Südost streichende vulkano-tektonische Linie in den Marda Hills von Süd-Äthiopien nachgewiesen (GOUIN & MOHR 1964). Ihre Fortsetzung nach Nord-Äthiopien (Afar-Gebiet) ist jedoch hypothetisch und nicht durch Geländebefunde belegt.

Durch ein Ost-West streichendes Störungssystem (Brava Fault) vom Mandera-Lugh-Becken getrennt, grenzt im äußersten Süden Somalias und in Nordost-Kenia die Juba-Lamu-Bucht, ein permo-triassisches Grabensystem an. Parallel zum östlichen Kontinentalrand von Somalia sind zwei Becken nachgewiesen, die sich mit der Trennung Afrikas von Madagaskar entwickelten: Das jurassische Mudugh-Becken grenzt im Süden an das Hiraan-Rift und im Norden an das El Hamurre-Lineament. Das Mogadishu-Becken schließt sich südlich an. Die an die zehn Kilometer mächtige Sedimentfüllung umfaßt den Zeitraum von der unteren Kreide bis zum unteren Oligozän. Das Ogaden-Becken, das nach Südosten in das Mudugh-Becken und nach Süden in das Mandera-Lugh-Becken übergeht, ist ebenfalls ein Bereich, in dem Karoo-Riftgräben im Untergrund vermutet werden (BOSELLINI 1989). Im Norden und Nordosten wird es vom Hargeisa-Socotra-Horst bzw. dem Nogal-Sattel begrenzt und verflacht nach Westen gegen das Äthiopische Plateau.

Becken jurassischen Alters in Nordsomalia sind der Berbera-Graben im Nordwesten (Bihendula-Borama) und das Ahl Mado-Becken im Norden. Während des Jura aktive Hebungszone sind in Nordsomalia nicht nachgewiesen. Dagegen war der Hadhramut-Sattel, der sich parallel zum Golf von Aden in Südarabien erstreckt, nachweislich Festland im unteren und mittleren Jura (s. SAINT-MARC 1978). In Südsomalia waren die Bur Acaba und der Oddur-Sattel zu Beginn des Jura zeitweise Hochgebiete. Sie trennen das Mandera-Lugh-Becken nach Westen vom Mogadishu-Becken. Zum Nogal-Sattel, der in südwestlicher Richtung vom Hargeisa-Socotra-Uplift zum Indischen Ozean abtaucht, wurde eine erhebliche Mächtigkeitsverringerung der jurassischen Schichtenfolge beobachtet. Unklar ist, ob dies auf die Existenz einer Hebungszone im Jura, einer untermeerischen Schwellenregion oder auf Erosion während der Unterkreide zurückzuführen ist (s. BARNES 1976, BOSELLINI 1989). Am sich südlich anschließenden El Hamurre-Lineament erfolgten dagegen wahrscheinlich im Jura und in der unteren Kreide tektonische Bewegungen (BOSELLINI 1989). Post-jurassische Hebung erfolgte auch am Hargeisa-Socotra-Horst, der nach Norden an das Riftsystem des Golf von Aden angrenzt. In dieser sich von Hargeisa im Nordwesten bis Socotra im Osten erstreckenden Zone sind die

Schichten des Jura zum Teil oder vollständig erodiert (s. BARNES 1976, Abb.6) und werden von oberkretazischen bis unterpaleozänen Sedimenten überlagert (BOSELLINI 1989).

Auf dem südwest-nordöstlich verlaufenden "Erigavo-Mukalla-High" in Nordwestsomalia und Südarabien liegen Sandsteine der oberen Kreide diskordant auf dem Grundgebirge. BOTT et al. (1992) nehmen in diesem Bereich, wie auch im äußersten Nordosten Somalias ("Ras Binnah High"), aufgrund des Fehlens jurassischer Sedimente Hochgebiete an. Das tertiäre Guban-Becken parallel zum Golf von Aden ist durch Haupttransformstörungen in verschiedene Teilbecken mit mächtigen klastischen Sedimentfüllungen gegliedert (Daban-Becken, Bosaso-Becken etc.). Der Kontinentalrand Südsomalias und Nordost-Kenias wurde mit der Trennung Madagaskars von Afrika im mittleren/oberen Jura (150-160 Ma) gebildet. Die Altersangaben für den nordöstlichen Kontinentalrand Somalias ("Hafun margin"), der im Osten an das Somali-Becken angrenzt, variieren zwischen später Kreide/frühem Tertiär und Jura (BOSELLINI 1989). Für den nördlichen Kontinentalrand wird Neogen angegeben (LE PICHON & FRANCHETEAU 1978, ABBATE et al. 1988).

## 2.2 Plattentektonik und Paläogeographie des Jura im Nordostafrikanisch-Arabischen Raum

Im unteren Jura endete die Phase des Paläozoikum bis frühen Mesozoikum (Prä-Toarcium), während der Somalia festländischen Bedingungen unterlag. Maßgeblich beeinflusst wurde die Paläogeographie zu Beginn des Jura durch die Existenz prä-jurassischer Riftsysteme in Südsomalia und im Ogaden. Im Mandera-Lugh-Becken (südwestlicher Ogaden) sind mehrere Kilometer mächtige grobklastische Karoo-Schichten nachgewiesen (PETERSON 1986, BOSELLINI 1989). Im Ogaden (Marda Fault) sind kleinere Riftgräben mit Karbon-Sedimenten deltaischen und lakustrinen Ursprungs entwickelt (BEAUCHEKAMP 1977, MOHR 1963).

Nach neueren Fossilfunden werden die ältesten Beckensedimente im Ogaden in das Altpaläozoikum (Ordovizium) gestellt (ASSEFA 1988). In Äthiopien treten in "prä-Adigrat-Gräben" (Harar-Plateau) fluviale Schichten des Oberkarbon bis Unterperm auf (MOHR 1963, BEAUCHEKAMP 1977). Ab der späten Trias oder zu Beginn des Jura wurden in Ostafrika und Arabien verbreitet zum Teil mehrere hundert

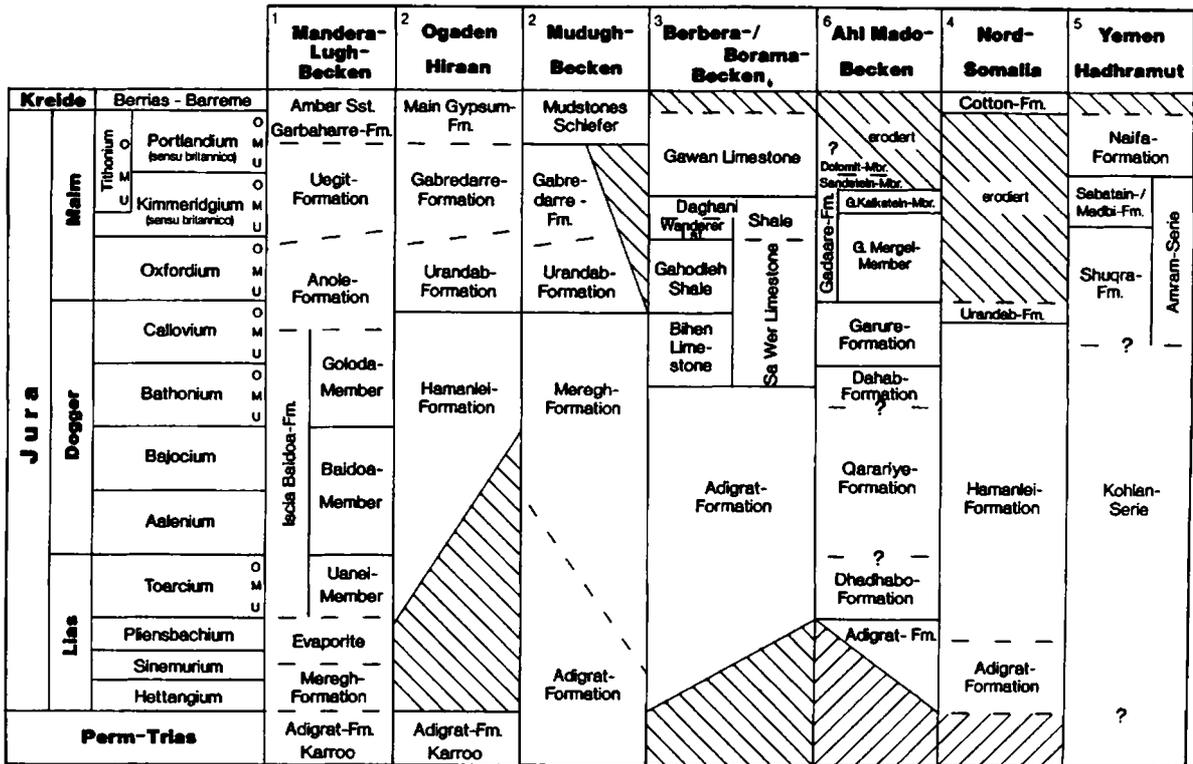


Abb. 4 a

Abb. 4 a,b: Korrelation der lithologischen Einheiten und Lithofazies des Jura von Somalia und Südarabien nach verschiedenen Autoren (1: BOSELLINI 1989 und BRUNI & FAZZUOLI 1987, 2: BOSELLINI 1989, 3: ABBATE et al. 1987a, 4: BARNES 1976, 5: SAINT-MARC 1978, 6: vorliegende Arbeit.

Meter mächtige kontinentale Klastika abgelagert, die in Somalia unter der Bezeichnung Adigrat-Formation zusammengefaßt werden. In den Riftbecken gehen die Karroo-Serien graduell in die Adigrat-Sandsteine über; in den übrigen Gebieten wurden die Konglomerate und Sandsteine dagegen meist direkt auf dem Grundgebirge abgelagert (Abb. 4 a,b). In Nord- und Nordwestsomalia sind zwischen dem Grundgebirge und der Adigrat-Formation Basalte eingeschaltet (BRUNI & FAZZUOLI 1976, S.O.E.C. 1954, unveröff. Bericht). Prä-jurassische WSW-ENE-streichende Basaltgänge deuten in Yemen erste Blockverschiebungen im Bereich des Golf von Aden an (KAINZ 1990). In den Sedimentbecken (Abb. 5) in Tansania (Ngereingere Schichten), Madagaskar (Isalo-Gruppe), Ostkenia (Mansa Guda-Formation), Südsomalia (Deleb-Formation, Adigrat-Formation) und Nordäthiopien (Adigrat-Formation) und West-Yemen (Kohlän-Formation) wurden mächtige klastische Serien akkumuliert. Aufgrund eines zum Teil erheblichen morphologischen Reliefs erreichten die Klastika in anderen Gegenden wie z.B. Süd-Äthiopien, Südyemen, Nordsomalia, Bur Acaba und Nordost-Kenia keine oder nur eine geringe Mächtigkeit (BOSELLINI 1989, BEYDOUN 1970, BRU-

NI & FAZZUOLI 1976, BARNES 1976). MOHR (1961) berechnete für Socotra anhand der Mächtigkeiten von Schichtenfolgen des unteren und mittleren Jura in benachbarten Gebieten eine Hebung um 850 Meter. Die Küstenregionen des Golf von Aden d.h. Südarabien, Südyemen und Nordsomalia (Ahl Mado) waren der sehr geringen Mächtigkeit der Adigrat-Formation zufolge vermutlich ein Hochgebiet (vgl. BOSELLINI 1989). Hierauf deuten auch die Paläoströmungsrichtungen aus dem Gebiet von Berbera und des östlichen Ahl Mado (Kap.3.1), die nach BOSELLINI eine Sedimentanlieferung aus dem Norden anzeigen. Liefergebiete für die Adigrat-Formation im Gebiet des Ahl Mado und für die Kohlän-Formation in Yemen war daher sehr wahrscheinlich der Hadramut-Sattel in Südarabien (Saint-Marc 1978, Abb. 5). Möglicherweise befanden sich weitere Liefergebiete im Nordwesten Somalias und in Äthiopien. Hierauf deuten im Bihendula-Profil (NW-Somalia) Schüttungsrichtungen aus dem Osten (an der Basis) und aus dem Westen (am Top) hin (BRUNI & FAZZUOLI 1976). Lithofaziell handelt es sich bei der Adigrat-Formation meist um eine zunächst grobklastische und zum Hangenden zunehmend feinkörnigere fluviatile Se-

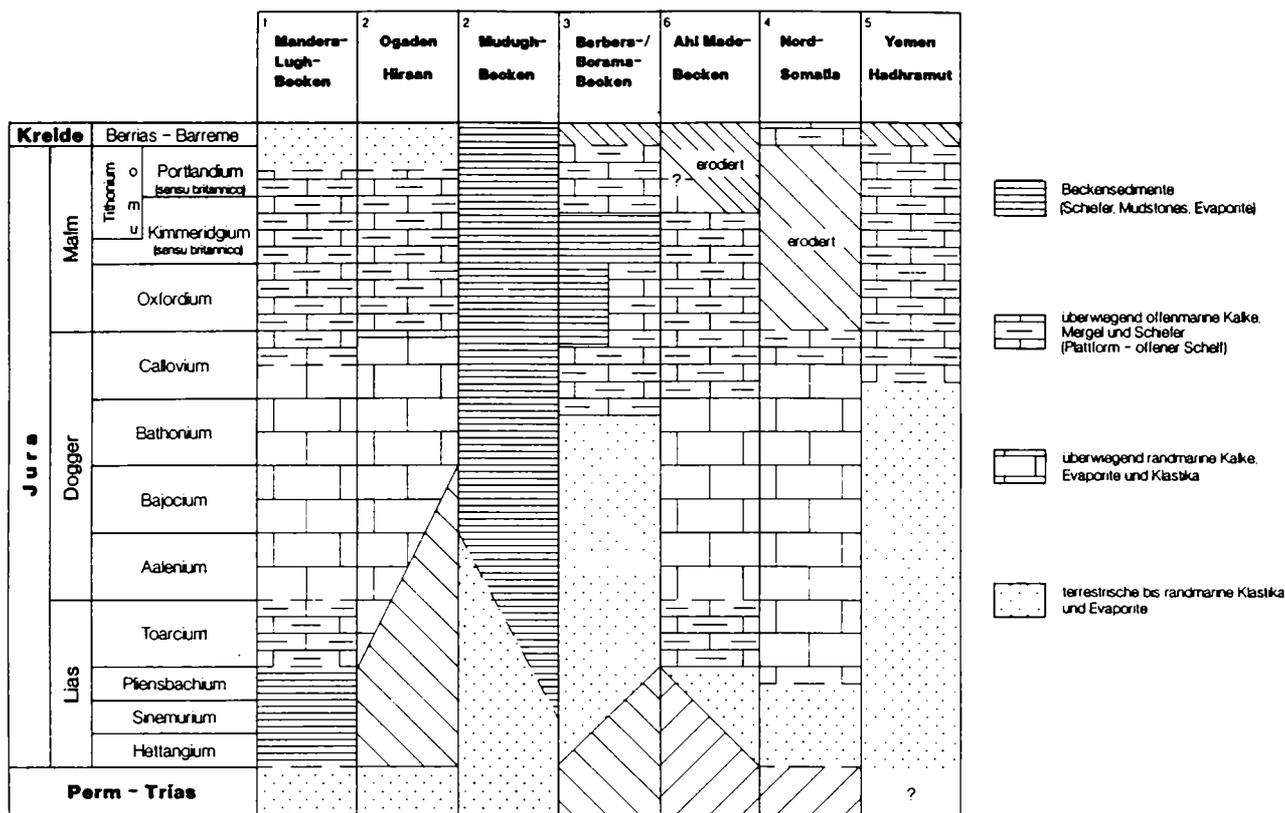


Abb. 4b

quenz mit einem Übergang in randlich marine bis lagunäre Schichten am Top. Bei Bihendula (Berbera-Graben) zum Beispiel handelt es sich an der Basis um Ablagerungen eines verflochteten Flußsystems, die zum Hangenden in Uferbanksedimente übergehen. Das Top wird von einer Lagunenfazies gebildet (s. BRUNI & FAZZUOLI 1976). Laterale Übergänge in lakustrine und deltatische Abfolgen sowie Sabkha- und Dünensedimente deuten auf eine vielgestaltige Paläogeographie im unteren Jura. Der Adigrat-Sandstein ist eine diachrone Schichtenfolge, die in der oberen Trias oder dem unteren Jura einsetzt und in den höheren Unterjura bis in das obere Bathonium reicht (Abb. 4a). Mikroflora aus Bohrkernmaterial aus dem Mogadishu-Becken (Brava 1) wurden als Belege für Keuper gewertet (MÄDLER in PLUMHOFF 1967 unveröff.; s. PICCOLI et al. 1986). Im äußersten Nordosten (Bohrung Hafun Terrestris-1) wurde oberer Keuper bis unterer Lias ermittelt (ELF Somalie, unveröff. Bericht, s. BOSELLINI 1989). Nach neueren Erkenntnissen sind triassische Floren aus dem Adigrat-Sandstein nicht eindeutig nachgewiesen. Eine Mikroflora aus Bohrkernmaterial im Ogaden (Bohrung Abred 1) ist nach vorläufigen Ergebnissen in das

Intervall Hettangium bis Pliensbachium/Basis Toarcium einzustufen (O. HANKEL, TU Berlin, pers. Mitt.).

In Äthiopien, Nordwestsomalien, Südarabien, Yemen und im Nordosten Somalias (Bur Antara) setzte sich die Akkumulation kontinentaler Klastika bis in den späten mittleren Jura fort. Im Bihendula-Gebiet (Berbera-Becken) reicht die Einheit bei 130 Meter Mächtigkeit in das obere Bathonium bis untere Callovium (BRUNI & FAZZUOLI 1977, ABBATE et al. 1974). Ein ähnliches Alter hat auch die 200 bis 300 Meter mächtige Adigrat-Formation in Äthiopien (TURI et al. 1981) und die Kohlan-Formation in Yemen (BEYDOUN 1966, Abb. 4a,b).

Als Folge des weltweiten Meeresspiegelanstiegs (HAQ et al. 1987) und des beginnenden Rifting zwischen Ost- und Westgondwanaland wurden große Teile Somalias im unteren Jura von einer Transgression erfaßt. Paläogeographischen Rekonstruktionen (s. SCOTese 1991, RICCARDI 1991) zufolge überflutete das Tethys-Meer Somalia aus Nordosten, d.h. über Oman, Pakistan und Nord-Indien. Unterschiedliche stratigraphische Alter für die Transgressionsbasis in Somalia entsprechen einer langsa-

men, vom morphologischen Relief gesteuerten Meeresüberflutung.

Die marine Sedimentation begann mit der Ablagerung einer über 1000 Meter mächtigen Serie aus schwarzen Tonschiefern, schwarzen mikritischen Kalken und Dolomiten (Meregh-Formation) und daran anschließend ähnlich mächtigen Evaporiten im Mander-Lugh-Becken und im Mudugh-Becken (Abb. 4a,b, 5). In Schichten der Meregh-Formation wurde ein Hettangium-Alter ermittelt (ESSO, unveröff. Bericht 1987, in BOSELLINI 1989). Eine nächstjüngere stratigraphische Einstufung anhand von Foraminiferen (Pliensbachium, Domerium) stammt aus Bohrungen im Ogaden und dem Nogal-Plateau (AGIP Somalie, unveröff. Bericht 1977). Bis zum unteren Toarcium hatte das flache Schelfmeer Südsomalia, den Ogaden und, belegt durch Foraminiferenfunde in Bohrkernmaterial (s. BOSELLINI 1989), neben dem Nogal-Plateau weite Teile des Horns von Afrika erfaßt (Abb. 5). Normalmarine benthische Faunen und Ammonitenfaunen des unteren Toarcium (*Tenuicostatum*- bis *Falciferum*-Zone) in Südsomalia (Mander-Lugh-Becken) und in Nordsomalia (Ahl Mado-Becken) deuten auf ein Maximum der Transgression in diesem Zeitraum, der korrelierbar ist mit dem weltweiten Transgressionszyklus UAB-4, 4.3 (s. HAQ et al. 1987). Dolomitische Kalke mit Evaporit-Einschaltungen (Hamanlei-Formation) weisen auf vorwiegend flach- bis randlich marine Bedingungen in Nordsomalia im unteren und mittleren Jura hin. Festland blieben außer dem Nordwesten Somalias auch Bereiche in der nördlichen Küstenregion (Ras Antara, ? westliches Ahl Mado). Ein Meeresarm mit Verbindung zum offenen Schelf erstreckte sich in das Gebiet des östlichen Ahl Mado. Die Transgressionsbasis ist durch Ammonitenfunde in Schichten des Uanei-Member (Iscia Baidoa-Formation) im Bereich des Mander-Lugh-Beckens und im Ahl Mado in das untere Toarcium datiert (S.O.E.C., unveröff. Bericht 1954, LUGER et al. 1990).

Die flachmarinen Schichtenfolgen des unteren und mittleren Jura im Ogaden wurde von MIGLIORINI (AGIP, 1937-39) unter der Bezeichnung Hamanlei-Formation zusammengefaßt. Die stratigraphisch vom tieferen Toarcium bis in das späte Callovium reichende Sequenz setzt sich im nördlichen Bereich des Mander-Lugh-Beckens aus Biomikriten, Biospariten und Oolithen der flachen Karbonatplattform zusammen (Bohrung Hol 1). Möglicherweise tektonische Prozesse entlang der "Marda-Fault-Zone" steuerten maßgeblich die Paläogeographie Somalias im unteren und mittleren Jura: Überwiegend normalmarine Plattformsedimentation (Baidoa-Formation) in Südso-

malia gegenüber verbreitet randlich mariner (Hamanlei-Formation) bis terrestrischer Sedimentakkumulation (Adigrat-Formation, Ahl Mado-Gruppe) im Ogaden und in Nord- und Nordwest-Somalia (Abb. 5). BOCCALETTI et al. (1991) nehmen aufgrund von Mächtigkeitsdifferenzen in den Jura-Sequenzen westlich und östlich der Marda Fault im Ogaden Krustendehnung im westlichen Ogaden an und deuten die Störungszone als Haupttransformstörung, die im Zeitraum Trias bis oberer Jura, bedingt durch die Süd-Drift Madagaskars, aktiv war. Nach BOSELLINI (1989) waren dagegen tektonische Bewegungen am El Hamurre-Lineament (Abb. 3) von wesentlicher Bedeutung für die Paläogeographie des Jura in Somalia. Der Autor stützt sich auf Bohrungen am El Hamurre-Lineament, die nach Norden einen lateralen Übergang von etwa 1000 Meter mächtigen Tiefwasser-Beckensedimenten des Mudugh-Beckens (Meregh-Formation) in eine erheblich geringer mächtige Abfolge aus Flachwasserkalken, Dolomiten und Evaporiten (Hamanlei-Formation) belegen. In dieser lithologischen Zusammensetzung ist die Hamanlei-Formation in Nordsomalia (früheres British Somaliland) verbreitet (s. BARNES 1976).

Eine Ausnahme bildet die Beckenentwicklung im Gebiet des östlichen Ahl Mado mit einer zyklischen Schichtenfolge aus randlich bis normalmarinen (lagunären) Sandsteinen und Karbonaten. Das Gebiet im östlichen Ahl Mado war im unteren und mittleren Jura Absenkungsgebiet und als flachmarine Bucht dem sich über Nordost-, Zentral- und Südsomalia erstreckenden Meeresraum angegliedert (Abb. 5). Dies ergibt sich aus den deutlich erhöhten Sedimentmächtigkeiten (600 Meter) sowie aus der vorwiegend randmarinen Sedimentfazies der Ahl Mado-Gruppe im Vergleich zu zeitgleichen kontinentalen Schichtfolgen (Adigrat-Formation) im Raum Bihendula, Süd-Yemen (130 Meter) und bei Ras Antara (170 Meter). Nach BOTT et al. (1992) setzte sich das Ahl Mado-Becken in nordwestlicher Richtung nach Südarabien ("Masilah-Ahl Mado Basins") fort. Dieses Modell stützt sich auf Bohrdaten aus dem Offshore-Bereich von Südarabien und Nordsomalia. Der Jura des Ahl Mado (Ahl Mado-Gruppe) ist eine zyklisch aufgebaute Serie flach- bis offenermariner Klastika und Karbonate. BRUNI & FAZZUOLI (1980) beschrieben die Ahl Mado-Gruppe als eine Wechselfolge intertidaler bis subtidaler sandiger Kalke, Mergel und Sandsteine. Sie erwähnten ein Auskeilen der marinen Karbonate nach Westen zugunsten terrigener Klastite, (Angaben der S.O.E.C., unveröff. Bericht 1954). Liefergebiet für den terrigenen Detritus war vermutlich der im Norden gelegene Hadhramut-Sattel (Süd-

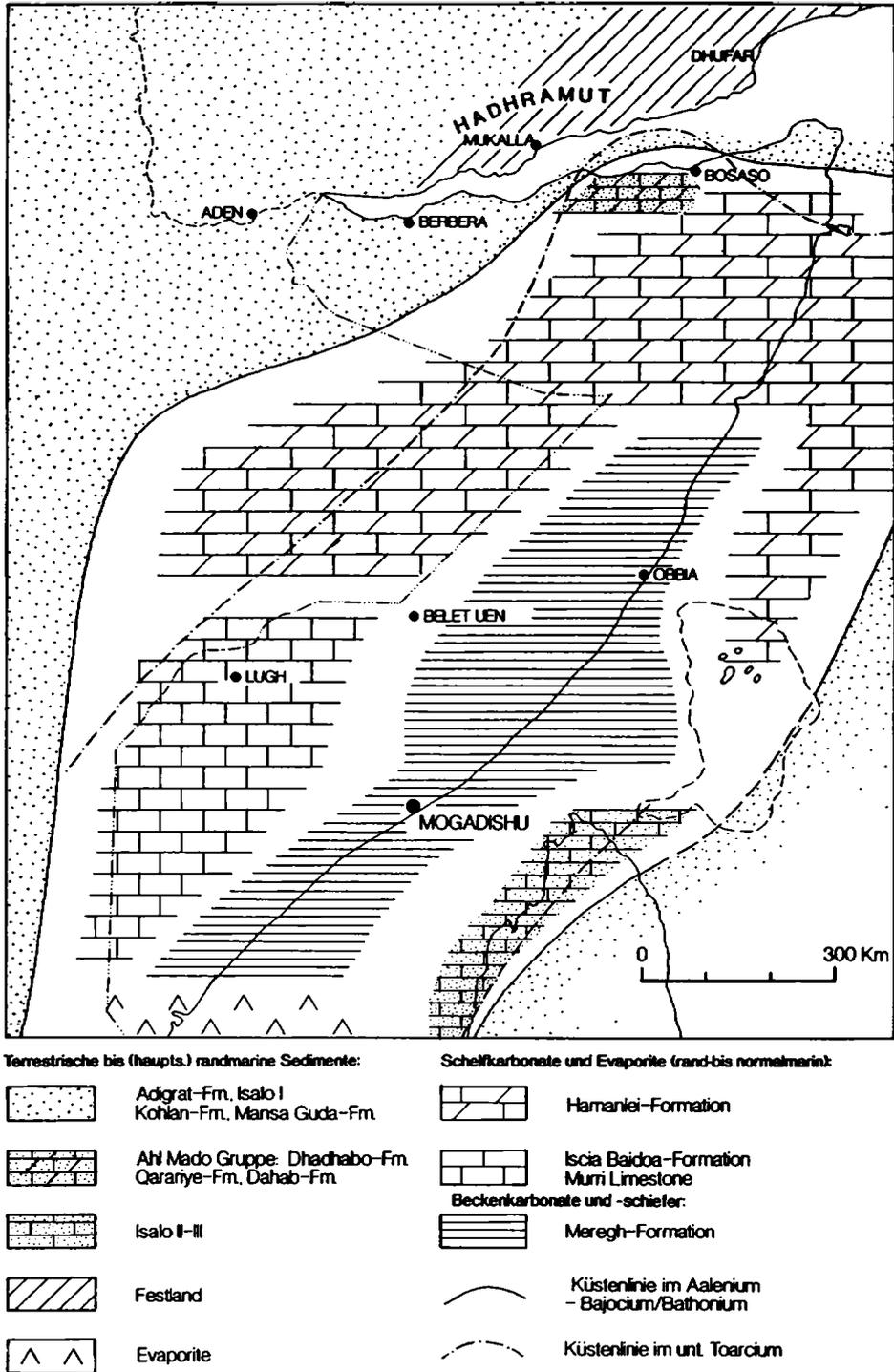


Abb. 5: Paläogeographie von Somalia und angrenzenden Gebieten im Zeitraum Toarcium bis Bajocium/Bathonium (leicht verändert nach BOSELLINI 1989, SAINT-MARC 1978).

arabien), der bis zum Bathonium Festland blieb (SAINT-MARC 1978). MERLA (1938, s. MERLA et al. 1979) unterteilte die "Ahl Mado-Sequenz" nach rein lithologischen Gesichtspunkten in fünf Untereinheiten: subunit i: fossilführende Kalke, Mergel und san-

dige Kalke (einige Meter bis 120 m); subunit ii: Mergel, Sandsteine, Gips, untergeordnet Kalksteine (0-70 m); subunit iii: harte dickbankige Kalke, die nach Westen in sandige Kalke und Sandsteine übergehen (50-150 m); subunit iv: Kalksteine, mergelige Kalk-

steine, sandige Kalksteine und Mergel (25-70 m); subunit v: feinkörnige, hellgraue dünnbankige Kalksteine (132-200 m). In einem Gebiet östlich von Erigavo (keine genaue Ortsangabe) beobachtete BOSELLINI (1989) innerhalb der hier 500 bis 600 Meter mächtigen jurassischen "Ahl Mado Formation" eine Wechselfolge aus bioturbaten Sandsteinen, Dolomiten, laminierten Sand- und Siltsteinen mit Pelecypodenabdrücken und dicken schräggeschichteten Sandsteinseinheiten. Daran schließen sich Zyklen (jeweils 15-20 Meter mächtig) aus laminierten und schräggeschichteten Sandsteinen, dickbankigen groben, erosiv auflagernden Sandsteinen (Channelstrukturen) und massigen, bioturbaten sandigen dolomitischen Kalksteinen an, die der Autor als kleinere Transgressions-Regressionszyklen deutete.

Während in Südarabien im unteren und mittleren Jura ausschließlich kontinentale Bedingungen vorherrschten (Kohlan-Formation), war Zentralarabien ab dem höheren Lias und im Dogger Teil eines flachen Schelfmeeres. Bei der Marrat-Formation (Toarcium) und der Dhurma-Formation (Bajocium-Bathonium) handelt es sich um Plattformkarbonate mit Ammonitenfaunen. Der westliche Teil Saudi Arabiens war ebenfalls Festland. Dies ergibt sich aus der in westlicher Richtung zunehmend kontinentalen Fazies in den unter- bis mittl. jurassischen Formationen (Dhurma-Formation, Tuwayq Limestone) im Raum Jebel Tuwayq und im südlichen Arabien (RHUB AL KHALI) belegt (s. SAINT-MARC 1978).

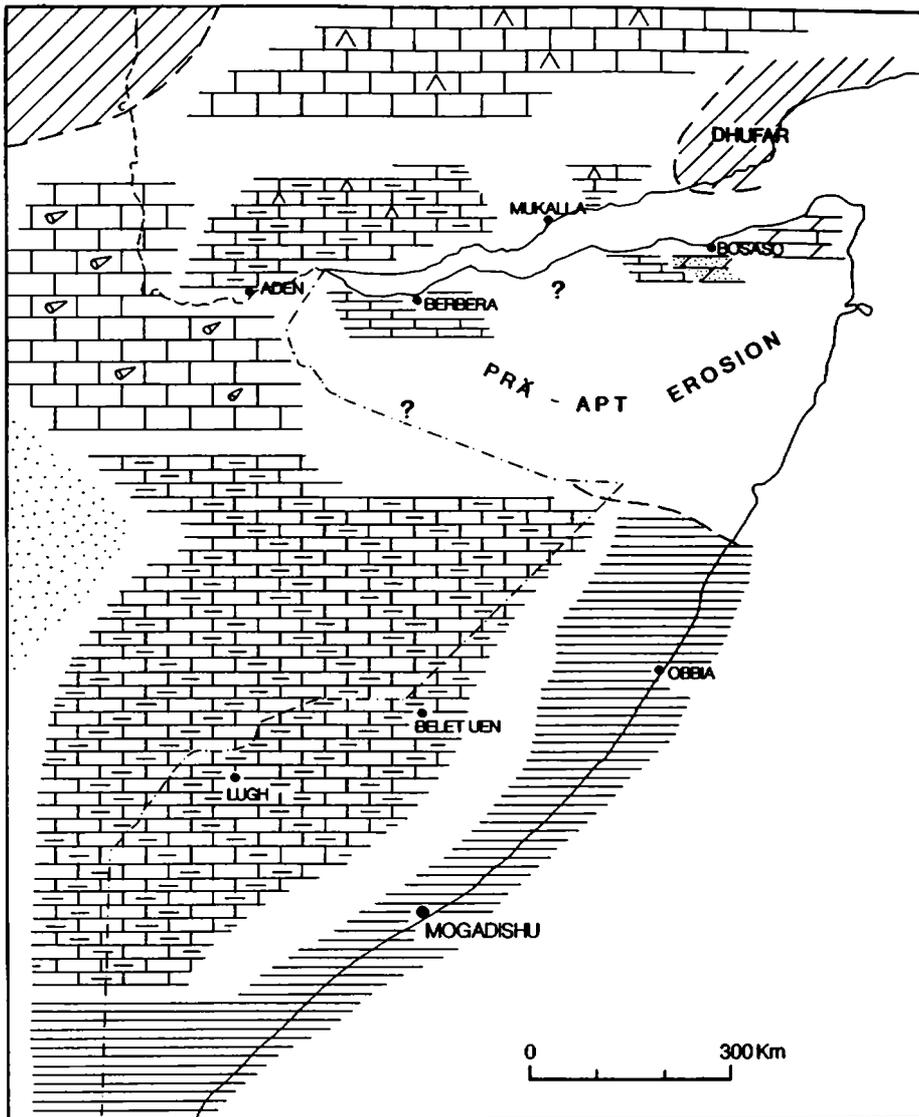
Südsomalia blieb vom Toarcium bis zum späten mittleren Jura (Callovium) als flache Karbonatplattform im vollmarinen Bereich. Die Ischia Baidoa-Formation im Manderia-Lugh-Becken (?Domerium/unteres Toarcium bis frühes Callovium, Abb. 4a,5), erreicht eine Mächtigkeit von 800 Metern und ist vom Liegenden zum Hangenden zusammengesetzt aus Ammoniten führenden Mergeln und Kalksteinen (Uanei-Member), Biomikriten und bioklastischen Packstones (Baidoa-Member) und fossilführenden Biomikriten, Dolomiten und Biopelspariten (Goloda-Member) (BRUNI & FAZZUOLI in ALI KASSIM et al. 1987). Während letztgenannte Autoren eine regressive Tendenz im Baidoa-Member angeben, wird von BELTRANDI & PYRE (1973) und BOSELLINI (1989) aufgrund des zum Hangenden zunehmenden Anteils an Biospariten und Schillkalken eine Verflachung der Sequenz am Top (Goloda-Member) angenommen.

Im oberen Bathonium bis Callovium wurde auch Nordsomalia in den vollmarinen Bereich einbezogen. Funde von Dinoflagellaten im basalen Abschnitt der Bohrung Dab Qua 1 im Offshore-Bereich nahe Las

Koreh, also im westlich Teil des Ahl Mado-Bekens, belegen marinen Einfluß im Bathonium (s. BOTT et al. 1992). Ursache für die Transgression des Callovium bis Oxfordium, die das gesamte Horn von Afrika bis Nord-Äthiopien erfaßte, ist neben dem weltweiten Anstieg des Meeresspiegels (HAQ et al. 1986) vor allem regionale Subsidenz infolge des Auseinanderdriftens Ost- und Westgondwanas. Die Trennung der Kontinente erfolgte nach RABINOWITZ et al. (1983) im Callovium/frühen Oxfordium (151-159 Ma). Im Somali-Becken ist die älteste ozeanische Kruste auf 157 Ma datiert.

In Nord- und Nordwest-Somalia (Bihendula-Gebiet) wurden ab dem Oberen Bathonium bis Callovium flachmarine Plattformkalke (Bihen Limestone, Garure-Formation) abgelagert. Nach BRUNI & FAZZUOLI (1976) folgen in dem Bihen Limestone auf eine Tidal Flat-Fazies an der Basis und eine lagunäre Fazies im mittleren Abschnitt offenmarine Kalke des hochenergetischen Plattformrandbereichs am Top. BOSELLINI (1989) verweist auf eine Verringerung der Wassertiefe in den obersten Schichten des Bihen Limestone. Als Ursache hierfür vermutet er eine relative Meeresspiegelabsenkung infolge rapider Karbonatsedimentation bzw. Wachstums der Karbonatplattform (KENDALL & SCHLAGER 1981).

Der Zeitraum des späten Callovium ist in Südsomalia, dem Ogaden und in im Berbera-Becken gekennzeichnet durch einen abrupten lithogischen Wechsel von flach- bis normalmarinem Flachwasserkarbonaten (Ischia Baidoa-Formation, Hamanlei-Formation, Bihen Limestone) zu fossilreichen Schiefern und Mergeln des offenmarinen Schelf- und Beckenbereichs (Urandab-Formation, Gahodleh Shale, Anole-Formation; Abb. 4a,b, 6). BOSELLINI (1989) führt dies auf ein plötzliches Zerbrechen und Absinken der Karbonatplattformen zurück. Die in Südsomalia und dem Ogaden verbreitete Urandab-Formation (Anole-Formation) ist 180 bis 400 Meter mächtig und wird auf das obere Callovium bis obere Oxfordium / untere Kimmeridium datiert (BRUNI & FAZZUOLI in ALI KASSIM et al. 1987). Es handelt sich um kalkige Mergel und Mergelkalke mit Ammoniten, Belemniten, Foraminiferen, Brachiopoden, Pelecypoden und Gastropoden. Im Mudugh-Becken und am östlichen Kontinentalrand Somalias sind es schwarze und grüne, blättrige Schiefer und schwarze mikritische Kalke (BOSELLINI 1989, Abb. 6). Das stratigraphische Pendant ist im Berbera-Becken (NW-Somalia) der Gahodleh Shale (oberes Callovium bis Oxfordium, s. ABBATE et al. in ALI KASSIM 1987) im Hangenden des Bihen Limestone (Abb. 4a, 6). Die Schiefer, Mergel und Siltsteine enthalten Faunen von Be-



Flach- bis offenmarine Schelfkarbonate und -schiefer:



Tuwaiq Limestone  
- Hith-Formation



Antalo Limestone/  
Obere Sandstein-Serie



Urandab-Formation (Anole-Fm,  
Gabredarre-Formation Uegit-Fm)



Flachwasserkalke  
und Dolomite



Festland und  
Küstenlinie (verm.)



Amram-Serie/  
Shuqra-Fm-Naifa-Fm



Gadaare-Formation

Beckenkarbonate und -schiefer:



Gahodleh Shale, Daghani Shale,  
Gawan Limestone



Urandab-Fm, Gabredarre-Fm  
(Beckenfazies)

Abb. 6: Paläogeographie von Somalia und angrenzenden Gebieten im Zeitraum Oxfordium bis Kimmeridgium/Portlandium (nach BOSELLINI 1989, SAINT-MARC 1978, BEYDOUN 1964, NAIRN 1978).

Iemniten, Nautiloideen, Ammoniten, Foraminiferen, Brachiopoden und Reste von Nannoplankton.

Im Berbera-Gebiet setzte sich die tief subtidale Beckensedimentation in Form von ähnlich fossilreichen Kalken und Schiefen (Wanderer Limestone,

Daghani Shale) bis in das mittlere Kimmeridge fort (Abb.4b). Es gibt in diesem stratigraphischen Intervall keine faziellen Anzeichen auf ein nahes Hochgebiet in Form von Einschaltungen von terrigenem Detritus. Daher ist eine Verbindung des Berbera-Grabens mit dem Mudugh-Becken und mit dem Mandera Lugh-Becken möglich (s. BOSELLINI 1989). Die Beckenfazies keilt nach Westen, d.h. im Gebiet von Borama (Abb.1) aus. Das Gebiet bei Borama war vom oberen Bathonium bis Oxfordium Teil einer flachen Karbonatplattform. Die "lower subunit" und "middle subunit" des Sa Wer Limestone (oberes Bathonium bis ? mittleres Oxfordium, ABBATE et al. 1974) setzt sich überwiegend aus lagunären Biomikriten zusammen (Abb. 4b). Eine Beckenvertiefung wird hier erst in der "upper subunit" (oberes Oxfordium/unteres Kimmeridgium) durch das Auftreten von Belemniten und später durch Ammonitenfaunen im überlagernden Daghani Shale angezeigt. Nord-Äthiopien blieb im Anschluß an die Überflutung vom Bathonium/Callovium bis in das Kimmeridgium ebenfalls im Bereich einer flachen Karbonatplattform (Antalo Limestone).

Aus dem östlichen Ogaden sowie Nordsomalia liegen aufgrund der verbreiteten post-jurassischen Erosion (BARNES 1976) der Urandab-Formation und deren stratigraphische Äquivalente kaum paläogeographische Daten für den oberen Jura vor (Abb. 6). BRUNI & FAZZUOLI (1980) nehmen aufgrund der unterschiedlichen lithologischen Entwicklung im Ahl Mado (s.o.) eine Trennung des Ahl Mado-Beckens vom Berbera-Becken durch das "Erigavo-Mukalla-High" während des mittleren und oberen Jura an. Aufgrund des Fehlens jurassischer Sedimente im Erigavo-Gebiet und im Nordosten Somalias (Bohrung Ras Binnah 1) gehen BOTT et al. (1992) von oberjurassischen Schwellenregionen ("Erigavo - Mukalla - Highs", "Ras Fartak - Ras Binnah Highs") in diesen Gebieten aus, die sich in nordwestlicher Richtung nach Südarabien erstreckten. Einem jurassischen "Erigavo-Mukalla-High" widersprechen jedoch Beobachtungen von ABBATE et al. (1974), wonach die jurassischen Schichten des Berbera-Beckens weder in östlicher Richtung auskeilen noch terrigene Einschaltungen aufweisen. Ein Argument gegen eine oberjurassische Schwellenregion im Nordosten Somalias ist eine mehrere hundert Meter mächtige marine Kalksteinserie des oberen Bathonium bis Malm in der nordöstlichen Küstenregion (Bur Antara, Nordost-Somalia) (ELF Somalie, unveröff. Bericht 1975, in BOSELLINI 1989). Nahe des östlichen Kontinentalrandes sprechen Bohrergergebnisse (Bohrungen Obbia, Brava) für eine kontinuierliche marine Sedimentation im oberen Jura und in der unteren Kreide (KAMEN-KAYE & BARNES 1979).

Saudi Arabien war im Callovium bis Oxfordium untergliedert in einen offenen Schelfbereich (Zentralarabien) mit Ammoniten führenden normalmarinen Plattformkalken und Korallenriffen (Tuwaiq-Limestone, Hanifa-Formation, Jubaila-Formation) und in eine flachmarine Zone mit Flachwasserkalken in Süd- und Südostarabien (Shuqra-Formation, Abb. 6). Quarzandeinschaltungen in der Hanifa-Formation (Kimmeridgium) lassen ein nahes Hebungsgebiet, möglicherweise bei Dhufar vermuten (SAINT-MARC 1978, ENAY et al. 1986). Für den mittleren und oberen Jura in Yemen deuten lithofazielle und -stratigraphische Übereinstimmungen mit dem Raum Berbera und Bihendula (Abb. 4a,b) auf eine frühe Meeresverbindung zwischen diesen Gebieten (SAINT-MARC 1978). Die pelitischen Serien des Kimmeridgium in Südyemen (Madbi-Formation) entsprechen stratigraphisch dem Daghani Shale. Im mittleren bis oberen Kimmeridgium kamen im arabischen Raum aufgrund einer relativen Meeresspiegelabsenkung verbreitet Evaporite zur Ablagerung. In Zentralarabien ist dies der Hith Anhydrit, in Süd- und Südwestarabien (Yemen, Hadhramut) handelt es sich um Wechselfolgen von Gips, Mergeln, Schiefern, Sandsteinen und Kalken (Madbi- und Sabatayn-Formation, Abb. 4 a, 6). Damit in genetischem Zusammenhang könnten Gipseinschaltungen im Daghani Shale im Bihendula-Gebiet stehen. BRUNI & FAZZUOLI (1976) vermuten jedoch eine "postdiagenetische Bildung" der dünnen Gipslagen. Im oberen Kimmeridgium erfolgten in Südyemen (zwischen Habban und Al Mukalla) vermutlich synsedimentäre tektonische Bewegungen entlang von WSW-ESE streichenden Blockverwerfungen. Hierauf deuten intraformationale Konglomerate, polymikte Sandsteine und evaporitische Einschaltungen innerhalb der Sabatayn-Formation (s. KAINZ 1990). Nach BEYDOUN (1991) bildete sich in Yemen im Kimmeridgium ein Nordwest-Südost streichendes Grabensystem, der Jawf-Marib-Graben.

Im Kimmeridgium setzte sich in Südsomalia, dem Ogaden und im Berbera-Gebiet die Beckenvertiefung bei geringerer Subsidenzrate fort, gefolgt von Bekenauffüllung und Verflachung im obersten Jura (Portlandium). Der entsprechende Sedimentationszyklus wird im Mandera-Lugh-Becken von der Gabredarre-Formation (Uegit-Formation) gebildet, einer Einheit aus bioklastischen Kalkareniten, oolithischen Grainstones und onkolithischen Mikriten des späten Oxfordium bis Kimeridgium / ? frühen Portlandium (BRUNI & FAZZUOLI in ALI KASSIM et al. 1987, Abb. 4 a,b, 6). Die fossilreichen flach- bis offen marinen Plattformkalke erreichen Mächtigkeiten zwischen 150 m (Ogaden) und 350 m (Mandera-Lugh-Becken).

Nach BARNES (1976) ist die Gabredarre-Formation an der Typuslokalität (Ogaden, Äthiopien) von der Basis zum Top zusammengesetzt aus gelben und grauen Mergeln mit Ammoniten (40m), mikritischen, zum Teil oolithischen Kalken (130m), Gips (60m), ockerfarbenen Kalken (30m), einer Wechselfolge aus oolithischen und mergeligen Kalken mit Gips führenden Schiefen (20m) und schließlich plattigen, am Top fossilführenden Kalksteinen (40m). Im Gegensatz zu BOSELLINI unterscheiden BRUNI & FAZZUOLI (in ALI KASSIM et al. 1987) innerhalb der Formation drei Transgressions-Regressionenzyklen.

In Nordwest-Somalia (Berbera-Becken) erfolgte vom späten Kimmeridgium bis zum Portlandium (Gawan Limestone) Sedimentation im offenmarinen Schelf (Abb. 6), an die sich (Formationstop) zunehmende Verflachung mit einem Wechsel zu randmarinen Bedingungen anschloß. Bei Bihendula ist der Gawan Limestone eine etwa 250 Meter mächtige Schichtenfolge aus zunächst gleichmäßig gebankten Mudstones und bioklastischen Wackestones des tiefen Sublitoral u. a. mit Ammoniten, Belemniten, Bivalven und Radiolarien. Zum Top (oberste 50 Meter) geht sie über in lagunäre peloidale und bioklastische Grainstones, in die ein konglomeratischer Sandstein eingeschaltet ist. (ABBATE et al. in ALI KASSIM 1987). BOTT et al. (1992) geben Einschaltungen von lagunären, äolischen und fluviatilen Klastika an.

In der frühen Kreide (Neokom bis Barreme) wurden weite Gebiete im ostafrikanisch-arabischen Raum Festland, und es kam verbreitet zu festländischer Verwitterung, Erosion und nur lokal zu terrestrischer (lakustriner) Sedimentation. Schichten der tieferen Kreide (Neokom bis Barreme) fehlen in Nord- und Nordwest-Somalia sowie in Yemen, Südarabien, Socotra (Abb. 6). In Nordsomalia lagern kalkige Sequen-

zen des Apt (Tisje-Formation) und oberkretazische klastische Schichten (Yesomma-Formation) transgressiv auf teilweise erodiertem Jura oder auf dem Grundgebirge. Nur aus dem äußersten Nordosten (Candala) sind Flachwasserkalke des Neokom bekannt (BOSELLINI 1989). Als mögliche Ursache ist die weltweite Regression im obersten Jura mit einem Meeresspiegeltiefststand im Valangin in Betracht zu ziehen. Entscheidend waren jedoch wahrscheinlich tektonische Bewegungen (Blockverwerfungen) im Zusammenhang mit weltweiten Riftprozessen (Aufbrechen der Südamerikanischen und Afrikanischen Kontinentalplatte (RABINOWITZ & LABREQUE 1979) und insbesondere der Trennung von Indien, Madagaskar und Australien. Krustenhebungsphasen im obersten Jura bis Berrias sind in Saudi Arabien, Türkei, Zentral-Iran und Äthiopien belegt (SAINT-MARC 1978).

Der lokale Nachweis von Wealdensedimenten in Nordost-Somalia (Bohrungen Ahl Mado, Buran, Cotton), die zum Liegenden und Hangenden von Diskonformitäten begrenzt sind (Abb. 4a), deutet auf zwei Hebungsphasen im Zeitraum Neokom bis Barreme hin (BOSELLINI 1989). Tektonische Bewegungen entlang des El Hamurre-Lineaments sind für BOSELLINI ausschlaggebend für die unterschiedliche Entwicklung in Südsomalia und im Ogaden. In diesem Raum bewirkte die zunehmende Verflachung des Sedimentbeckens im obersten Jura (spätes Portland) und der tieferen Kreide eine randlich marine klastische und evaporitische Sedimentakkumulation (Main Gypsum-Formation, Garbarharre-Formation). In die flache meist hypersaline Meeresbucht progradierten im Neokom und Apt deltaische Sande aus südwestlicher Richtung (Nordost - Kenia) (Ambar Sandstone) (BRUNI & FAZZUOLI in ALI KASSIM et al. 1987).

### 3. Lithostratigraphie und Fazies des Jura

#### 3.1 Adigrat-Formation (Lithofazieseinheiten 1 und 2)

Die Adigrat-Formation setzt sich im wesentlichen aus grobmaßstäblich schrägschichteten Sandsteinen in Wechsellagerung mit Konglomeratlagen, Siltsteinen, Tonsteinen zusammen. Sie lagert diskordant der Inda Ad-Formation (Grundgebirge) auf. Das Grundgebirge, das hauptsächlich aus Wechsellagerungen

von Tonschiefen, Grauwacken und Quarziten aufgebaut ist, weist verbreitet einen zum Teil tiefgründigen Verwitterungs- bzw. Bodenbildungshorizont nahe der Diskordanz auf. Vom Liegenden zum Hangenden der Adigrat-Formation ist ein Übergang von mittel- bis grobklastischer fluviatiler zu randlich mariner Sedimentation zu verzeichnen. Die Schrägschichtungsgefüge deuten auf Sedimenttransport von einem Liefergebiet im Norden mit einer Ost-West verlau-

fenden Küstenlinie (LUGER et al. 1990). Die Mächtigkeit variiert zwischen 85 Meter im Profil Dhadhabo, 40 Meter im Profil Xabaal Garure und 15 Meter im Profil Manaa (Abb. 10, 11, 12). Dies spricht für die Existenz eines ausgeprägten Paläoreliefs, d.h. einer morphologischen Einsenkung bzw. erhöhter Subsidenz (Grabenstruktur, bzw. intramontanes Becken) im Raum des Profils Dhadhabo. Für das Profil Dhadhabo ist eine Position im zentralen Bereich des Ahl Mado-Beckens anzunehmen. Diese Annahme wird durch die Faziesentwicklung in der überlagernden Dhadhabo-Formation (Kap. 3. 2. 1) bestätigt.

Für die Adigrat-Formation in Somalia wurde bisher ein Alter von der oberen Trias bis zum mittleren Jura angenommen (BEYDOUN 1966, GREENWOOD 1960, BOSELLINI 1989). Eindeutig nachgewiesen ist bisher ausschließlich das stratigraphische Intervall vom Hettangium bis Bathonium. Die Hinweise auf Keuper basieren auf Mikroflora aus Bohrkernmaterial von Südsomalia (Bohrung Sinclair Brava 1) und Nordost-Somalia (Bohrung Hafun) (PICCOLI ET AL. 1986, ELF SOMALIE, unveröff. Bericht). Bohrkernmaterial (Bohrung Abred 1) aus dem Ogaden-Becken (Äthiopien) lieferte eine Mikroflora, die dem Zeitraum Hettangium bis Pliensbachium zugerechnet wird (O. HANKEL, pers. Mitt.). Aufgrund der sehr unterschiedlichen Mächtigkeiten der Formation im ostafrikanischen Raum und des graduellen Übergangs in die permotriassische Karroo-Formation (BOSELLINI 1989) handelt es sich um eine diachronene Sedimentabfolge (Abb. 4a). Im Untersuchungsgebiet läßt sich die Obergrenze bzw. der Übergang in die überlagernde Ahl Mado Abfolge durch Ammonitenfunde an der Basis der transgressiven Dhadhabo-Formation (Kap. 5.1; Abb. 8, 14) auf das tiefere Untertoarcium eingegrenzen. Im Adigrat-Sandstein wurden keine stratigraphisch bedeutsamen Fossilien nachgewiesen.

#### Lithofaziesseinheit 1

Die Lithofaziesseinheit 1 wird nach LUGER et al. (1990) als Sediment eines verflochtenen bis gering mäandrierenden Flußsystems gedeutet. Das Entwässerungsnetz war südwärts gerichtet. Die vorliegende Schichtenfolge beinhaltet großmaßstäblich schrägschichtete Sandsteine in Wechsellagerung mit Konglomeratlagen. Untergeordnet treten Einschaltungen von fein- bis mittelkörnigen Sandsteinen, Siltsteinen und Tonsteinen auf. Bei den Geröllen handelt es sich um Grundgebirgskomponenten (v. a. Quarzit und Gangquarz). Es wurden vorwiegend fining upward - Sequenzen und weniger häufig coarsening upward-Sequenzen

beobachtet. Das Top der Kornverfeinerungs-Sequenzen weist entweder kleinmaßstäbliche Rippelschichtung oder Horizontalschichtung auf. Gelegentlich sind hier auch reliktsch erhaltenen Paläoböden in Sedimente von Überflutungsebenen eingeschaltet. Die Lithofaziesseinheit 1 ist in den Profilen Dhadhabo und Xabaal Garure faziell sehr ähnlich ausgebildet und erreicht jeweils etwa 30 m Mächtigkeit (Abb. 10, 11). Im Profil Manaa dagegen deutet sowohl die wesentlich geringer Mächtigkeit (8 Meter) als auch das Fehlen von grobklastischen Einschüttungen auf eine erheblich geringere Reliefenergie (Abb. 12). Die mittel- bis feinklastischen Sedimente werden als Ablagerungen von Uferbänken und Überflutungsebenen gedeutet (pers. Mitt. Dr. F.HENDRIKS, Dipl.-Geol. M. BUßMANN).

#### Lithofaziesseinheit 2

Bei der vorliegenden lithologischen Einheit handelt es sich den lithofaziellen Merkmalen zufolge um Küstenebenen- und Strandsedimente (pers. Mitt. Dipl.-Geol. M. BUßMANN). Im Profil Xabaal Garure wurden Marschablagerungen und Küstensande nachgewiesen (Abb. 7, 10). In weiteren nahegelegenen Profilen ist dagegen eine Schwemmdelta-Fazies mit Gezeitenrinnen- und Deltafrontsedimenten ausgebildet (LUGER et al. 1990). Die Abfolge ist überwiegend aufgebaut aus fein- bis grobkörnigen Sandsteinen mit coarsening- und fining-upward-Sequenzen. Im unteren Bereich sind grobklastische Einschüttungen in Form von Geröllen aus dem Grundgebirge (Quarz) und aus intraformationaler Aufarbeitung häufig (Abb. 10, 11, 12). Die zum Hangenden zahlreicher werdenden dünnen Silt- und Tonsteinschichten spiegeln einen Rückgang in der Strömungsenergie wider. Neben grob- und feinmaßstäblicher Schrägschichtung treten auch Horizontalschichtung sowie Bioturbationshorizonte und Paläoböden auf. Die entgegengesetzt ausgerichteten (N-S, NW-SE) Schräggschichtungsgefüge können zum Teil auf fluviatile Strömung und auf Gezeitenströmung zurückgeführt werden. Das Top der Adigrat-Formation wird in den Profilen Xabaal Garure und Dhadhabo von quarzdetritusreichen dolomitischen Oolithen bzw. Bioklast-Ooid-Pack- und Grainstones des Strandbereichs gebildet (Mikrofaziestypen C und D, Kap. 4.3, 4.4).

### XABAAL GARURE

Abb. 7,8,9: Lithologische Einheiten, Biostratigraphie und Fazies des Jura in den Profilen Xabaal Garure, Dhadhabo und Manaa.

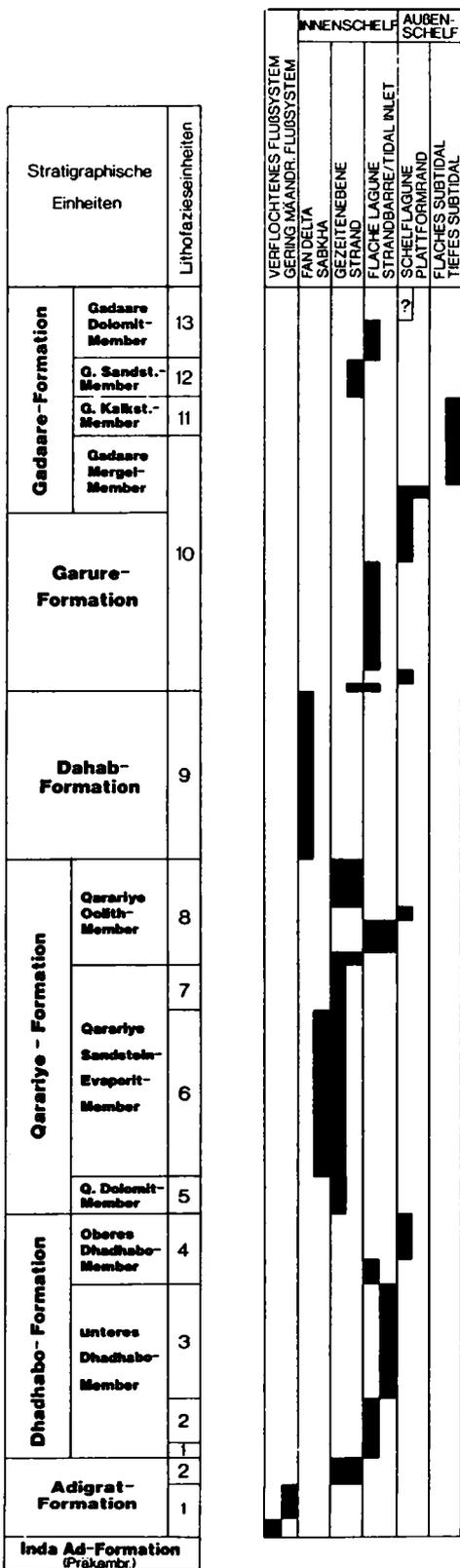
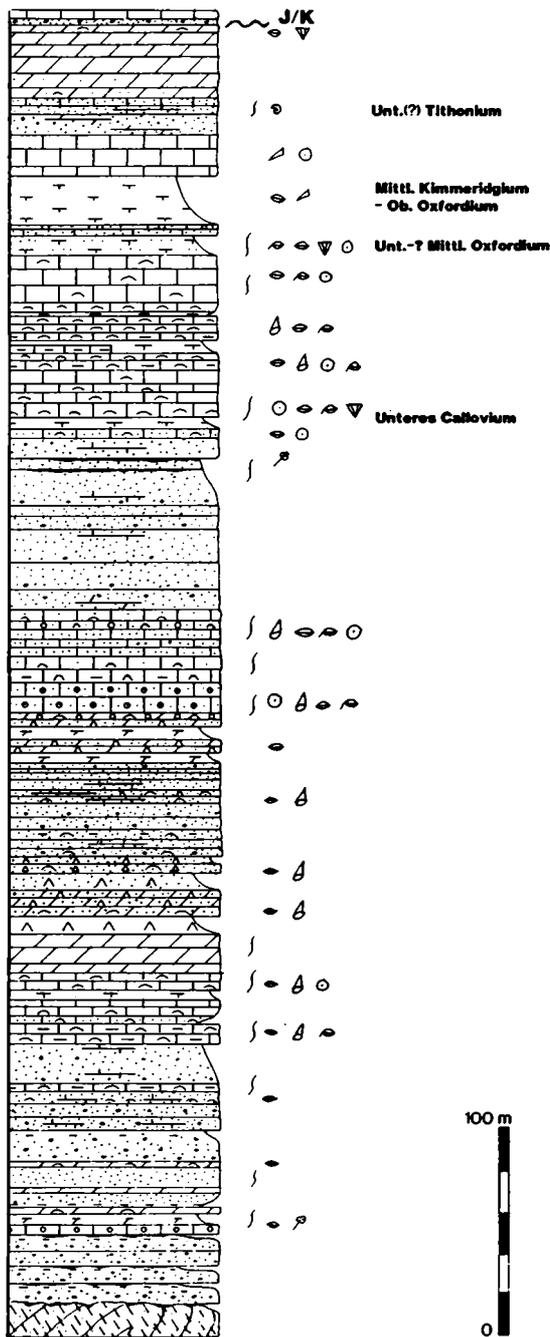


Abb. 7



**DHADHABO**

Stratigraphische Einheiten	Lithofaziesseinheiten	
	13	12
Gadaare-Formation	Q. G. G. G.	13
	Q. S. S. S.	12
	Q. M. M. M.	12
Garure-Formation	10	
	9	
Dahab-Formation	8	
	7	
Qarariye-Formation	6	
	5	
Dhadhabo-Formation	4	
	3	
Adigrat-Formation	2	
	1	
Inda Ad-Formation (Präkambri)	1	

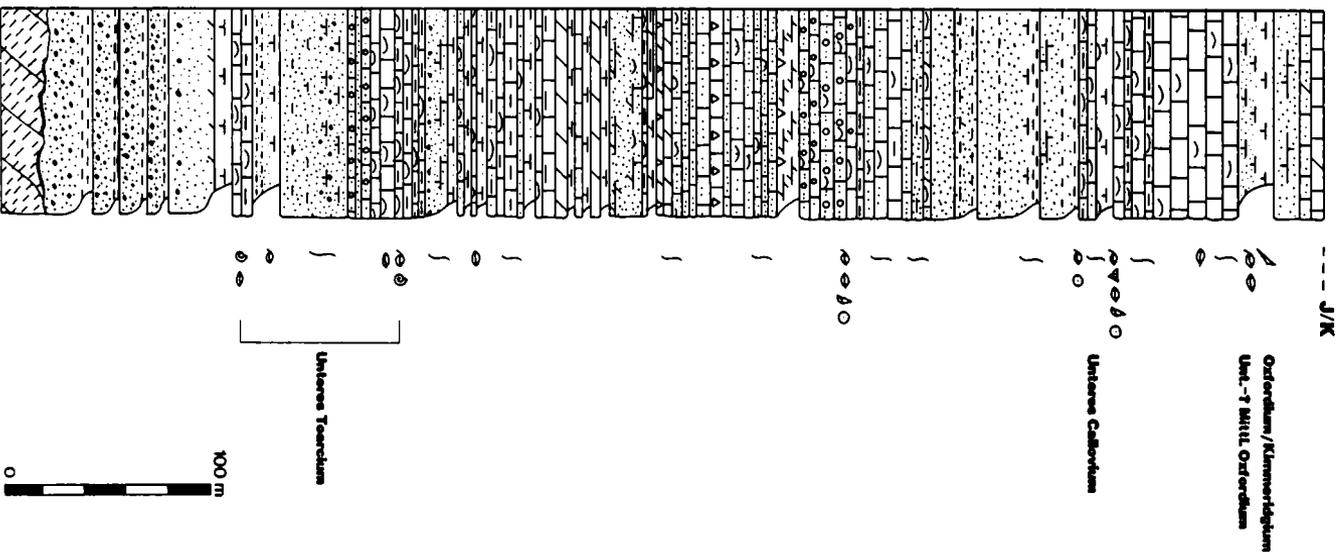
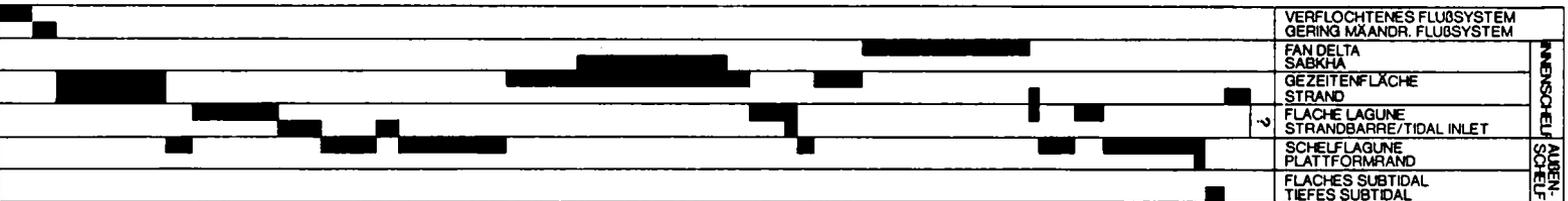
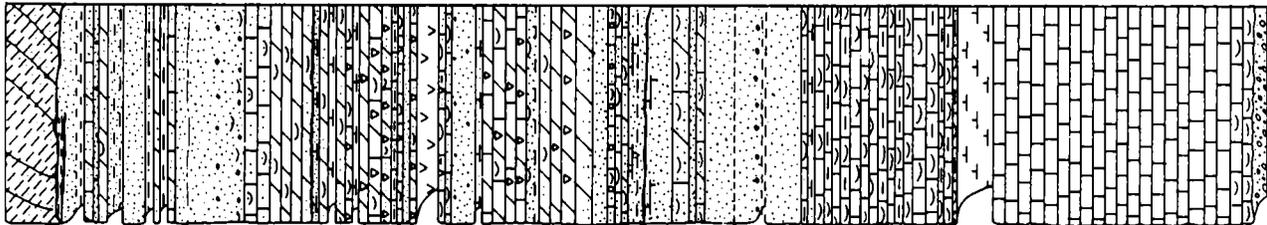
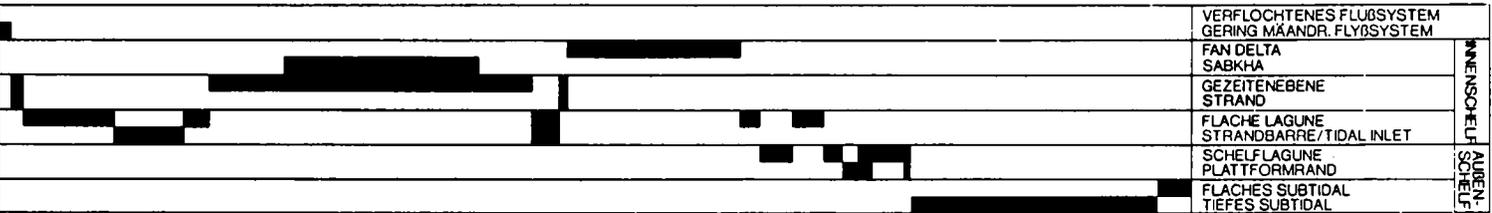


Abb. 8

**MANAA**

Stratigraphische Einheiten		Lithofaziesseinheiten
<b>Gadaare-Formation</b>		11
Gadaare Kalkstein-Member		
<b>Garure-Formation</b>		10
<b>Dahab-Formation</b>		9
<b>Qarariye-Formation</b>		8
Q. Oadit-Member		
Qarariye Sandstein-Eisporf-Member		7
<b>Dhadhabo-Formation</b>		6
Unteres Dhadhabo-Member		
<b>Adigral-Formation (Präkambr.)</b>		5
<b>Inda Ad-Formation (Präkambr.)</b>		4
		3
		2
		1



- ~ J/K
- ▽ / Mittl. Kimmeridgium
- ▽ ○ / Ob. Oxfordium
- ▽ ○ / Unt. 7 Mittl. Oxfordium
- / Unteres Carbonium

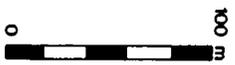


Abb. 9

	Breccien und Konglomerate		Dolomit		Bivalven / Korallen in Lebendstellung	Pa	Paläoboden
	konglomeratischer Sandstein		dolomitische Rauhwacke		normale/umgekehrte Graderung	Th/ U	<i>Thalassinoides</i> sp. <i>Rhizocorallium</i> sp.
	Sandstein u. Siltstein		gipsführender Dolomit		Kornverfeinerungs-/Kornvergrößerungssequenz		Pflanzenreste
	Kalksandstein - sandiger Kalkstein		Dolomitmergel		Schichtunggefüge aufgelöst	G	Grainstone
	Dolomitsandstein - sandiger Dolomit		Gips		Erosionsdiskonformität	P	Packstone
	kalkiger Sandstein		Paläoboden / Aufarbeitungs-lage mit Eisenauf-fällung (in Dolomiten)		Orientierung der Schrägschichtungsblätter	W	Wackestone
	dolomitischer Sandstein		tiefgründiger Verwitterungshorizont bzw. Paläoboden		Ammoniten	M	Mudstone
	siltiger Tonstein		großmaßstäbliche Schrägschichtung		Belemniten	B	Bindstone
	Tonstein		kleinmaßstäbliche Schrägschichtung		Brachiopoden	A, B etc.	Mikrofaziestypen A bis M
	Mergel		Herringbone-Schrägschichtung		Korallen	Legende zu allen Profilen	
	mergeliger Kalkstein		Strömungsrippeln		Echinodermen		
	Kalkstein		Fließrinnen		Foraminiferen		
	oolithischer Kalkstein		Biokurbation		Gastropoden		
	fossilreicher Kalkstein		Horizontalschichtung		Hydrozoen		
	kalkige Rauhwacke		Algenlamination		Ostrakoden		
	dolomitischer Kalkstein		intraformationale Aufarbeitungsgerölle		Pelecypoden		
	mergeliger Dolomit		Verkarstungsstrukturen		Glaukonit		

### 3.2 Ahl Mado-Gruppe

Die Sedimentabfolge des Jura im östlichen Ahl Mado umfaßt stratigraphisch den Zeitraum vom tieferen Untertoarcium bis zum unteren ?Tithonium oder Portlandium. Die Mächtigkeit variiert in den drei untersuchten Profilen leicht zwischen 557m im Profil Manaa, 605m im Profil Dhadhabo und 607m im Profil Xabaal Garure. Die Abfolge wird lithostratigraphisch in 5 Formationen gegliedert und auf der Grundlage litho- und biofazialer Kriterien in 13 Lithofaziesseinheiten unterteilt. Die Daten zur Sedimentologie und Fazies der klastischen Sedimente wurden größtenteils aus der Arbeit LUGER et al. 1990 übernommen, in der die Ergebnisse der gemeinsamen Geländearbeiten dargestellt sind. Die Lithofaziesseinheiten stellen Bildungen des randlich marinen Bereichs (Sabkha/Delta) bis offenen Schelfs dar. Es wurden drei Transgressions- Regressionszyklen nachgewiesen (Abb. 7, 8, 9).

Eine Erosionsdiskordanz an der Basis der jurassischen Schichtenfolge wurde nicht beobachtet. Die Ahl Ma-

do-Gruppe lagert der Adigrat-Formation schichtkonform auf. Der Formationskontakt stellt einen Übergang von litoralen (Intertidal) zu lagunären Sedimenten dar (Abb. 13, 14). Das Maximum der ersten marinen Ingression läßt sich anhand zweier Fossilhorizonte mit Ammoniten in der Dhadhabo-Formation (Profil Dhadhabo) auf Untertoarcium datieren (Kap. 5.1). Es handelt sich um eine Wechselfolge von lagunären Sandsteinen, Mergeln, Kalksteinen und dolomitischen Kalken. Während im Profil Dhadhabo die litho- und biofazialen Merkmale zeitweise normalmarine Bedingungen anzeigen (Abb. 14), ist nach Osten (Profil Xabaal Garure) und Westen (Profil Manaa) ein Übergang zu randlich mariner Sedimentation zu verzeichnen (Abb. 9, 13). Die Schrägschichtungsgefüge spiegeln einen Sedimenttransport von einem im Norden gelegenen Liefergebiet mit Ost-West gerichteter Küstenlinie wider.

Die Qarariye-Formation (? Aalenium-Bajocium) beinhaltet überwiegend randlich marine, klastische und evaporitische Sedimente (Sandsteine, Dolomite, Gips). Grobklastische Einschaltungen mit Grundgebirgsgeröll sind auf tektonische Prozesse im Liefergebiet

im Norden zurückzuführen. Ein stärkerer mariner Einfluß ist wieder am Top der Qarariye-Formation durch flach lagunäre Biomikrite und oolithische Kalksteine (Oolith-Member) dokumentiert (Abb. 10, 11, 13, 14). Im Oolith-Member zeigt die laterale Faziesverteilung deutlich eine Verflachung nach Westen an. Auf eine Einheit aus terrestrischem Material deltatischen Ursprungs mit nördlicher Schüttungsrichtung im Bathonium (Dahab-Formation) folgen normalmarine bis flachmarine Plattformkarbonate des Callovium (Garure-Formation) mit einer reichen normalmarinen benthischen Fossilvergesellschaftung ("Eligmus-Fauna") an der Formationsbasis (Abb. 15-17).

Die offen marinen Karbonate der Gadaare-Formation (unteres Oxford bis mittleres Kimmeridge) repräsentieren das Transgressionsmaximum. Dies belegen reiche Makrobenthos-Assoziationen der offenen Karbonatplattform (unteres Gadaare Mergel-Member), Vorkommen von Belemniten und Ammoniten (oberes G. Mergel-Member) sowie die mikrofazielle Ausprägung der Kalksteine (G. Kalkstein-Member). Die Garure-Formation und der tiefere Teil der Gadaare-Formation konnten anhand der Fossilfunde in den drei Profilen biostratigraphisch gut korreliert werden. Während im Profil Manaa sich die stratigraphisch jüngste Einheit, d.h. das Gadaare Kalkstein-Member (Kimmeridgium) aus Mikriten des offenen Schelfbereichs zusammensetzt, handelt es sich bei dem Gadaare Sandstein-Member (unteres ? Tithon) und dem G. Dolomit-Member (Tithon/?Portland) in den Profilen Xabaal Garure und Dhadhabo um Ablagerungen des Litorals bzw. der flachen Lagune (Abb. 15-17).

Auf der jurassische Schichtenfolge lagern diskordant mit einem Transgressionskonglomerat an der Basis Sedimente der unteren Kreide (Apt). Im Verlauf der unteren Kreide (Berrias-Barreme) erfolgte eine Erosion der Schichten des höchsten Jura (Portlandium) verbunden mit einer lokal tiefgründigen Verkarstung der obersten Schichten der Ahl Mado-Gruppe (G. Dolomit-Member im Profil Xabaal Garure).

### 3.2.1 Dhadhabo-Formation (Lithofaziesseinheiten 1 bis 4)

Das Typ-Profil der Dhadhabo-Formation ist das Profil am "togga Dhadhabo" (H: 11 02'00"/R: 48 53'00") 22 Km südlich von Elayu (Abb. 2). Die Dhadhabo-Formation wird in das untere Dhadhabo-Member und das obere Dhadhabo-Member gegliedert, wobei im unteren Member drei Lithofaziesseinheiten unter-

schieden werden können. Die Basis des unteren Dhadhabo-Member (Lithof. 1) und des oberen D-Member (Lithof. 4) sind im Profil Dhadhabo fossilführende Kalkmergel (u. a. mit Ammoniten) mit Einschaltungen von zum Teil dolomitischen Kalksteinen (Abb. 11, 14). Die Fossilvergesellschaftungen (Kap. 5.1) sowie die mikrofaziellen Merkmale (Kap. 4.8) belegen für das Profil Dhadhabo normalmarine Bedingungen (Schelflagune). Nach Osten (Profil Xabaal Garure) und nach Westen (Profil Manaa) ist in den Lithof. 1 und 4 eine deutliche Verflachung des Sedimentationsraumes, d.h. ein Übergang zu mikritischen Kalken, Dolomiten und Dolomitmergeln der randlich marinen Lagune und Küstenebene zu verzeichnen (Abb. 10, 12, 13). Die vorwiegend klastisch (Silt- bis Sandsteine, zum Teil grobmaßstäblich schräggeschichtet) ausgeprägten Lithofaziesseinheiten 2 und 3 wurden in einer flachen Lagune und im Vorstrandbereich abgelagert.

Die Schrägschichtungsgefüge deuten auf einen Sedimenttransport von Norden bei einer ost-westlich gerichteten Küstenlinie hin (LUGER et al. 1990). Die Mächtigkeit der Dhadhabo-Formation variiert in ähnlicher Weise allerdings nicht so stark wie die Adigrat-Formation. Sie beträgt im Profil Dhadhabo 160 m, im Profil Xabaal Garure 125 m und bei Manaa 85m. Daher ist anzunehmen, daß auch die Faziesverteilung der Dhadhabo-Formation räumlich eng an ein präexistierendes Relief bzw. an unterschiedliche Absenkungsraten gebunden ist.

Die Ammoniten (*Bouleiceras* sp., *Hildaites* sp.) erlauben eine Einstufung des unteren Dhadhabo-Members in das tiefere Untertoarcium (Nitescens - Zone) (Kap. 5.1). Die Basis des oberen Dhadhabo-Members ist durch Ammonitenfunde auf das höhere Untertoarcium (Madagascariense - Zone) datiert, und die Formation reicht zum Hangenden vermutlich in das mittlere/obere Toarcium. Die Einheit kann korreliert werden mit dem Uanei-Member der Ischia Baidoa-Formation in Südsomalia (Mandera Lugh - Becken; Abb. 4a). Von dort beschrieben CANUTI et al. (1983) eine Ammonitenfauna des Untertoarcium (*Tenuicostatum* - Zone) mit *Protogrammoceras madagascariense* (THEV.) und *Hildaites* sp.. In etwa zeitgleich ist außerdem die Marrat-Formation in Saudi Arabien (unteres bis mittleres oder ? oberes Toarcium) mit *Bouleiceras*, *Protogrammoceras* und *Nejdia* ARKELL 1956, ENAY et al. 1986)

XABAAL GARURE

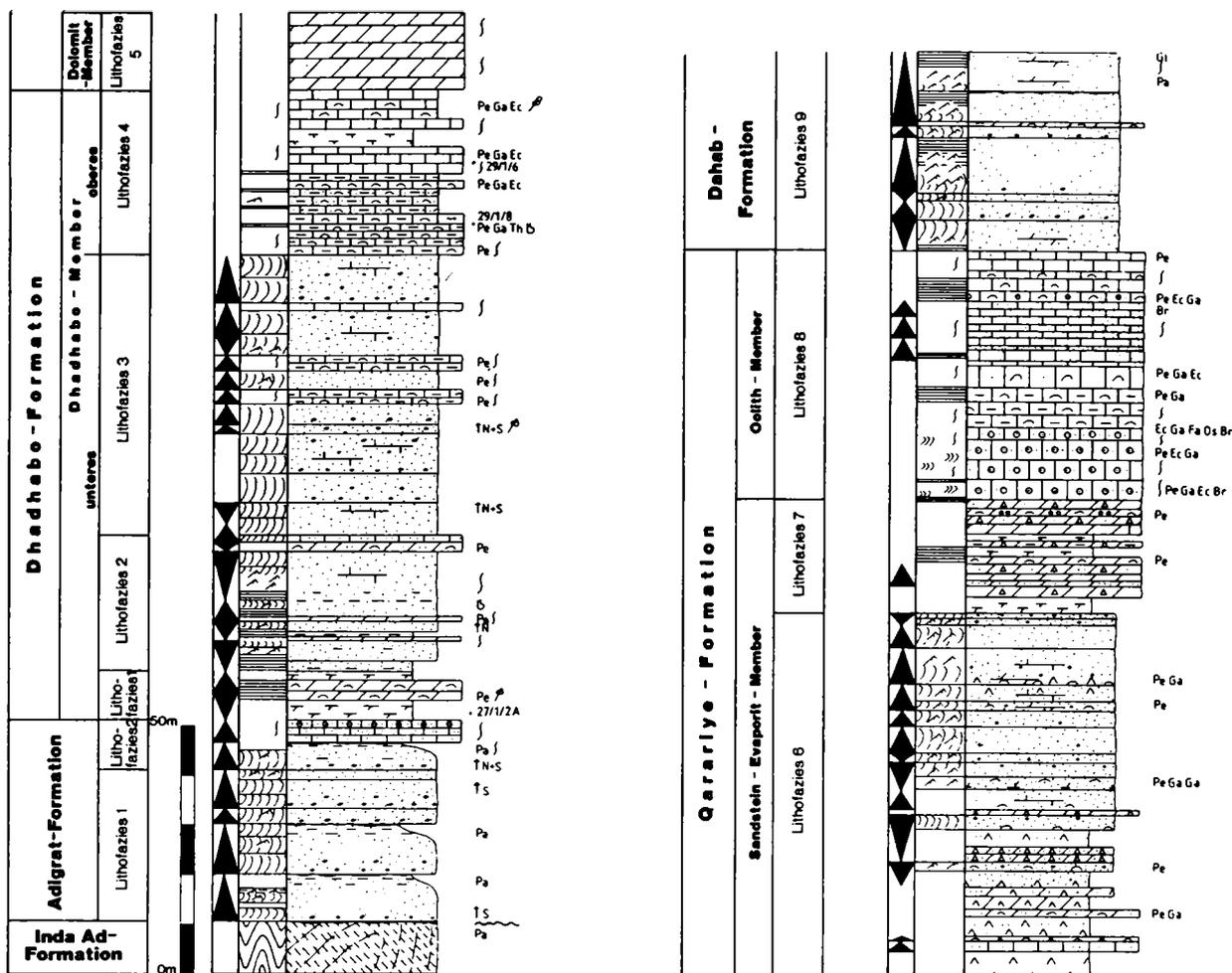


Abb. 10: Lithologie, Sedimentstrukturen und Fossilführung der Adigrat-Formation, Dhadhabo-Formation, Qarariye-Formation und der Dahab-Formation im Profil Xabaal Garure.

3.2.1a) Unteres Dhadhabo-Member  
(Lithofazieseinheiten 1, 2 und 3)

Die Mächtigkeit des unteren Dhadhabo-Member beträgt im Profil Xabaal Garure etwa 90m und bei Dhadhabo und Manaa jeweils etwa 70m. Die Schichtenfolge der Lithofazieseinheit 1 besteht im Profil Dhadhabo (Abb. 11, 14) aus 15 Metern siltigem Kalkmergel mit Einschaltungen von dünnbankigen feinkörnigen dolomitischen Kalksteinen. Bioturbation wurde im Profil Dhadhabo regelmäßig beobachtet. Die Mergel lieferten neben den oben erwähnten Ammoniten eine Pelecypodenfauna, die normale Salinität belegt (Kap. 5.1). Bei den mikritischen Kalkstei-

nen handelt es sich um bioklastische Wackestones mit einem normalmarinem Fossilinhalt (Kap. 4.8). Der Fossilführung zufolge, es sind hauptsächlich Schalen von Gastropoden, Pelecypoden und Brachiopoden vertreten, werden die Kalke als Brachiopoden-Mollusken-Wackestones zusammengefaßt (Mikrofaziestyp H). Die Dolomitierung der Biomikrite erfolgte vermutlich im Verlauf der Frühdiagenese (Kap. 4.8, 4.4).

Zum Hangenden ist im Profil Dhadhabo ein Übergang in flachlagunäre Gastropoden-Wackestones (MF-Typ E) zu verzeichnen. In den Profilen Xabaal Garure und Manaa (Abb. 10, 12, 13) ist die Lithofazieseinheit 1 etwas geringer mächtig (10 m, 8 m) und ausschließ-

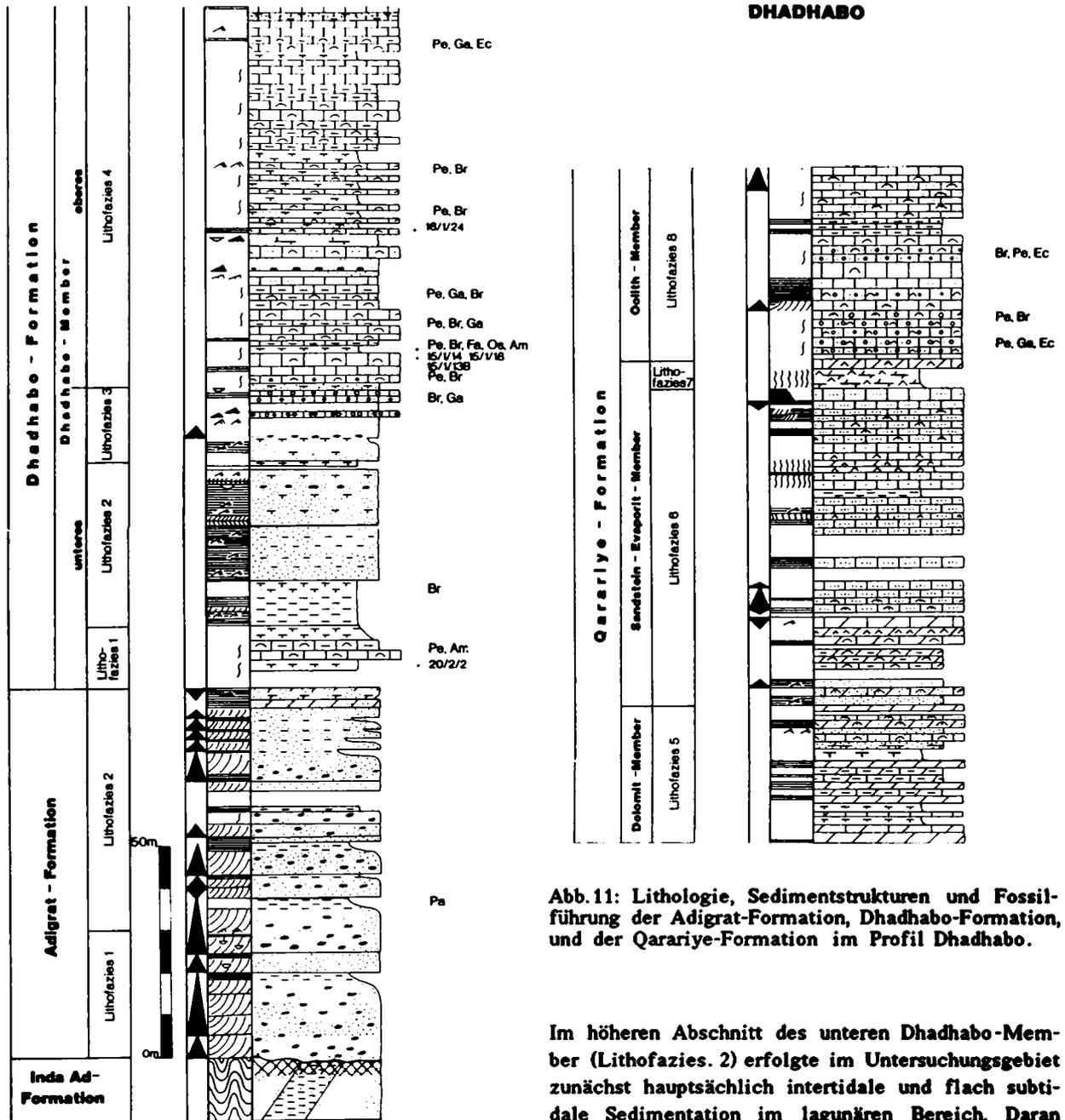


Abb.11: Lithologie, Sedimentstrukturen und Fossilführung der Adigrat-Formation, Dhadhabo-Formation, und der Qarariye-Formation im Profil Dhadhabo.

lich dem randlich marinen Bereich zuzuordnen. Es liegen hier Wechselfolgen von Dolomitmergeln und dünnen Dolomitbänken vor. Neben Pflanzenresten wurden lediglich im Profil Xabaal Garure vereinzelt Pelecypoden gefunden (Kap. 5.1). Die Dolomite beinhalten Gastropoden-Packstones (MF-Typ E) sowie quarzdetritus- und intraklastreiche Ooid-Bioklast-Packstones (MF-Typ C) des Strand- bis Vorstrandbereichs (Kap. 4. 3, 4. 5).

Im höheren Abschnitt des unteren Dhadhabo-Member (Lithofazies. 2) erfolgte im Untersuchungsgebiet zunächst hauptsächlich intertidale und flach subtidale Sedimentation im lagunären Bereich. Daran schließen sich Sedimente von Gezeitenrinnen und Strandbarren (Lithofazieseinheit 3) an (pers. Mitt. Dipl.-Geol. M. BUBMANN). Bei der Lithofazieseinheit 2 liegen im wesentlichen Tonsteine, Siltsteine und fein- bis mittelkörnige Sandsteine vor, die fining- und coarsening upward - Sequenzen bilden. Die zum Teil karbonatischen Sandsteine sind massig, horizontal und fein- (Strömungs- und Wellenrippeln) bis und großmaßstäblich schrägschichtet. Die Schrägschichtungsblätter fallen Nord und Süd-Süd-Ost. Ausserdem wurden Schichten mit convolute bedding, dünne Konglomeratlagen und Glaukonit führende

MANAA

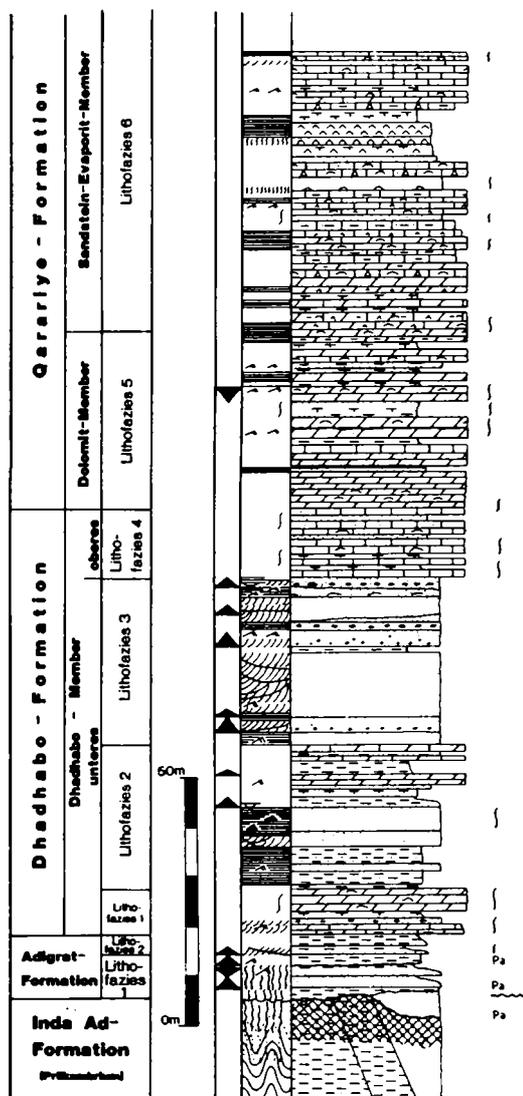


Abb.12: Lithologie, Sedimentstrukturen und Fossilführung der Adigrat-Formation, Dhadhabo-Formation und der Qarariye-Formation und im Profil Manaa.

Schichten beobachtet. Nicht selten sind auch dünne Zwischenlagen von Dolomitmergeln mit Abdrücken von Pelecypodenschalen.

Die überlagernde Lithofazieseinheit 3 stellt mittel- bis grobkörnige Sandsteine dar, in die einzelne karbonatische Horizonte und Konglomeratlagen eingeschaltet sind. Feinklastische Anteile in Form von Tonsteinen, Siltsteinen und feinkörnigen Sandsteinen

treten hier stark zurück. Das gleiche gilt für die geringmächtigen Mergel und Schillkalkbänke. Das Top der Einheit bilden im Profil Dhadhabo (Abb. 14) mittel- bis dickbankige quarzdetritusreiche Oolithe (Mikrofaziestypen D und C), die als Reste von küstenwärts vorgelagerten Ooidsandbarren gedeutet werden (Kap. 4. 3, 4. 4; Abb. 22). Die radialstrukturieren Ooide entstammen vermutlich einer flachen hypersalinaren Lagune. Die Oolithbänke zeichnen sich an der Basis durch einen hohen Gehalt an Intra-klasten und grobem Fossildetritus (v. a. Gastropoden) aus, der aus benachbarten Gezeitenrinnen eingeschwemmt worden sein könnte. Tidal Channel sind in den klastischen Zwischenlagen dokumentiert. Die bioturbaten und fossilführenden (Gastropoden, Pelecypoden, Holzfragmente) Sandsteine bilden fining- und coarsening upwards- Sequenzen. Neben strukturellen, massigen Schichtkörpern sind Sedimentstrukturen wie Horizontalschichtung, klein- und großmaßstäbliche Schrägschichtung sowie die erwähnten Channel vorhanden. Im Profil Manaa wurden in den Sandsteinen der Lithofazies 3 neben Trogschrägschichtung mehrere Längsanschnitte von Gezeitenrinnen mit Aufarbeitungslagen aus Quarzit-, Kieselschiefer- und Eisenkrustengeröllen beobachtet (Abb. 12). Die Schrägschichtungen sind Nord, Süd und Süd-Süd-West gerichtet.

3.2.1b) Oberes Dhadhabo-Member (Lithofazieseinheit 4)

Bei dieser vorwiegend karbonatischen Abfolge fällt die besonders große Mächtigkeit im Profil Dhadhabo (90 m) im Vergleich zu der Mächtigkeit in den Profilen Xabaal Garure (30 m) und Manaa (15 m) auf (Abb. 10, 11, 12). Bei Dhadhabo dominieren Bedingungen der offenen Schelflagune. Die regelmäßig gefundenen Pflanzenhäkkel in den Mergeln und Biomikriten sprechen aber für Landnähe (Abb. 14). Die Basis der Serie kann durch das Auftreten von *Hildaites* sp. in das höhere Untertoarcium (*Madagascariense*-Zone) gestellt werden. Bei Xabaal Garure und Manaa zeigt der stark reduzierte bzw. fehlende Fossilinhalt und die Lithofazies weiterhin ein überwiegend eingeschränkt marines Milieu, d.h. eine deutliche Verflachung gegenüber dem Profil Dhadhabo an (Abb. 12, 13).

Die Kalksteinabfolge im Profil Dhadhabo besteht vorwiegend aus einer Wechsellagerung von dünnen Kalkmergelhorizonten, und dünn- bis mittelbankigen zum Teil mergeligen Kalken (bioklastische Wackestones und Packstones) dar. Zwischengeschaltet sind

klastische Sedimente von Strandbarren bzw. Gezeitenrinnen. Die mittel- bis grobkörnigen Sandsteine führen feinkonglomeratische Lagen (Gangquarz, Kieselschiefer). Charakteristische Merkmale sind tidal channel - Strukturen, coarsening upward - Sequenzen, Horizontalschichtung und kleinmaßstäbliche Schrägschichtung. Bei den bioklastischen Wackestones überwiegt der Anteil an Brachiopoden- Mollusken-Wackestones (MF-Typ H, Kap. 4.8), für den eine normal-marine Lagune mit Verbindung zum offenen Schelf als Bildungsraum anzunehmen ist.

Die im bioklastischen Material am häufigsten vertretenen Fossilgruppen sind Pelecypoden, Brachiopoden, Echinodermen. Neben Dasycladaceen sind außerdem Foraminiferen, Schalenbruchstücke von Ammoniten und Skleren von Kieselschwämmen beteiligt. Einschaltungen von peloidalen Gastropoden-Wacke/Packstones (MF-Typ E, Kap. 4.5) eines geschützt lagunären Bereichs treten ebenso auf wie reine bioklastische Packstones (Coquinas, MF-Typ G, Kap. 4.7), die zeitweilig erhöhte Wellenenergie (Sturmablagerung) belegen. In den Biomikriten weisen die oft knollige Verwitterungsform und die zum Teil konzentrierten Grabbauhorizonte (*Thalassinoides*) auf starke endobenthische Aktivität hin. Auf günstige Lebensbedingungen deutet die Zusammensetzung der Fossilvergesellschaftung aus dem Kalkmergel an der Basis des oberen Dhadhabo-Members hin. Neben den erwähnten Ammoniten sind Terebratuliden, Echinodermenreste, Pelecypoden, Foraminiferen und Ostrakoden häufig (Kap. 5.1). Die Mikrofauna in den übrigen meist dünnen Mergelzwischenlagen ist dagegen auf wenige Ostrakoden und Fischzähnen beschränkt. Der teilweise hohe Gehalt an Dasycladaceen (Kap. 5.1) entspricht flachem, gut durchlichtetem Wasser. Wie in der Lithofaziesseinheit 1 sind auch hier die Biomikrite partiell dolomitisiert. Die Dolomitisierung könnte mit dem Einfluß von Süßwasser während der Frühdiagenese oder dem Übergang zu randlich mariner Sedimentation unter ariden Bedingungen in der überlagernden Qarariye-Formation (Kap. 4.8, s.u.) zusammenhängen.

Im Profil Xabaal Garure besteht das obere Dhadhabo-Member aus einer dünnbankigen Biomikritserie von zunächst Gastropoden- und Pelecypoden reichen Pack- / oder Wackestones (MF-Typ E), die weiter im Hangenden auch Reste von Brachiopoden (Terebratuliden), Echinodermen und Dasycladaceen führen (MF-Typ H, Kap. 5.1; Abb. 13). Die zwischengeschalteten Mergelhorizonte erwiesen sich als fossilfrei. Der relativ hohe Quarzdetritusgehalt entspricht neben den Pflanzenresten einer geringen Entfernung vom Festland. Charakteristisch ist auch hier die knollige

Verwitterungsform mit *Thalassinoides* - Horizonten. Im Profil Manaa setzt sich die Lithofaziesseinheit 4 lediglich aus dünn gebankten quarzdetritusreichen Gastropoden-Packstones (MF-Typ E) und siltigen fossilfreien Mergeln zusammen (Abb. 12).

### 3.2.2 Qarariye-Formation (Lithofaziesseinheiten 5 bis 8)

Die vorliegende Schichtenfolge tritt in den drei untersuchten Profilen in annähernd der gleichen Mächtigkeit von etwa 165m auf. Das Typ-Profil (Profil Xabaal Garure) befindet sich etwa 4 Km südöstlich des Buur Xabaal Garure (H: 11 02'23"/R: 49 04'41"; Abb. 2). Der Name bezieht sich auf einen Quellaustritt mit der Bezeichnung Qarariye, was übersetzt etwa soviel bedeutet wie "bitteres Wasser". Die mitteljurassische Formation beinhaltet vorwiegend randlich marine Sedimentation im intra- bis supratidalen Bereich (Abb. 13, 14).

Im unteren und mittleren Abschnitt ist eine regressiv-e Entwicklung dokumentiert durch Dolomite des Intertidalbereichs (Dolomit-Member) und darauf folgende Evaporite und Sandsteine (Sandstein-Evaporit-Member), die auf Sabkha-ähnliche Bedingungen hindeuten (LUGER et al. 1990, Abb. 10, 11, 12). Mit einer geringmächtigen transgressiven Serie (Oolith-Member) am Top der Qarariye-Formation erfolgte eine Verlagerung des Sedimentationsraumes in eine geschützt lagunäre Zone, in der Oolithe des Strandbereichs und Biomikrite zur Ablagerung kamen. Aufgrund des Fehlens von stratigraphisch verwertbaren Fossilien ist eine genaue Alterseinstufung der Formation nicht möglich. Aufgrund der Datierung der Dhadhabo-Formation (unteres bis mittleres/? oberes Toarcium) und des stratigraphischen Alters der überlagernden Formationen (Kap. 3.2.3 und 3.2.4.) ist Aalenium bis Bajocium wahrscheinlich.

Laterale fazielle Unterschiede zwischen den vorliegenden Profilen ergeben sich vor allem aus dem ausschließlich im Profil Xabaal Garure beobachteten hohen Anteil an Grobklastika. Die häufigen Grundgebirgsgerölle belegen hier verstärkte Erosion und Heraushebung von Grundgebirge im Liefergebiet. Daneben zeigen die Sedimentstrukturen eine höhere Strömungsenergie als in den Profilen Dhadhabo und Manaa. Aufgrund der fast gleichen Mächtigkeiten der Qarariye-Formation in den vorliegenden Profilen ist aber tektonische Aktivität im Ablagerungsgebiet unwahrscheinlich. Im Oolith - Member gibt es Anzei-

**XABAAL GARURE**

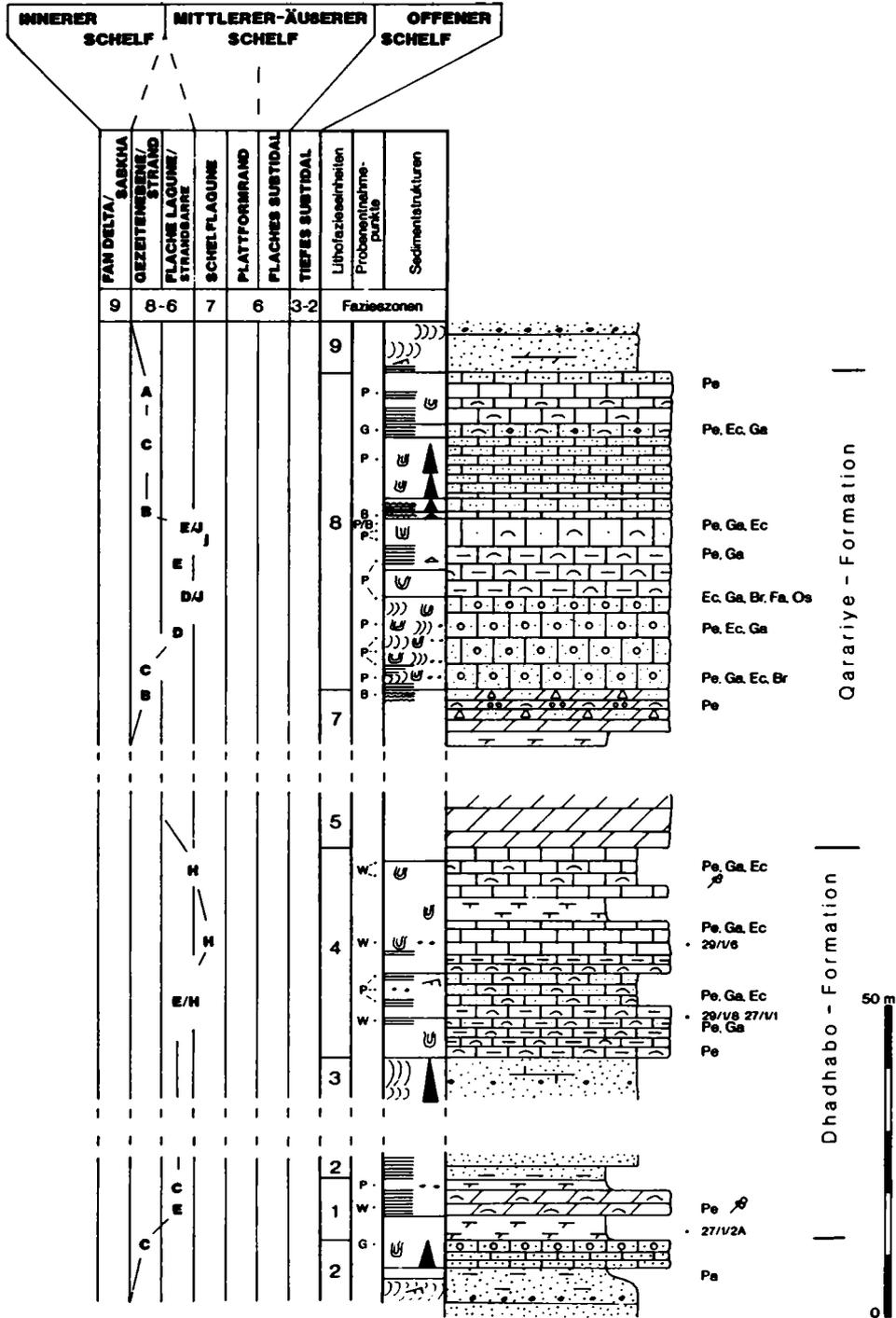


Abb. 13: Lithologie und Fazies der karbonatischen Einheiten der Dhadhabo-Formation und der Qarariye-Formation im Profil Xabaal Garure.



chen für eine Verflachung des Sedimentationsraumes in ost-westlicher Richtung. Für die Oolithe ist insgesamt ein abnehmender Reife- und Sortierungsgrad zwischen den Profilen Xabaal Garure, Dhadhabo und Manaa, also von Osten nach Westen, sowie eine reduzierte Mächtigkeit bei Manaa zu verzeichnen. Die lagunäre Biomikrit-Fazies (MF-Typen E und J, Kap. 4.5, 4.10) keilt ebenso nach Westen hin aus und ist im Profil Manaa nicht ausgebildet. Anzeichen für Erodionsdiskordanzen oder größere Schichtlücken liegen nicht vor.

### **3.2.2 a) Dolomit-Member** (Lithofaziesseinheit 5)

Die Mächtigkeit variiert zwischen 35m (Profile Xabaal Garure und Dhadhabo) und 15m (Profil Manaa). Im Profil Xabaal Garure (Abb. 10) handelt es sich um eine durchgehend dickbankige bis massige Abfolge aus grobkörnigem Dolomit. Sedimentstrukturen wurden nicht beobachtet. Bei Dhadhabo (Abb. 11) liegt eine Wechsellagerung von mittel- bis dickbankigen Dolomiten, dolomitischen Mergelkalken und Mergeln vor, die zum Hangenden in eine Folge aus stark sandigen Dolomiten, Kalken und Sandsteinen übergehen. Es wiegt mittlere Bankung vor. An Sedimentstrukturen wurden häufig Lamination und in Sandsteinen kleinmaßstäbliche Rippelschichtung beobachtet. Gelegentlich treten intraformationale Brekzien auf. Horizontalschichtung und Algenlamination kennzeichnen die Basis des Members bei Dhadhabo.

Im Profil Manaa (Abb. 12) wird der untere Abschnitt des Dolomit-Members von einer monotonen Sequenz aus dünn- bis mittelbankigen, feinkörnigen Dolomiten gebildet. Im mittleren Bereich treten gelegentlich dolomitische Krusten mit Eisenausfällungen in Wechsellagerung mit dünnen Aufarbeitungslagen auf. Zum Hangenden schalten sich stark sandige Mergel ein. Bis auf einzelne Bänke mit Pelecypoden- und Gastropodenschill wurden im Dolomit-Member keine Fossilien nachgewiesen.

### **3.2.2 b) Sandstein-Evaporit-Member** (Lithofaziesseinheit 6 und 7)

Im Sandstein-Evaporit-Member läßt sich eine Einheit aus Klastika und Grobklastika (Lithofaziesseinheit 6) und eine überlagernde stark dolomitische zum Teil feinklastische Einheit (Lithofaziesseinheit 7) unterscheiden. Die Mächtigkeitsunterschiede des Members sind eher gering. Profil Xabaal Garure: 95 m, Profil Dhadhabo: 80 m, Profil Manaa: 116 m.

Bei Xabaal Garure (Abb. 10) beinhaltet die Lithofaziesseinheit 6 Siltsteine, fein- bis grobkörnige Sandsteine und Konglomerate mit Quarzit- und Gangquarzgeröllen. Vor allem im unteren Bereich sind Meter mächtige Gipshorizonte sowie dünne schillführende Dolomitbänke eingeschaltet. Die teilweise kalkigen und fossilführenden (Pelecypoden, Gastropoden) Sandsteine sind hauptsächlich großmaßstäblich schräggeschichtet, seltener massig, horizontal geschichtet oder kleinmaßstäblich schräg geschichtet. Die Klastika bilden fining upward - und coarse-ning upward - Sequenzen. In den Dolomitbänken treten auch häufig intraformationale Brekzien auf. Die Sedimentation fand im intertidalen bis supratidalen Bereich (Sabkha) statt. Trockenrisse, intraformationale Aufarbeitung und Molluskenschillagen in feinkörnigen Dolomiten (Dolomitische Intraklast-Bioklast-Mud/Wackestones und Coquinas, Kap. 4.1) dokumentieren längerfristiges Trockenfallen und Überflutungsereignisse (? Sturmflutablagerungen). Auch Algenlamination tritt in den dünnbankigen Dolomiten häufig auf.

Die Schichtenfolgen in den Profilen Dhadhabo und Manaa weisen im Vergleich zu Xabaal Garure einen geringeren Anteil an klastischem Detritus und keine groben Komponenten d.h. Konglomeratlagen auf. Es sind hier vorwiegend Kalksandsteine und Rauhwacken von meist mittlerer Bankung (Abb. 11, 12). Horizontalschichtung und kleinmaßstäbliche Schräg-schichtung überwiegt. Bei Dhadhabo treten außerdem die Gipshorizonte stark zurück. Die Lithofaziesseinheit 7 beinhaltet eine Abfolge aus dünn gebankten bis massigen zum Teil quarzdetritusreichen, feinkörnigen Dolomiten und Dolomitmergeln. Die vermutlich intertidalen Ablagerungen zeigen im Übergangsbereich zum Oolith-Member vermehrte Algenlamination (Stromatolithe) und weisen geringmächtige Oolithlagen auf. Die Fossilführung des Sandstein-Evaporit-Members ist auf vereinzelte Ostrakoden in stark sandigen Dolomiten und die erwähnten Reste von Pelecypoden und Gastropoden beschränkt.

### **3.2.2 c) Oolith-Member** (Lithofaziesseinheit 8)

Das Oolith-Member ist in den Profilen Dhadhabo und Xabaal Garure lithologisch sehr ähnlich aufgebaut und jeweils etwa 50 Meter mächtig. Bei Manaa dagegen ist die Einheit auf 16 Meter reduziert (Abb. 9, 10, 11). Charakteristisch ist bei Xabaal Garure und Dhadhabo ein symmetrischer Aufbau der Lithofazies, der einem Transgressions-Regressions-Zyklus entspricht (Abb. 13, 14).

Die Karbonatabfolge beginnt mit dickbankigen bis massigen quarzdetritus- und bioklastreichen Oolithen, die Mikrit führen (schlecht ausgewaschene Bioklast-Ooid-Pack/Grainstones, MF-Typ C). Sie sind reich an Intraklasten und superficial-Ooiden und meist bioturbat, aber häufig ist eine großmaßstäbliche Schrägschichtung (v. a. im Profil Xabaal Garure) erhalten. Die mikrofaziellen Kriterien, insbesondere die häufigen vadosen Zemente erlauben eine Deutung als eulitorale (Shoreface-Bereich) Ooidsande (Kap. 4.3, 4.4). Zum Hangenden erfolgt ein Übergang zu relativ reinen, zunehmend besser sortierten Oolithen. Bei steigendem Anteil an Normal-Ooiden geht der Gehalt an Intraklasten und Quarzdetritus zurück (Ooid-Packstones, MF-Typ D). Die in einer teils mikritischen teils sparitischen Matrix eingelagerten radialstrukturierten Ooide entstammen vermutlich einer hypersalinaren Lagune. Es wird Ablagerung in einer flachen Lagune und in küstenwärts vorgelagerten Ooid-sandbarren angenommen (Kap. 4.4, Abb. 22). Die Fossilführung der oolithischen Kalke besteht aus kleinen Resten von Pelecypoden, Gastropoden, seltener Brachiopoden und Foraminiferen (Valvulinidae) und Ostrakoden. Zwischen den Profilen Xabaal Garure, Dhadhabo und Manaa, also in ost-westlicher Richtung wurde insgesamt eine Tendenz zu abnehmendem Sortierungsgrad und zunehmender intraformationaler Aufarbeitung (Ooid-Intraklasten) sowie zu geringerem Reifegrad der Ooide (superficial-Ooide überwiegen) beobachtet.

Zum Hangenden des Oolith-Members in den Profilen Xabaal Garure und Dhadhabo setzt sich die transgressive Entwicklung fort. Es folgen dickbankige bioklastische Wackestones, reich an Gastropoden und Pellets (MF-Typ E) und bioturbate, dickbankige bis massige Biomikrite mit hohem Anteil an gerundeten Echinodermenresten, Peloiden und Kortoiden (MF-Typ J, Kap. 4.5, 4.10). Der letztgenannte Faziestyp wird einer offenen, normalmarinen Lagune zugeordnet (Kap. 4.5, 4.10). Zum Top des Oolith-Members ist erneut ein verstärkter Eintrag an Quarzdetritus zu verzeichnen. Die litoralen zum Teil bioturbaten mittel- bis dickbankigen Kalkarenite (Bioklast-Ooid-Pack/Grainstones, MF-Typ C, Kap. 4.3) sind schlecht ausgewaschen und bilden fining upward-Sequenzen.

Im Profil Xabaal Garure tritt an der Basis dieser Litoral-Fazies verstärkt algenlaminierte Schichtung und Horizontalschichtung auf. Pseudomorph kalzitisch erhaltene Gipskristalle in einem Algen-Bindstone (MF-Typ B) weisen auf ein zeitweise hypersalines Milieu hin (Kap. 4.2). Im Profil Manaa setzt sich das geringmächtige Oolith-Member lediglich aus schlecht

sortierten bioturbaten, mikritischen Oolithkalken von mittlerer Bankung zusammen. In den quarzdetritusreichen Kalkareniten wurde ein Hardground nachgewiesen.

### 3.2.3 Dahab-Formation (Lithofazieseinheit 9)

Die Dahab-Formation, im wesentlichen bestehend aus fein- bis grobkörnigen Sandsteinen mit tonigen Siltstein-Einschaltungen, wird als deltaisiche Abfolge (vermutlich Schwemmdelta) gedeutet. Die Typuslokalität (H: 11 02'02"/R: 49 05'48") befindet sich im Profil Xabaal Garure (Abb. 2, 10, 24). Es handelt sich um ein Profil an einem Wadi etwa 6 Km südöstlich des Buur Xabaal Garure und etwa 4 Km westlich des Buur Dahab.

Die Sedimentation erfolgte im Intertidal bis flachen Subtidal (Foreshore bis Shoreface). Die Schichtenfolge weist eine konstante Mächtigkeit von 80 m im Untersuchungsgebiet auf. Lithofaziell ergeben sich in den Profilen nur geringe Unterschiede (Abb. 7, 8, 9). Da sich die Fossilführung auf unbestimmbare Molluskenreste in Dolomiten (s.u.) beschränkt, ist eine direkte Alterseinstufung der Dahab-Formation nicht möglich. Die Datierung der Basis der überlagernden Garure-Formation in das untere Callovium (Kap. 5.2) legt jedoch ein Bathonium-Alter nahe. Die Klastika bilden zahlreiche kleinere fining upward- und coarsening upward-Sequenzen (Abb. 10, 24, 25). Insgesamt ist eine regressive - transgressive Entwicklung dokumentiert durch Kornvergrößerung im unteren Bereich und Kornverfeinerung zum Top der Formation.

Im stratigraphisch tieferen Abschnitt herrschen fein- bis grobkörnige, dickbankige bis massige Sandsteine vor. Hier sind den drei Profilen (Abb. 9, 10, 25) fossilführende Dolomite und dolomitische Kalksteine von mittlerer bis dicker Bankung eingeschaltet. Mikroskopisch können quarzdetritusreiche Ooid-Biopel-sparite (Ooid - Bioklast-Pack/Grainstones, MF-Typ C) der Strandzone und feinkörnige dolomitische Gastropoden-Pelecypoden-Packstones (MF-Typ A) unterschieden werden. Der letztgenannte Mikrofaziestyp kann den Intraklast-Bioklast-Mud/Wackestones und damit einem geschützten Intertidalbereich zugeordnet werden (Kap. 4.1, 4.3).

Im mittleren Abschnitt der Dahab-Formation überwiegen mittel- bis grobkörnige Sandsteine mit häufigen brekziösen und konglomeratischen Zwischenlagen aus aufgearbeiteten Dolomitfragmenten sowie

mäßig gerundeten Geröllen von Quarzit und Gangquarz. Verbreitet sind in diesem Niveau außerdem Bioturbation (*Diplocraterion*, *Skolithos*) und Glaukonit führende Schichten. Im Profil Xabaal Garure treten im mittleren und oberen Formationsabschnitt reliktsch erhaltene Paläoböden und Holzfragmente auf. Der höchste Teil der deltaisichen Abfolge ist bei Xabaal Garure und Manaa durch mehrere intraformationale Konglomerat- bzw. Aufarbeitungslagen in den hauptsächlich fein- bis mittelkörnigen Sandsteinen gekennzeichnet. Bei Dhadhabo erfolgt in den obersten Schichten ein Übergang zu tonig-siltiger bis feinsandiger Sedimentation.

Insgesamt herrscht großmaßstäbliche bis kleinmaßstäbliche Schrägschichtung vor. Die Schrägschichtungsblätter fallen nach Norden und Süden ein, was auf Sedimentanlieferung von einem im Norden gelegenen Hebungsgebiet hindeutet (LUGER et al. 1990). Horizontalschichtung und convolute bedding wurde vornehmlich im tieferen Formationsabschnitt in den Profilen Dhadhabo und Manaa festgestellt. Der Fossilgehalt besteht ausschließlich aus den erwähnten Molluskenresten in den Dolomiten.

### 3.2.4 Garure-Formation (Lithofazieseinheit 10)

Das Typ-Profil ist das Profil Xabaal Garure (H: 11 01'48"/R: 49 05'48") etwa 6 Km südöstlich des Buur Xabaal Garure (Abb. 2, 15). Bei den Karbonaten der Garure-Formation handelt es sich im wesentlichen um Bildungen des flachen Subtidals einer geschützten bis normalmarinen Karbonatplattform. Der relativ hohe Fossilgehalt erlaubt eine biostratigraphische Korrelation der Formation im Untersuchungsgebiet. Die Formationsbasis ist anhand der reichen Faunen von Brachiopoden, Pelecypoden und Ostrakoden (u.a. *Bihenithyris barringtoni* MUIR-WOOD, *Africogryphaea costellata* (DOUVILLE), *Cytherella mediasulcata* n. sp.) in den Profilen Xabaal Garure und Dhadhabo in das untere Callovium zu stellen (Kap. 5. 2). Im Profil Manaa ist aufgrund der Ostrakodenfunde für den tieferen Formationsabschnitt unteres/mittleres Callovium anzunehmen.

Die im mittleren Formationsbereich eingeschalteten Mergelhorizonte lieferten bis auf wenige Foraminiferen keine Mikrofauna. Der höhere Formationsabschnitt und das Top der Formation kann aber durch die Vorkommen von lituoliden Foraminiferen und Dasycladaceen in den Kalksteinen (u.a. *Kumubia palastiniensis* HENSON, *Salpingoporella grudii* (RADO-

ICIC) dem höheren Callovium bzw. dem Übergangsbereich vom oberen Callovium zum unteren Oxfordium zugeordnet werden (Kap. 5. 3, Abb. 24-26). Die stratigraphischen Ergebnisse werden gestützt durch Brachiopoden- und Ostrakodenvorkommen des unteren Oxfordiums in der überlagernden Gadaare-Formation (Kap. 5. 4).

Die transgressive Karbonatabfolge der Garure-Formation ist lithofaziell in den drei vorliegenden Profilen sehr ähnlich zusammengesetzt. Die Ergebnisse der Mikrofaziesanalyse belegen insgesamt einen zyklischen Aufbau der Sedimentabfolge (Abb. 15-17). Eindeutige Hinweise auf untergeordnete shallowing upward-Sequenzen in Form von Hardgrounds, Algenlaminiten oder Lagen mit Trockenrissen fanden sich nicht. Die Sedimentation beginnt mit einer geringmächtigen Strandfazies sowie Mergeln und Mergelkalken (Pelecypoden-Korallen-Wackestones) der offenen Schelflagune (Kap. 4. 10, 5. 2). Diese Abfolge spiegelt eine rasche Transgression wider.

Daran schließen sich im mittleren Bereich der Formation zunächst flachlagunäre mikritische Kalke mit deutlich geringerer Fossilführung (Gastropoden-Pack/Wackestones) und mit Einschaltungen von Algenlaminiten an (Kap. 4. 5, 4. 2). Die Verflachung ist vielleicht auf eine hohe Sedimentationsrate d.h. ein rapides Wachstum der Karbonatplattform zurückzuführen.

Im höheren Abschnitt der Garure-Formation, also im Zeitraum des oberen Callovium bis ? unteren Oxfordium erfolgt bei fortgesetzter langsamer Transgression erneut Sedimentation in einer Schelflagune bzw. im Plattformrandbereich (Profil Manaa). Bei Manaa deutet die Einschaltung von sortierten Kalkareniten des stark bewegten Flachwassers (Onkoid-Peloid-Pack/Grainstones), die als Plattformrandsande gedeutet werden (Kap. 4. 11), für den höheren Bereich der Formation eine leichte Verflachung im Vergleich zu den übrigen zwei Profilen an. Die Mächtigkeitsverteilung ist entgegengesetzt der innerhalb der Dhadhabo-Formation: im Profil Dhadhabo liegen mit 60 Metern deutlich geringere Werte vor als in den Profilen Xabaal Garure (90 m) und Manaa (80 m).

In den Profilen Xabaal Garure und Dhadhabo beginnt die Schichtenfolge der Garure-Formation mit einer 10 bis 15 Meter mächtigen Schichtenfolge aus fossilreichen Mergeln und Mergelkalken. An der Basis sind dünne Bänke von quarzdetritusreichen oolithischen Kalken (Ooidreiche Bioklast-Pack/Grainstones, MF-Typ C) eingeschaltet, die dem hochenergetischen Küstenbereich (Foreshore-Shoreface-Zone) zuzuordnen sind (Kap. 4. 3).

In die überlagernden stark bioturbaten Kalkmergel sind neben dünn- bis mittelbankigen Biomikriten (Pelecypoden-Korallen-Wackestones, MF-Typ J) vor allem im Profil Dhadhabo biodetritusreiche arenitische Kalke der offenen Schelflagune (Echinodermen-Peloid-Packstones, MF-Typ j) eingeschaltet. Diese dickbankigen bis massigen Einheiten werden als Reste von "Echinodermen-Mollusken-Shoals" gedeutet (Kap. 4.10). Die Zusammensetzung der Bivalvenfaunen (Terebratuliden, Rhynchonelliden, Echinodermenreste, stenohaline Pelecypoden) und Mikrofossilien (Ostrakoden, Foraminiferen) (Kap. 5.2) sowie zahlreiche kleine Korallenkolonien in den bioklastischen Wackestones belegen ein normalmarines Milieu. Die Wasserenergie war der Fossilzusammensetzung und -erhaltung zufolge relativ hoch. Es herrschten vermutlich Wassertiefen von maximal 20 Metern vor. Im Profil Manaa (Abb. 17) ist die Basis der Garure-Formation infolge von Schuttüberdeckung nicht aufgeschlossen. Makrofauna liegt daher aus diesem stratigraphischen Niveau nicht vor. Über die fazielle Entwicklung der Basis der Garure-Formation im Profil Manaa können somit keine detaillierten Angaben gemacht werden.

Zum Hangenden schließt sich in den vorliegenden Profilen zunächst eine Folge aus weiterhin normalmarinen Biomikriten an. Die Pelecypoden-Korallen-Wackestones (MF-Typ J) sind dünn- bis mittelbankig und stark bioturbat. Neben Fragmenten von Pelecypoden (v.a. Austern) und Korallen führen sie hauptsächlich Reste von Gastropoden, Echinodermen, Brachiopoden und Hydrozoen sowie Foraminiferen. Sie wurden vermutlich bei geringer Wasserbewegung im flachen Subtidal einer Lagune mit Zugang zum offenen Schelf abgelagert.

Den mittleren Teil der Formation bilden überwiegend dünn bis mittel gebankte, seltener dickbankige gastropodenreiche Biomikrite (Peloidale Gastropoden-Pack/Wackestones, MF-Typ E, Kap. 4.5). Sie zeichnen sich neben der geringen Fossildiversität durch einen hohen Anteil an Intraklasten und fecal pellets aus. Im Profil Xabaal Garure (Abb. 15) fallen im mittleren Formationsabschnitt mehrere Meter mächtige Kalkmergelhorizonte und ein insgesamt hoher Anteil an mergeligen Kalksteinen auf. In die meist gering bioturbaten Karbonate ist im Profil Xabaal Garure eine Bank mit Algenlamination (Algen-Bindstones, MF-Typ B, Kap. 4.2) eingeschaltet. Auch dünne Lagen aus sortiertem Molluskenschill (Bioklastische Packstones, Coquinas, MF-Typ G) sind vertreten. Sie werden auf kurzzeitig erhöhte Wellenenergie zurückgeführt (Kap. 4.7). Andere charakteristische Flachwasserkalke in diesem stratigraphischen Bereich sind

Foraminiferen- und Ostrakoden-Packstones (MF-Typ F, Kap. 4.6). Die monospezifischen Fossilansammlungen spiegeln ungünstige Lebensbedingungen, vermutlich erhöhte Salzgehalte, wider. Von besonderer lithostratigraphischer Bedeutung könnte die Einschaltung einer konzentrierten Lage aus Stillwasser-Ooiden (MF-Typ d, Kap. 4.4) in einem Ostrakoden-Packstone sein. Der Horizont wurde in den Profilen Xabaal Garure und Manaa im gleichen stratigraphischen Niveau nachgewiesen und ist auf eine Phase hypersalinärer Bedingungen im flach lagunären Bereich zurückzuführen.

Der höhere Teil der Garure-Formation ist sowohl lithologisch als auch faziell in den Profilen Xabaal Garure und Dhadhabo sehr ähnlich ausgeprägt. Es liegen dickbankige bis massige, fossilführende und bioturbate Mikrite (Pelecypoden-Korallen-Wackestones, MF-Typ J) vor, die erneut ruhige, flach subtidale Bedingungen im geschützten Plattformbereich anzeigen. Der Fossildetritus stammt zu einem hohen Teil von normalmarinen Fossilgruppen. Es überwiegen Pelecypoden (v.a. Austern), Echinodermen, Gastropoden, Brachiopoden, Hydrozoen, Foraminiferen und untergeordnet treten Korallenfragmente, Dasycladaceen und Schwammskleren auf. In die feinkörnigen Karbonate sind im Profil Xabaal Garure zum Hangenden zunehmend Lagen aus gerundeten und meist mikritumkrusteten Organismenresten (v.a. Echinodermen), Onkoiden und Peloiden eingeschaltet (MF-Typ j). Sie könnten aus nahegelegenen "Echinodermen-Mollusken-Bänken" eingeschüttet worden sein. Ein mitunter hoher Gehalt an "Ruhigwasser-Onkoiden" (Cyanophyceen-Foraminiferen-Onkoide, Typ III nach DAHANAYAKE 1977) belegt langanhaltende Phasen sehr geringer Wasserenergie. Die litho- und biofaziellen Merkmale entsprechen einem küstenfernen normalmarinen subtidalen Bereich einer flachen Karbonatplattform (Kap. 4.10).

Im Profil Manaa dagegen sind im oberen Drittel der Garure-Formation Kalke einer stark bewegten Flachwasserzone, wahrscheinlich eines Plattformrandbereichs, eingeschaltet (Abb. 17). Die Pelecypoden-Korallen-Wackestones gehen zum Hangenden über in eine dickbankige bis massige Serie aus zunächst gering sortierten Peloid-Packstones und Biopelspartiten (Onkoid-Peloid-Pack/Grainstones, MF-Typ K, Kap. 4.11). Innerhalb dieser Abfolge ist eine zum Hangenden zunehmende intraformationale Aufarbeitung (Intraklasten) und gleichzeitig eine steigende Strömungsenergie, d.h. verstärkte Sortierung und Rundung der Komponenten sowie Kornvergrößerung zu verzeichnen. Dies ist in den gut sortierten Echinodermen-Onkoid-Intraklast-Grainstones dokumentiert, die

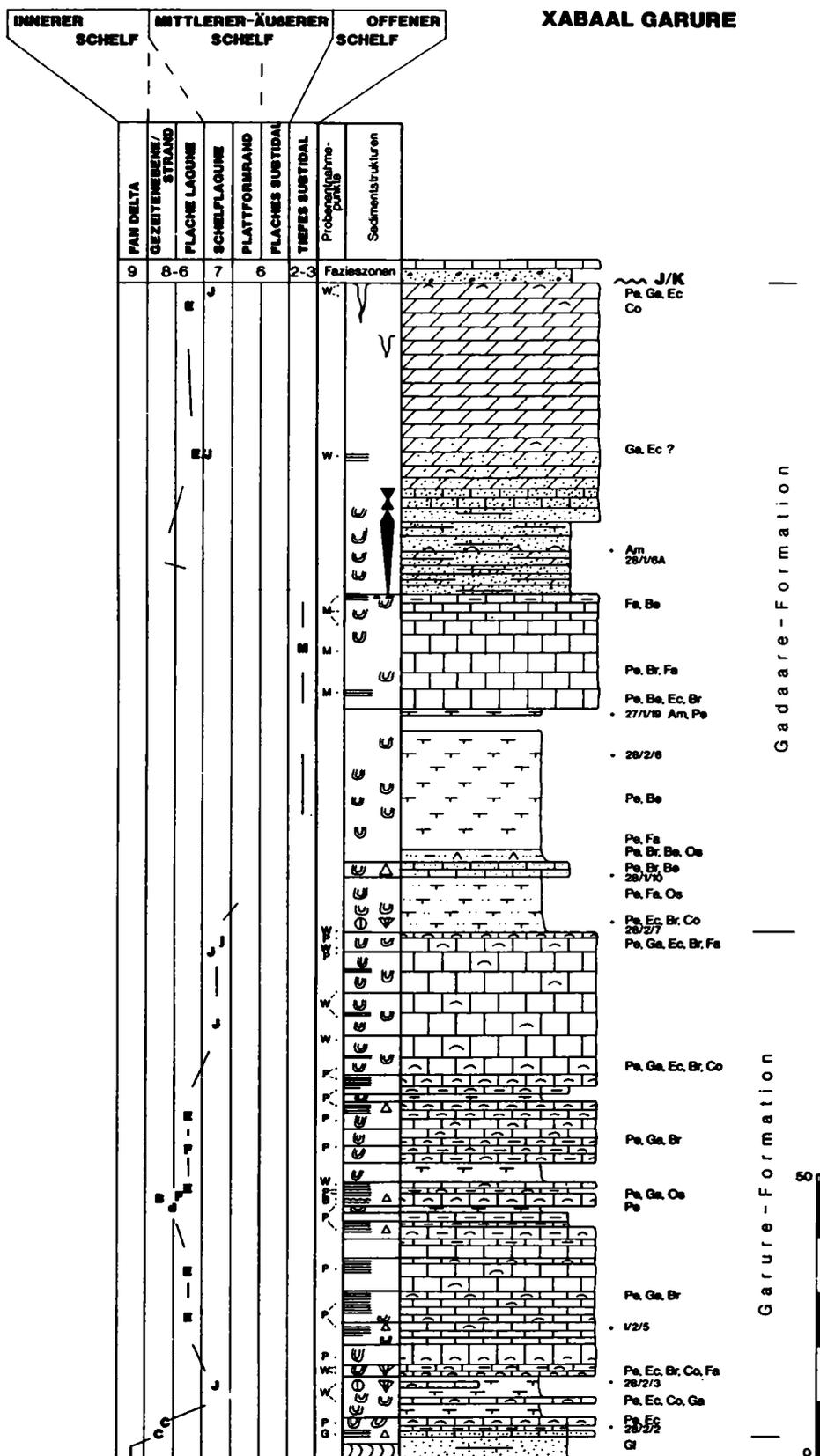


Abb. 15: Lithologie und Fazies der Garure-Formation und der Gadaare-Formation im Profil Xabaal Garure.

DHADHABO

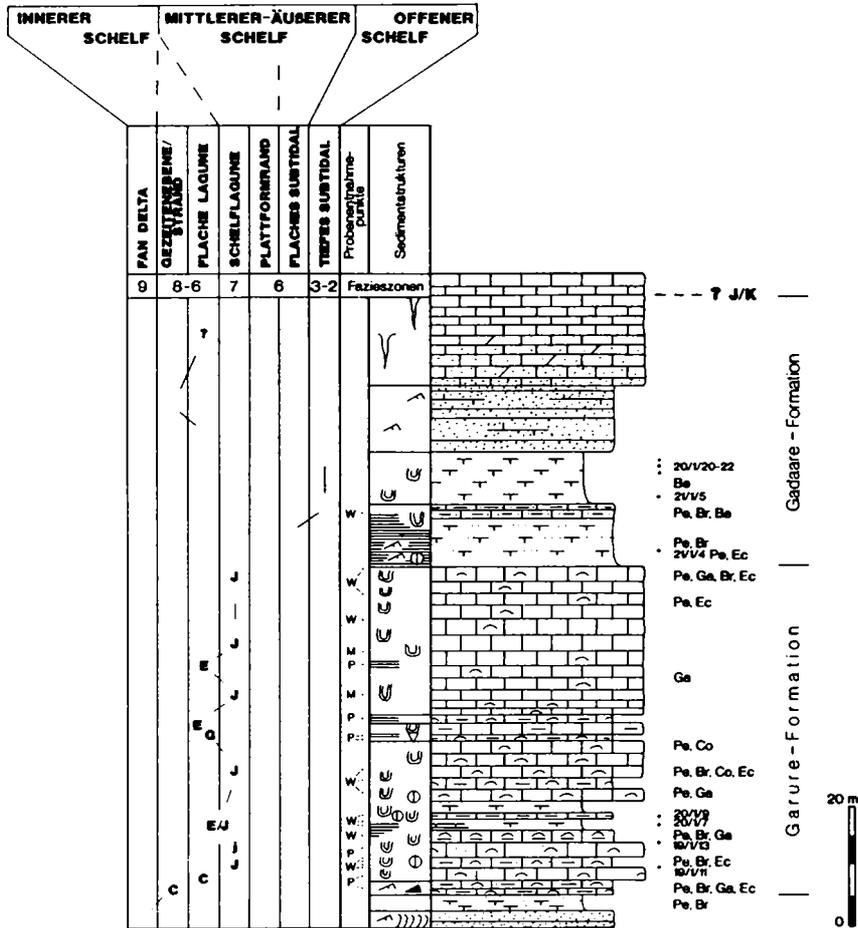


Abb. 16: Lithologie und Fazies der Garure-Formation und der Gadaare-Formation im Profil Dhadhabo.

anhand der häufigen vadosen Zemente in das Intertidal zu stellen sind. Silifizierte Hydrozoen- und Korallenreste weisen auf nahegelegene Emersionsflächen hin. Kleinmaßstäbliche normale Gradierung und rythmische Schichtung ist verbreitet. Der Biodekritus stammt im wesentlichen von Pelecypoden (v. a. Austern), Echinodermen (v. a. Crinoiden), Gastropoden, Brachiopoden, Korallen, Hydrozoen und Foraminiferen. Mit steigendem Anteil an "Ruhigwasser-Onkoiden" und Aggregatkörnern (Lumps) in Onkoid-Peloid-Packstones schließt sich im obersten Formationsbereich wieder ruhige Sedimentation in flachen küstenfernen Plattformarealen (Schelflagune) an. Darauf folgen bioturbate Bioklast-Peloid-Packstones und Bioklast-Wackestones (Pelecypoden-Korallen-Wackestones, MF-Typ J). Das Top der Formation bildet

bei Manaa ein Dasycladaceen-Packstone (MF-Typ I, Kap. 4. 9) mit einer Massenansammlung von *Salpingoporella grudii* (RADOICIC). Dies zeigt das Fortbestehen sehr geringer Wassertiefe von wahrscheinlich weniger als 10 m an (FLÜGEL 1982).

### 3.2.5 Gadaare-Formation (Lithofaziesseinheiten 10 bis 13)

Die Gadaare-Formation konnte biostratigraphisch anhand mehrerer Fossilhorizonte im Untersuchungsgebiet korreliert werden. Die Fossilfunde ergaben unteres Oxfordium bis höheres Untertithon. Unteres Oxfordium ist durch Brachiopoden- und Ostrakodenfauna

MANAA

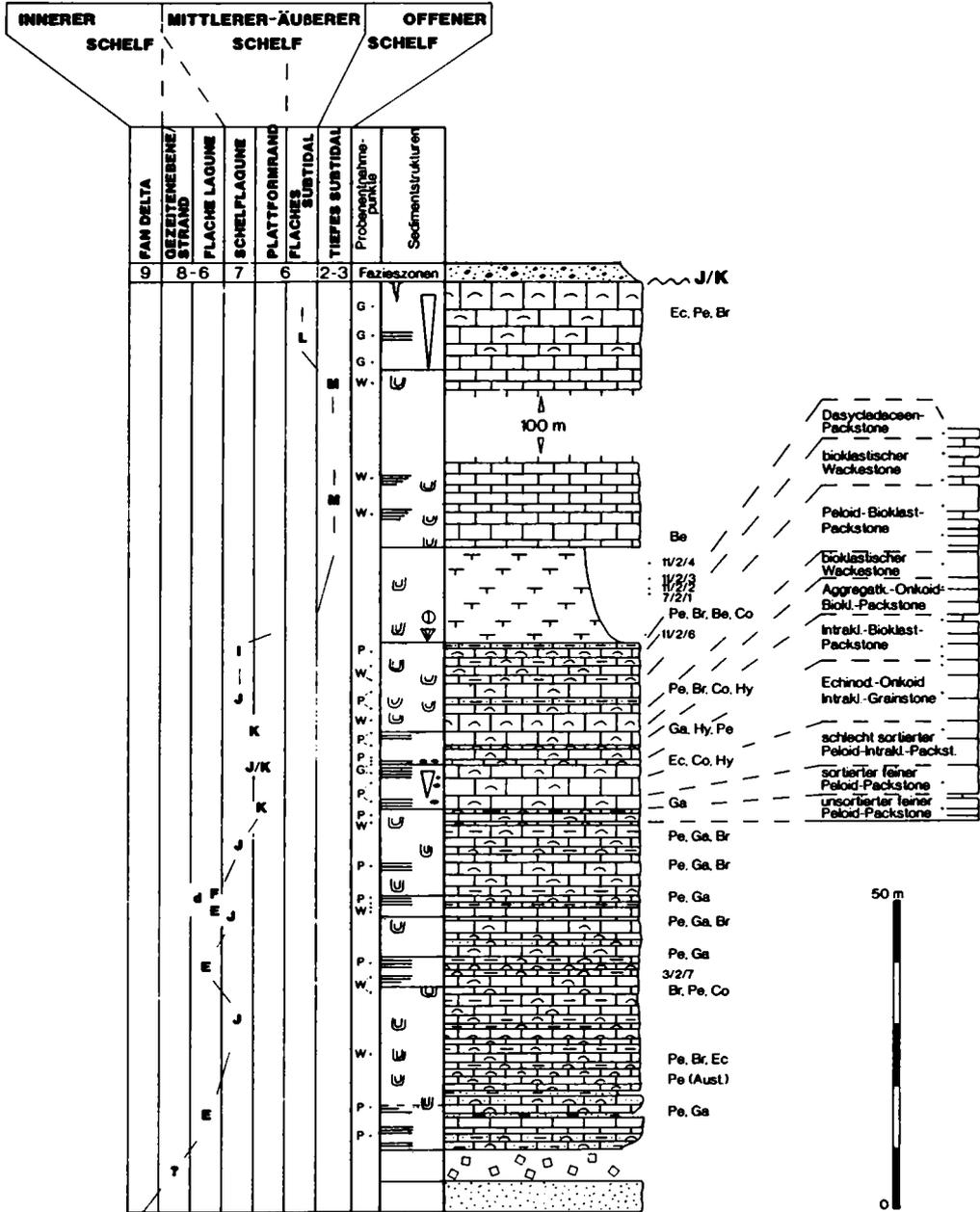


Abb. 17: Lithologie und Fazies der Garure-Formation und der Gadaare-Formation im Profil Manaa.

nen nachgewiesen (Kap. 5.4, Abb. 27). Weiter im Hangenden treten Belemniten des oberen Oxfordium bis mittleren Kimmeridgium und Ammoniten des mittleren Kimmeridgium (Kap. 5.5) auf. Die höhere

Gadaare-Formation (G. Sandstein-Member) lieferte Ammoniten, die für das untere Tithon kennzeichnend sind.

Das Fehlen von Calpionellen in den zahlreichen untersuchten Schluffproben des Gadaare Kalkstein-Member im Profil Manaa wird als Indiz darauf gewertet, daß diese offenmarine Karbonatserie ausschließlich Kimmeridge ( - ? frühes Tithon) umfaßt. Das Dolomit-Member in den Profilen Xabaal Garure und Dhadhabo könnte hingegen in das höhere Tithon bzw. Portlandium reichen. Der oberste Jura wurde im östlichen Ahl Mado, wie auch im übrigen Nordsomalia, wahrscheinlich post-jurassisch d.h. im Zeitraum Berrias bis Barreme erodiert. Ein wesentliches Argument für diese Annahme ist der Fund von Calpionellen des höheren Tithon bis ? Berrias im Transgressionskonglomerat der diskordant auflagernden Kreideschichten im Profil Xabaal Garure (LUGER et al. in Prep.).

Das Typ-Profil der Gadaare-Formation befindet sich im Profil Xabaal Garure (H: 11 01'32"/R: 49 05'48") etwa 6 Km südöstlich des Buur Xabaal Garure (Abb. 2). Der Name bezieht sich auf die Buuraha Gadaare, der Hochfläche am östlichen Ausläufer des Ahl Mado Escarpments. Die Gadaare-Formation setzt sich aus vier lithologischen Einheiten zusammen, die eigenen Formationsgliedern bzw. Member zugeordnet werden. Sie beinhalten Sedimente der offenen Karbonatplattform (Mergel-Member, Lithofaziesseinheit 10), des offenen Schelfbereichs (tiefes Subtidal; höheres Mergel-Member und Kalkstein-Member, Lithofaziesseinheit 10 bis 11), des randlich marinen Eulitorals (Sandstein-Member, Lithofaziesseinheit 12) und der flachen Lagune (Dolomit-Member, Lithofaziesseinheit 13) (Abb. 7, 8, 9).

Der tiefere Abschnitt der Gadaare-Formation (Mergel-Member) stellt faziell eine Fortsetzung der normalmarinen lagunären Plattformsedimentation in der Garure-Formation dar. Innerhalb der Gadaare-Formation sind neben erheblichen Mächtigkeitsunterschieden im Untersuchungsgebiet (Xabaal Garure: 113 m, Dhadhabo: 41 m, Manaa: 143 m) deutliche fazielle Differenzen zu verzeichnen (Abb. 15-17). Im Profil Manaa ist bis zum Top der Gadaare-Formation eine Fortsetzung der transgressiven Entwicklung durch eine mächtige Schichtenfolge aus mikritischen Kalksteinen des offenen Schelfs (Kalkstein-Member) dokumentiert, die den Calpionellenfunden im überlagernden Kreide-Transgressionskonglomerat zufolge vermutlich bis in das obere Tithon andauerte. In den beiden übrigen Profilen weisen die oberen Partien der Formation auf eine Verflachung und vorwiegend randlich marine Sedimentation (Sandstein-Member, Dolomit-Member) hin. Gegenüber der Faziesverteilung im unteren und mittleren Jura zeichnet sich damit im oberen Kimmeridgium bzw. unteren Tithonium eine Umgestaltung der Beckenkonfiguration ab.

### 3.2.5 a) Mergel-Member (Lithofaziesseinheit 10)

Die biostratigraphischen Untersuchungen erlauben eine Einstufung des Mergel-Member in das Oxfordium bis mittlere Kimmeridgium (Kap. 5. 4; Abb. 27). Das untere bis ? mittlere Oxfordium ist im Profil Xabaal Garure durch eine reiche Brachiopoden- und Pelecypodenvergesellschaftung aus Schichten im Bereich zwei bis vier Meter über der Formationsbasis sowie durch Ostrakodenfaunen aus vier Horizonten im Bereich fünf bis zehn Meter über Formationsbasis belegt. Oberes Oxfordium bis mittleres Kimmeridgium ergibt sich aus Belemniten- und Ammonitenfunden im oberen Mergel-Member (Kap. 5. 5).

Auffällig ist die geringe Sedimentmächtigkeit von 11 Metern (Profil Xabaal Garure) für das untere bis ? mittlere Oxfordium. Es gibt jedoch weder sedimentologische noch biostratinomische Hinweise auf Schichtlücken oder Aufarbeitung. Die Gesamtmächtigkeit nimmt in westlicher Richtung ab: 40 m bei Xabaal Garure, 19m bei Dhadhabo und 15m im Profil Manaa. Für das untere Mergel-Member ist außerdem in den Profilen Dhadhabo und Manaa eine deutlich verringerte Diversität der Makrofauna gegenüber derjenigen des Profils Xabaal Garure festzustellen. Fraglich ist, ob dies auf eine leichte Verflachung des Faziesraums in westlicher Richtung oder auf andere Ursachen (z. B. geringere Nährstoffzufuhr) zurückzuführen ist. Litho- und biofaziell ist in dem Mergel-Member ein Wechsel von offenmariner Plattform-Sedimentation (unteres Member) zu Ablagerung im tieferen Subtidal des offenen Schelfs (oberes Member) im höheren Abschnitt dokumentiert (Abb. 15-17). Es handelt sich im wesentlichen um bioturbate, dünn bis mittel gebankte Kalkmergel.

Die fossilreichen basalen Schichten (ca. 5 m) sind stark siltig, verwittern gelb-braun und gehen wenige Meter über der Basis über in hellgraue stärker tonige Kalkmergel. Während in den Profilen Xabaal Garure und Manaa in diesem Abschnitt Bioturbation verbreitet ist, wurde bei Dhadhabo vorwiegend Lamination und kleinmaßstäbliche Rippelschichtung festgestellt. Im mittleren Bereich ist in den Profilen Xabaal Garure und Dhadhabo ein 3 Meter mächtiger kalkiger Siltstein eingeschaltet. Darüber folgt im Profil Xabaal Garure ein 1 Meter mächtiger siltiger Kalkmergel mit Brachiopoden, Austern und Belemniten und ein 0,5 Meter mächtiger Horizont aus braun-violettem Gips (? post-diagenetisch) führendem Mergel. Der mittlere und obere Abschnitt der Schichtenfolge wird von dünn gebankten, tonigen, bioturbaten, grau verwitternden Kalkmergeln gebildet.

Die Makrofossilvergesellschaftung im unteren Mergel-Member (Abb. 27) ist anhand der Zusammensetzung und Erhaltung dem flachen Subtidal im küstenfernen Plattformrandbereich zuzuordnen. Vertreten sind Rhynchonelliden, Terebratuliden, Pelecypoden und hermatypische Korallen. Charakteristisch ist vor allem ein in Massen vertretener großwüchsiger Rhynchonellide (*Somalirhynchia africana* WEIR), der in diesem stratigraphischen Bereich sowohl in Somalia als auch im arabischen Raum weit verbreitet ist (Kap. 5.4). Die Art kennzeichnet vor allem Brachiopodengemeinschaften im Vorriffbereich ("perireefal community" sensu AGER). Weiter häufige Elemente des Epibenthos sind Austern (i.w.S.) (*Exogyra ? fourtaui* STEFANINI) und solitär lebende Korallen (*Montlivaltia ? sp.*). Es wird eine Wassertiefe von nicht mehr als 20 Metern angenommen.

Die wenige Meter weiter im Hangenden nachgewiesenen Ostrakodenassoziationen entsprechen aufgrund biostratinomischer Merkmale einem ruhigem Sedimentationsraum. Eine zunehmende Vertiefung zeichnet sich in diesem Bereich auch beim Makrobenthos durch das Verschwinden der typischen Flachwasserformen ab (Kap. 5.4). Die feinklastische Einschaltung in Form eines Siltsteins im mittleren Mergel-Member könnte mit erhöhter Sedimentanlieferung vom Festland erklärt werden. Die geringmächtige Schichtenfolge ist normal gradiert. Ein Fossilhorizont aus größtenteils fragmentierten Pelecypoden (*Lopha* sp.) an der Basis sowie die Zusammensetzung einer Ostrakodenfauna aus der obersten Schicht deutet auf Umlagerung (Kap. 5.4).

Die Ablagerung des höheren Mergel-Member erfolgte im offenen Schelfbereich. Die makrobenthische Fauna ist hier auf wenige stenohaline Pelecypoden (*Trigonia*, *Parallelodon*) reduziert. Die Ostrakodenfaunen belegen sehr geringe Wasserbewegung. Fragmentierte Rostren von Belemniten (*Belemnopsis tanganensis* FUTTERER) des oberen Oxfordium bis mittleres Kimmeridgium treten zum Teil massenweise auf (Kap. 5.5). Aus den obersten Schichten stammt ein Ammonitenfragment (*Orthaspidoceras* aff. *liparum* (OPPEL)), das dem Mittelkimmeridge zuzuordnen ist.

### 3.2.5 b) Kalkstein-Member (Lithofazieseinheit 11)

Das Kalkstein-Member ist lediglich in den Profilen Xabaal Garure und Manaa ausgebildet (Abb. 7, 9, 15, 17). Die Mächtigkeit der Einheit beträgt im Profil Xabaal Garure 20 Meter und im Profil Manaa 121 Meter. Stratigraphisch signifikante Makro- und Mi-

krofossilien treten weder bei Xabaal Garure noch bei Manaa auf. Die Schichtenfolge im Profil Xabaal Garure wird anhand der Fossilvorkommen im oberen Gadaare Mergel-Member (Kap. 5.4) und im überlagernden G. Sandstein-Member (Kap. 5.6) in das mittlere bis obere Kimmeridgium (unteres Tithonium) gestellt. Im Profil Manaa beträgt das maximale Alter der Basis des G. Kalkstein-Member aufgrund der Belemnitenvorkommen im G. Mergel-Member (s.o.) vermutlich unteres Kimmeridgium. Biostratigraphische Hinweise auf höheres Tithon bzw. Portlandium fehlen, und Calpionellenfunde im Transgressionskonglomerat der Kreide legen eine postjurassische Erosion des obersten Jura (Portlandium) nahe. Daher läßt sich das minimale Alter des G. Kalkstein-Member im Profil Manaa auf mittleres bis oberes Kimmeridgium eingrenzen.

Die litho- und biofaziellen Merkmale sprechen für eine Bildung im tiefen Subtidal des offenmarinen Schelfs (Abb. 7-9, 20, 22). Es wird eine Wassertiefe einigen Zehner bis maximal 200 Metern vermutet (Kap. 4.13). Es handelt sich um fossilarme mikritische Kalke (Spongienskleren-Mud/Wackestone, MF-Typ M, Kap. 4.13).

Im Profil Xabaal Garure ist die Schichtenfolge im unteren und mittleren Abschnitt vorwiegend dickbankig ausgeprägt. Kennzeichnend sind hier regelmäßige bis zu 20 Zentimeter mächtige Zwischenlagen von plattigem Mergelkalk. Die obersten 5 Meter sind dagegen mittel gebankt. Hier treten regelmäßig stylolithische Schichtkontakte mit Eisenausfällungen auf Schichtfugen und Lösungshohlräumen auf. Bioturbation ist im Kalkstein-Member im Profil Xabaal Garure verbreitet. Neben Skleren von Kieselschwämmen sind an der Basis nicht selten Belemnitenrostren, und Fragmente von Echinodermen, Austern und Brachiopoden sowie benthische Foraminiferen eingelagert. Im höheren Abschnitt handelt es sich um fossilere bis fossilarme Mudstones. Nahe des Kontaktes zum überlagernden Sandstein-Member ist der Kalk partiell dolomitisiert, stark bioturbat, und es tritt intraformationale Aufarbeitung (Intraklasten) auf.

Bei Manaa liegt dagegen eine gleichmäßig mittelbankige Schichtenfolge aus sehr gering fossilführenden Mudstones vor. Der Fossildetritus besteht hier fast ausschließlich aus kalzitisch erhaltenen Skleren von Kieselschwämmen und vereinzelt Radiolarien. Außerdem sind feine Schalenpartikel und kleine Pellets häufig. An der Basis der Abfolge finden sich auch hier vereinzelt Belemnitenrostren und nicht näher bestimmbare Foraminiferen. Die meist im Millimeter- bis Zentimeterbereich laminierte Schichtung aus feinem Schalendetritus und eingeregelt Skleren

ist regelmäßig von Bioturbationen durchsetzt. Bankparallele Lösungssuturen treten hier nur untergeordnet auf. Das Formationstop bildet im Profil Manaa eine 13 Meter mächtige dickbankige bis massige Einheit aus Biopelspariten (sortierte Peloid-Bioklast-Grainstones, MF-Typ L, Kap. 4. 12.). Sie wird als Rest eines "Echinodermen - Shoals" des offenen Schelfs, vielleicht im Randbereich einer Karbonatplattform, gedeutet. An Sedimentstrukturen wurde lediglich im unteren Abschnitt Horizontalschichtung aus rythmischen Peloid - Bioklastlagen aber keine Bioturbation beobachtet. Der gut gerundete und sortierte bioklastische Detritus von arenitischer Korngröße setzt sich zu einem überwiegenden Teil aus Echinodermenresten und Fragmenten von Pelecypoden, Brachiopoden neben benthischen Foraminiferen (u. a. Valvulinidae) zusammen. Die übrigen klastischen Komponenten sind Peloide und vermutlich kleine Intraklasten. Das Gestein weist Anzeichen einer geringen Verkarstung in Form von kalzitisch ausgefüllten Lösungskanälen entlang von Klüften und Kalzitdrusen auf. Die Kreideschichten lagern hier, ähnlich wie im Profil Xabaal Garure, mit einem Transgressionskonlomerat auf.

### 3.2.5 c) Sandstein-Member (Lithofaziesseinheit 12)

Diese dickbankige bis massige Sandsteinabfolge erreicht im Profil Xabaal Garure 15 m und bei Dhadhabo 11 m Mächtigkeit (Abb. 15, 16). Im Profil Manaa tritt die Einheit nicht auf. Als Ablagerungsraum für diese regressive Schichtenfolge ist der Strandbereich (Foreshore bis Shoreface) anzunehmen. Der fein- bis grobkörnige Sandstein weist stark bioturbate Horizonte auf und bildet im Profil Xabaal Garure mehrere fining upward - und coarsening upward - Sequenzen. Insgesamt wurde eine Kornvergrößerung im dolomitisch ausgeprägten unteren Bereich und eine Kornverfeinerung in den kalkigen oberen Schichten beobachtet.

Im mittleren Niveau ist im Profil Xabaal Garure ein Schillhorizont mit zahlreichen Steinkernen und Abdrücken von größtenteils kleinen Ammonitengehäusen (*Virgatosphinctes* aff. *rotundidoma* UHLIG) des höheren Untertithon eingeschaltet. In geringem Umfang sind auch Belemnitenrostren und mehrere Zentimeter große Holzfragmente vertreten. Die Sedimentmatrix in diesem Schillhorizont ist grobsandig bis feinkonglomeratisch. Die Quarzitzerolle sind mäßig bis schlecht gerundet. Im Profil Dhadhabo führt das Sandstein-Member keine Fossilien und ist nicht bioturbat. An Sedimentstrukturen ist lediglich kleinmaßstäbliche Schrägschichtung sichtbar.

### 3.2.5 d) Dolomit-Member (Lithofaziesseinheit 13)

Für das Dolomit-Member liegen keine direkten biostratigraphischen Daten vor. Aufgrund des Ammonitenvorkommens im liegenden Sandstein-Member (s.o.) ist die Einheit vermutlich in das höhere Tithonium (oberes Kimmeridgium / ? Portlandium) zu stellen. Die Mächtigkeit der Einheit beträgt im Profil Xabaal Garure 36 m und im Profil Dhadhabo etwa 8-10 m. Die vorliegende Karbonatabfolge ist wie das Sandstein-Member lateral auf die Profile Xabaal Garure und Dhadhabo begrenzt. Insgesamt sprechen die lithofaziellen Merkmale für ein flaches lagunäres Milieu. Das Dolomit - Member lagert konkordant auf dem Sandstein-Member.

Im Profil Xabaal Garure handelt es sich um eine Abfolge aus grobkörnigen, massigen und tief verkarsteten Dolomiten (Abb. 15). Sie führt an der Basis reichlich ungerundeten Quarzdetritus. Aufgrund der starken Umkristallisation konnten die einzelnen Fossilkomponenten nicht näher bestimmt werden und eine mikrofazielle Zuordnung nicht erfolgen. Gelegentlich wurde laminierte Schichtung nachgewiesen. Neben dem terrigenen Detritus sind wahrscheinlich Fragmente von Gastropoden und möglicherweise auch Echinodermen vertreten. In den obersten Schichten im Profil Xabaal Garure wurden Korallenstöcke und ein Schillhorizont aus Pelecypoden, Gastropoden und Echinodermenresten beobachtet. Die phaceloide Wuchsform der Korallen und die überwiegend gute Erhaltung der Bioklasten deuten auf ruhige lagunäre Ablagerungsbedingungen. Die Kreidesedimente lagern dem Dolomit-Member diskordant mit einem Transgressionskonglomerat aus zum Teil oberjurassischen (oberes Tithon, Calpionellenfunde) Kalksteingeröllen auf. Sie belegen, wie auch die intensive Verkarstung der Dolomite, eine tiefgreifende post - jurassische (prä - Apt) Erosion im Untersuchungsgebiet.

Im Profil Dhadhabo stellen fossilleere, leicht dolomitische Kalksteine, die massig und grobkörnig umkristallisiert sind, die obersten Schichten der jurassischen Schichtenfolge dar (Abb. 16). Auch hier wurde ein relativ hoher Anteil an terrigenem Quarzsand festgestellt. Die Abfolge umfaßt hier vermutlich nur 8 bis 10 Meter. Die Grenze zu den überlagernden Schichten der Kreide war aufgrund der schlechten Aufschlußverhältnisse und mangelnder Fossilführung nicht genau zu ermitteln.

## 4. Mikrofazies der jurassischen Karbonate

### 4.1 Dolomitische Intraklast-Bioklast-Mud/Wackestones und Coquinas; Mikrite und Biointramikrite (MF-Typ A) (Tafel 9, Abb. 1-3)

#### Beschreibung:

Feinkörnige zum Teil litho- und bioklastreiche Dolomite mit Algenlaminat-Horizonten treten in den Profilen Xabaal Garure und Dhadhabo in größerer Mächtigkeit vor allem an der Basis und am Top der Qarariye-Formation (Lithofaziesseinheit 5 bis 7) (Kap. 3. 2) auf, die vermutlich im Zeitraum Aalenium bis Bajocium abgelagert wurde (Kap. 3. 2. 2). Sie wechsellagern meist mit Sandsteinen und Evaporiten (Gips) (Abb. 10, 11, 21). Im Profil Manaa haben die klastischen Einschaltungen im Bereich der Lithofaziesseinheiten 5, 6, 7 einen wesentlich geringeren Anteil, es überwiegen mittelbankige Dolomite und Dolomitmergel (Abb. 9, 12). Einschaltungen von Dolomiten und dolomitischen Kalksteinen der vorliegenden Mikrofazies kommen außerdem im tieferen Abschnitt der Dahab-Formation in den drei untersuchten Profilen vor (Abb. 9, 10, 25).

Bei dem Fossilmaterial in den dolomitischen Schillhorizonten und bioklastischen Wackestones handelt es sich hauptsächlich um oft gut erhaltene, gering sortierte Pelecypoden- und Gastropodenschalen (Abb. 18). In lithoklastreichen Dolomiten wurden vereinzelte Ostrakoden beobachtet. Die Korngröße der Bioklasten erreicht selten 15 mm und liegt meist unter 10 mm. Die dünnbankigen Fossildetritus-Packstones sind zum Teil an der Basis erosiv und weisen häufig einen hohen Gehalt an ungerundeten Mikritintraklasten von 1 mm bis 1 cm Größe, Quarzdetritus des Fein- bis Mittelsandbereichs und Kotpillen auf (Tafel 9, Abb. 1, 2). Häufig sind auch Wechsellagerungen von Zentimeter mächtigen feinkörnigen Dolomitlagen mit Trockenrissen und dichten Molluskenschillagen (Tafel 9, Abb. 3). Neben Algenlamination sind gelegentlich birds eye-ähnliche Hohlraumgefüge und in den Intraklasten Algenfilamente erhalten. Neben Molluskenschillagen sind feinkörnige dolomitische Packstones eingeschaltet, deren detritische Komponente zu mehr als 80 Prozent aus Kotpillen besteht. Bioturbation tritt selten auf. Zahlreiche von internen Grenzflächen oder Partikeln ausgehende Trocken- oder Setzungsrisse ergeben oft ein brekziöses Sedimentgefüge.

Neben der verbreitet dolomitischen Erhaltung des Fossilschutts wurde häufiger Partikellösung und da-

mit eine relativ hohe Moldic-Porosität beobachtet. Häufig ist eine partielle Dedolomitisierung nachgewiesen durch eine selektive Kalzitfüllung dieser Lösungshohlräume. Vorzugsweise in den sehr feinkörnigen dolomitischen Mollusken-Wackestones erfolgte dagegen vermutlich fröhdigenetisch Quarz-Zementation in den gelösten Pelecypoden- und Gastropodenschalen und anderen primären Hohlräumen.

#### Diagnose:

In den gemäß ihrer feinkörnigen Textur wahrscheinlich fröhdigenetischen fossilführenden Dolomiten deuten Einschaltungen von Algenlaminaten, Fenstergefüge, Trockenrisse und Mikritintraklasten auf eine der Sabkha-Fazies küstenwärts vorgelagerte Tidal Flat-Sedimentation (Abb. 20, 22). Es sind vorwiegend die SMF-Typen 21 und 23 der Fazieszone 8 bis 9 nach WILSON (1975) repräsentiert. Die Mehrzahl der Molluskenschillagen wurden vermutlich während episodischer Sturmereignisse aus dem flachen Subtidal in hypersalinare Gezeitentümpel eingeschwemmt, mitunter verbunden mit Aufarbeitung und Umlagerung von dolomitischen Krusten aus supratidalen Bereichen. Die Wechsellagerungen von dolomitischen Schlammlagen mit Trockenrissen und den als Tempestite gedeuteten Schillagen entsprechen vermutlich einem Übergangsbereich vom oberen Intertidal zum Supratidal. Vergleichbare Sedimenttypen aus dem Intertidal der Trucial Coast am Persischen Golf wurden von SHINN E. A. (1983) beschrieben.

### 4.2 Algen-Bindstones (MF-Typ B) (Tafel 9, Abb. 4-6)

#### Beschreibung:

Die vorliegende Fazies tritt insgesamt nur untergeordnet auf. Algenlamination wurde vor allem im Qarariye Dolomit-Member (Lithof. 5) und am Top des Q. Sandstein-Evaporit-Member (Lithof. 7; ? Aalenium-Bajocium) beobachtet (Abb. 13, 14, 21). Im Profil Xabaal Garure sind an der Basis und am Top der küstennahen oolithisch-bioklastischen Packstones (MF-Typ C) im Qarariye Oolith-Member (Lf. 8) Algenlaminite eingeschaltet. Daneben tritt im mittleren Abschnitt der Garure-Formation im Profil Xabaal Garure (mittleres / oberes Callovium) eine Bank mit Algenlamination auf (Abb. 15). Die mikritischen Algen-

Anteile der Komponenten in den Mikrofazies-Typen (in Volumen-Prozent)																														
■ > 20 ● 10-20 ○ 5-10 ○ 1-5 + < 1		Bioklasten	Pelecypoden	Brachiopoden	Echinodermen	Gastropoden	Korallen	Bryozoen	Serpuliden	Ammoniten	Belemniten	Hydrozoen	Desycladaceen	Cyanoph./Chloroph. (Porostromete Algen)	Gymnodiaaceen	Schwammnadeln	Radiolarien	Foraminiferen	Ostrakoden	Peloids	Faecal Pellets	Algen-Peloids	Dünne Onkoidkrusten	Algen-Foramin.-Onkoid - Algen-Onkoida	Radial-Ooide	Aggregatströmer	Intraklasten	Quarzditritus	Pflanzentüffel	
A	Dol. Intracl.-Biocl.-Mud/Wackest.	■	■		○	●								○						+	○	○			○		■	○		
B	Algen-Bindstones	■	○	○	○									●	+					○	○	■	+		○	○	●	○		
C	Ooidreiche Biocl.-Pack/Grainst.	■	●	●	○	+	+						+	○	+				○	+	●	○		○	○	○	○	○	○	
D	Oolithische Packstones	●	○	○	○														+	+	○			○	■	○	○	■		
E	Peloid. Gastrop.-Pack/Wackest.	■	○	○	■		+							○					+	+	○	■		○	○		■	○		
F	Ostrak.-Foraminif.-Packstones	■	○	○	○	○							+	○	+				○	○	■	○		●			○	○		
G	Bioklast. Packstones (Coquinas)	■	■	○	○	■		+											+	○	●				○	○	○	○		
H	Mollusken-Brachiop.-Wackest.	■	●	●	●	■			+	○			+		+			+	○	○	○		○				○	○	○	
I	Desycladaceen-Packstones	■	○	○	○	○							■	+	+				○	○				○						
J	Pelecypoden-Korallen-Wackest.	■	●	○	●	○	○	+	○	+		○	+	○	+	○			○	+	●	○		○	●	+	○	○		
K	Onkoid-Peloid-Pack/Grainst.	■	○	○	○	○		+				○	+	○	+				○	+	●	●		●	○	○	○	○		
L	Peloid-Bioklast-Grainstones	■	○	○	■								+						○		■				○	○				
M	Spongienklaren-Mud/Wackest.	■	+	+	○						○	+				■	○	○			●						+	+	+	

Abb. 18: Prozentuale Zusammensetzung der Komponenten in den Mikrofaziestypen.

Bindstones bilden Zentimeter bis Dezimeter dicke Bänke. Im makroskopischen Bereich sind unregelmäßig wellige, abwechselnd mikritische und sparitische Lagen zu erkennen.

Bei mikroskopischer Betrachtung erweist sich die Lamination als Wechselfolge von 0,5 mm bis 6 mm dicken z.T. gradierten feinkörnigen Lagen mit peloidalem Gefüge und birds eye-Hohlräumen oder mit Algenfilamenten und von feinklastischen, Fossil detritus führenden Laminae, die reich an kleinen, vermutlich detritischen Dolomitrakristallen sein können. Bei den peloidalen Lagen handelt es sich um Konzentrationen von Algenpellets und kleinen Intraklasten mit einer Korngröße von maximal 0,1 mm. Neben der intralaminaren Gradierung unterliegen auch die Fossilagen insgesamt einer Kornverfeinerung zum Hangenden. In den Einlagerungen von gut sortierten feinkörnigen Bioklasten mit maximal 2 mm Korngröße dominieren Fragmente von Echinodermen, kleine Ostrakoden neben Bivalven und Gastropoden (Abb. 18). Der überwiegende Teil der Fossilreste ist randlich durch Anbohrungen mikritisiert, und ein geringer Teil liegt als Kern von kleinen Mikritonkoiden vor. Während die Molluskenschalen zu sparitischem Kalzit umkristallisiert sind, ist die Siebstruktur der Echinodermenpartikel relativ gut erhalten. In größerem Umfang sind auch radialstrukturierte Superficial-Ooide von 0,15 mm bis 0,6mm Durchmesser beteiligt. In

einer Probe kommen in Verbindung mit einer normalen Gradierung in den oberen Partien des Laminites 0,5 mm bis 2 mm große Pseudomorphosen von Kalzit nach Gips vor (Tafel 9, Abb. 4).

Häufig sind kleindimensionierte sparitisch ausgefüllte Risse mit einer auf einzelne Lagen beschränkten vertikalen Ausdehnung, die als Austrocknungsrisse gedeutet werden (Tafel 9, Abb. 5). Außerdem treten hauptsächlich vertikal ausgerichtete kleine Röhren auf, wie sie aus rezenten Algenlaminiten der Florida Bay und kretazischen Dolomiten beschrieben wurden (SHINN 1983). Sie stellen nach SHINN vermutlich Entwässerungsstrukturen oder Wurmsspuren dar.

Innerhalb des Qarariye Oolith-Member im Profil Dhadhado ist etwa zwei Meter im Liegenden eines Algenlaminites eine 20 cm mächtige Bank eines mikritischen, stark bioturbaten bioklastischen Packstones eingeschaltet. Die Sedimentmatrix ist von mehr oder weniger dicht verflochtenen Algenfilamenten (? *Girvanella*) durchzogen. Die klastische Komponente setzt sich hauptsächlich aus Resten von Echinodermen, Bivalven und Gastropoden zusammen. Die Partikel sind gut gerundet, mäßig sortiert und größtenteils von dünnen Mikritrinden umgeben, die überwiegend auf Anbohrungen und selten auf Algenumkrustung zurückzuführen sind (Tafel 9, Abb. 6).

Mikrofazies-Typen		FORAMINIFEREN								KALKALGEN								CRUSTACEEN-PELETS				KORALLEN							
		<i>Kurnubia palestiniensis</i>	<i>Everticyclamina</i> sp.	<i>Pseudocyclamina</i> sp.	lituoides Foraminiferen indet.	<i>Nautiloculina coliflora</i>	<i>Plenderina</i> sp.	<i>Trocholina</i> sp.	<i>Lenticulina</i> sp.	Valvulinidae	<i>Salpingoporella grudii</i>	<i>Heteroporella anici</i>	<i>Heteroporella</i> sp. 1	<i>Cylindroporella</i> sp. 1	<i>Acicularia elongata elongata</i>	<i>Holoporella siamensis</i>	<i>Permocalculus</i> sp.	<i>Cayauxia</i> sp.	<i>Heterotrichella</i> ? sp.	<i>Cladocoropsis mirabilis</i>	<i>Favreina</i> sp. 1	<i>Favreina</i> sp. 2	<i>Favreina fendensis</i>	<i>Favreina</i> sp. indet.	<i>Pseudocoenia</i> sp.	<i>Thamasteria</i> sp.	<i>Acinastrea</i> ? sp.	<i>Microsolens</i> ? sp.	
A	Dolomit Intrakl.-Biokl.-Mud/Wackest.																												
B	Algen-Bindstones																												
C	Ooidreiche Biokl.-Peloid-Pack/Grainst.				+	+		+									+	+											
D	Oolithische Packstones																												
E	Peloidale Gastrop.-Pack/Wackest.																												
F	Ostrakoden-Foraminiferen-Packst.				+	+	+	+		+					+	+													
G	Bioklast. Packstones (Coquinas)																												
H	Molusken-Brachiopoden-Wackest.																												
I	Desycladaceen-Packstone	+								+	+		+			+													
J	Pelecypoden-Korallen-Wackestones	+	+		+	+	+	+		+	+		+	+		+	+	+							+	+	+	+	+
K	Ooloid-Peloid-Pack/Grainstones	+	+	+	+	+	+			+				+			+		+			+							
L	Peloid-Bioklast-Grainstones				+					+																			
M	Spongienkieren-Mud/Wackestones				+					+																			

Abb. 19: Verbreitung der stratigraphisch wichtigen Fossilien in den Mikrofaziestypen.

**Diagnose:**

Algenlaminite bzw. Stromatolithe mit nur schwach entwickelter Domstruktur gehören zum LLH-Typus (lateral verbundene Hemisphäroide) nach LOGAN et al. 1964. Geschlossene Algenmatten sind sowohl aus dem Inter- als auch Supratidal bekannt (SHINN 1983). Gipskristalle sind auf Intertidalfächen in ariden Zonen wie z.B. am Persischen Golf verbreitet. Wahrscheinlich ist, auch im Hinblick auf das eingeschränkte Spektrum an Fossildetritus, eine Bildung im Intertidal einer zeitweise abgeschnürten marinen Bucht anzunehmen (Abb. 22).

Der Algenlaminit-Horizont im mittleren Bereich der Garure-Formation (Profil Xabaal Garure) stellt, zusammen mit dem überlagernden Stillwasser-Ooid-Packstone (MF-Typ d, Kap. 4. 4), einen "Marker-Horizont" dar, der wahrscheinlich einer kurzen Phase stark erhöhter Salinität durch Verflachung oder Einschnürung des Ablagerungsraumes entspricht. Der durch porostromate Algen "gebundene" bioklastreiche Packstone im Liegenden eines Algenlaminits im Qarariye Oolith-Member (Tafel 9, Abb. 6) wird aufgrund des ausgeglichenen Fossilpektrums als Übergangsfazies zwischen den Mikrofaziestypen J (Echinodermen-Peloid-Packstone) und B (Algen-Bindstone)

gedeutet. Die lithofaziellen Merkmale sprechen hier für einen relativ raschen Wechsel von normalmarinen zu hypersalinaren, flach lagunären Bedingungen.

Frühe Sedimentverfestigung bedingt durch organische Sedimentbindung, kurzfristiges Trockenfallen und Zementation verhinderten Erosion und Aufarbeitung bei hoher Wasserenergie. Die vorliegende Fazies gleicht sehr rezenten Algenlaminiten in äußeren Intertidalzonen der Shark Bay West-Australiens (DAVIES 1970). Die regelmäßigen Flutereignisse könnten sich nach DAVIES in den gradierten Siltlaminae und den Fossil-schutteinschaltungen dokumentiert haben. Die Fazies kann dem SMF-Typ 19 und der Fazieszone 8 (nach WILSON 1975) zugeordnet werden (Abb. 20).

**4.3 Ooidreiche Bioklast-Pack/Grainstones / Sortierte Biopelmikrite und Biopelsparite (MF-Typ C)**

(Tafel 9, Abb. 7-9; Tafel 10, Abb. 1)

**Beschreibung:**

Bei dem Mikrofaziestyp C handelt es sich um sortierte mikritreiche oolithische und biodetritusreiche

Packstones und untergeordnet um gut ausgewaschene Grainstones. In Form von einzelnen Dezimeter mächtigen Bänken ist diese Fazies in der Dhadhabo - Formation (unteres Toarcium) der Profile Dhadhabo und Xabaa Garure in Dolomite und Dolomitmergel der flachen Lagune (Lithof. 1) und in oolithische Packstones (Lithof. 3/4; MF-Typ D) eingeschaltet (Abb. 13, 14, 21).

In größerem Umfang treten die Bioklast-Ooid-Packstones im Qarariye Oolith-Member (Lithof. 8; ?Aalenium-Bajocium) in Wechsellagerung mit oolithischen Packstones (MF-Typ D) auf. In diesem stratigraphischen Bereich handelt es sich in den Profilen Xabaa Garure und Dhadhabo um meist im Dezimeter- bis Meterbereich gebankte Sedimentkörper mit einer teilweise großdimensionalen Schrägschichtung des überwiegend arenitischen Detritus. Dünne Bänke von gut sortierten und quarzdetritusreichen Bio - Oospariten bilden außerdem die transgressive Basis der Garure-Formation (unteres Callovium) in den Profilen Xabaa Garure und Dhadhabo (Abb. 15, 16).

Im Schlibfbereich zeigt sich, daß insgesamt in dem meist gut sortierten und gerundeten Material in abnehmender Häufigkeit Bioklasten (ca. 41%), Pelloide (haupt. Bahamit - Pelloide; ca. 16%), Ooide (ca. 13%), detritische Quarzkörner (ca. 13%) und hauptsächlich kleinere Intraklasten (ca. 13%) vertreten sind (Abb. 18). In einigen Proben stellen auch kleine Mikritonkoide oder, bei hohem Gehalt an Intraklasten, Aggregatkörner (Algal Lumps) einen größeren Anteil. Während die größte Masse der detritischen Partikel in Mittel- bis Grobsandgröße (0,2-1 mm) vorliegt, sind im Quarzsandanteil Korngrößen bis 2 mm häufiger vertreten, und es können bis zu mehrere cm-große Pelypoden- und Gastropodenfragmente beteiligt sein. Die gut sortierten Grainstones zeichnen sich durch eine mäßige bis gute Rundung des Quarzdetritus aus. In den schlecht ausgewaschenen Packstones wurde neben einem hohen Gehalt an ungerundeten Quarzkörnern häufig auch ein geringer Quarzkorn - Anteil mit hohem Abrollungsgrad beobachtet.

Die Ooide, deren Durchmesser zwischen 0,1 mm und 1 mm liegt, weisen Radialstruktur auf, die jedoch aufgrund von nachträglicher Mikritisierung nicht sehr deutlich erkennbar ist. Superficial- Ooide überwiegen gegenüber Normal-Ooiden. Relativ häufig sind zerbrochene Ooide, seltener Mehrfach-Ooide. Unter den Organismenresten kommen am häufigsten Pelecypoden, Brachiopoden (zus. 44%), Echinodermen (34%) und Gastropoden (ca. 18%) vor (Abb. 18, 19). In geringem Umfang sind vollständige Thalli oder Fragmente von Cyanophyceen (*Cayeuxia* sp.) und kleinere Foraminiferen wie *Trocholina* sp., *Nautilocolina* sp. und

Valvuliniden neben unbestimmbaren lituoliden Foraminiferen beteiligt. Selten sind Ostrakoden und Bruchstücke von Bryozoen und Dasycladaceen. In den Peloid-Bioklast-Packstones der Basis der Garure Formation sind Korallen- und Gymnodiaceenfragmente (*Permocalculus* sp.) häufig. Mehr als 90% der Fossilpartikel liegt in Form von Kortoiden, also durch Bohrungen randlich mikritisiert, vor. Auch die Pelloide sind dementsprechend zum größten Teil auf Mikritisierung von gerundeten Bioklasten durch Bohrorganismen und Rekristallisation zurückzuführen. Der Gesamtvolumenanteil an Partikeln liegt mit 63% über dem der übrigen detritischen Karbonatfaziestypen.

In dem generell korngestützten Gefüge ist Bioturbation verbreitet. Im Gegensatz zu den gut erhaltenen Echinodermenfragmenten unterlagen die Reste der Molluskenschalen in den gut sortierten Grainstones einer annähernd vollständigen Umkristallisation zu sparitischem Kalzit. Größere Molluskenschalen sind in der Regel durch grobblockigen Kalzit ersetzt und die Mikritüllen sind durch die Kompaktion der Lösungshohlräume häufig zerbrochen bzw. kollabiert. Ebenso oft sind Drucklösungserscheinungen zwischen Partikeln zu erkennen. Gelegentlich wurde jedoch in sortierten, ausgewaschenen Grainstones nur ein geringer Deformationsgrad der primär aragonitischen Bioklasten beobachtet. Weitere häufige diagenetische Gefügemerkmale sind radialfibröse Zemente, syntaxiale Zemente um Echinodermenfragmente und Meniskuszemente. Hinweise auf Sedimentationsunterbrechungen in Form eines Hardgrounds fanden sich in einem angebohrten und an Superficial-Ooiden reichen Kortoid-Peloid-Grainstone innerhalb des Qarariye Oolith-Member (MF-Typ D) im Profil Manaa (Tafel 9, Abb. 8).

#### Diagnose :

Rundung und Sortierung der Partikel und der hohe Anteil an Intraklasten, Ooiden und Quarzdetritus der Bioklast-Peloid-Packstones innerhalb der Garure-Formation deuten auf küstennahe Sedimentation hin. Die Ablagerung erfolgte, unter Berücksichtigung des relativ hohen Mikritanteils und der stellenweise marin-vadosen Zementation, in einem mäßig bewegten inter- bis flach subtidalen Bereich. Der fortgeschrittene Mikritisierungsgrad des bioklastischen Materials sowie der hohe Anteil an kleinen, gerundeten Mikritintraklasten spricht für wiederholte Umlagerung oder Transport bei sehr geringer Wassertiefe. Die Sande aus gerundeten Bioklasten, Peloiden und Ooiden wurden vermutlich aus nahegelegenen Verflachungszonen (z.B. Shoals) in die geschützte oder offene Lagune eingeschwemmt.

Fazies-Zonen nach WILSON 1975 <small>leicht modifiziert nach WILSON &amp; JORDAN 1983</small>		INNERER SCHELF <small>Geschlossene Plattform - Küstenzone</small>			MITTLERER - ÄUßERER SCHELF <small>Offene Plattform</small>			OFFENER SCHELF	SMF-Typen <small>(nach WILSON)</small>	
		SABKHA	TIDAL FLAT	FLACHE LAGUNE	STRAND / VORSTRAND	SCHEFLAGUNE	PLATTFORM - RAND	FLACHES SUBTIDAL		TIEFES SUBTIDAL
Mikrofazies-Typen										
A	Dolomit-Intrakl.-Biokl.-Mud/Wackest.	—————							19,21,23	
B	Algen-Bindstones	---							19	
C	Ooidreiche Bioklast-Pack/Grainstones		-----						(16/14)	
D	Oolithische Packstones		-----						(?15/17)	
E	Peloidale Gastropoden-Pack/Wackest.		—————						(9/19)	
F	Ostrakoden-Foraminiferen-Packst.		—————						(16/18)	
G	Bioklastische Packstones (Coquinas)		-----						12	
H	Mollusken-Brachiopoden-Wackest.			—————					9	
I	Dasycladaceen-Packstone			—————					8	
J	Pelecypoden-Korallen-Wackestones			—————					9,22,10	
K	Onkoid-Peloid-Pack/Grainstones				—————				13,14,17	
L	Peloid-Bioklast-Grainstones					—————			14	
M	Spongienskleren-Mud/Wackestones						—————		2,3,9	

Abb. 20: Zuordnung der Mikrofaziestypen zu Standard-Mikrofaziestypen und Fazieszonen nach WILSON (1975) und WILSON & JORDAN (1983).

Bei den Bioklast-Ooid-Grain- bis Packstones im Qarariye Oolith-Member handelt es sich aufgrund der teilweise großmaßstäblichen Schrägschichtung um Strandsande des Shoreface-Bereichs (Abb. 22). Eine geringmächtige Litoral-Fazies ist auch an der Basis der Garure-Formation durch einen gut sortierten Grainstone mit Meniskuszementen dokumentiert. Die Ooide entstammen der Radialstruktur zufolge einem geschützten Milieu. Ooidbruchstücke und Ooid-Intraklasten lassen auf Umlagerung schließen. In den Bereichen, wo der vorliegende Faziestyp stratigraphisch verzahnt ist mit den Oolithischen Packstones (MF-Typ D), ist eine Bildung in der Nähe von flachlagunären Ooid-Strandbarren anzunehmen (Abb. 13, 14). Die intensive Bioturbation bewirkte vermutlich eine weitgehende Vermischung von gut sortierten Bioklast-Ooid-Sanden mit Karbonatschlamm-sedimenten. Unter ruhigen Bedingungen, vielleicht im Lee von Karbonatsandbänken, konnten sich auch Aggregatkörner und Onkoide bilden. Exponierte Flächen unterlagen bei Niedrigwasserständen kurzzeitiger Emersion oder bei flacher Wasserbedeckung auch längerfristiger Omission und Zementation.

Vergleichbare Faziesräume sind rezent vom Persischen Golf (LOREAU & PURSER 1973) bekannt. Schlecht ausgewaschene Molluskensande und Korallen-Algen-Sande werden entlang der Trucial Coast bevorzugt in flachlagunären küstennahen Bereichen mit normalem Salzgehalt sedimentiert. Die Bioklast-Ooid-Pack/Grainstones weisen Charakteristika der SMF Typen 14 und 16 (nach WILSON) auf und werden den Fazieszonen 6 bis 8 zugeordnet (Abb. 20).

#### 4.4 Oolithische Packstones / Oomikrite und schlecht ausgewaschene Oosparite (MF-Typ D, d)

##### 4.4 a) Quarzdetritusreiche Ooid-Packstones (MF-Typ D) (Tafel 10, Abb. 2-7)

##### Beschreibung:

Zwischen den stratigraphisch verzahnten Einheiten der oolithischen Packstones und der litoralen ooidreichen Bioklast-Pack / Grainstones der Mikrofazies C

		Profile		XABAAL GARURE			DHADHABO			MANAA				
				LF	MF-Typ	Fazies-Z.	LF	MF-Typ	Fazies-Z.	LF	MF-Typ	Fazies-Z.		
JURA	Malm	Titthon. e o m u	Portlandium	?	13	E, J	8	13	?	?				
			Kimeridgium		12			12						
			Oxfordium	Gadaare-Formation	11	M	2/7				11	M	8	2/3
	Dogger			Callovium	Garure-Formation	10	B, C, E, J, F, d, I	7-8	10	C, E, G, J, I	7-8	10	K, I d, E, F, J	6 7-8
				Bathonium	Dahab-Formation	9			9	A, C	8	9	A, C	8
				Bajocium	?	8	B, C, D, E, J	8	8	A, C, D, J	8	8	G, B, G	
				Aalenium	Qarariye-Formation	7	A, B		7			7		
						6	A	9	6	A, B, C, G	9	6	A, B	9
						5			5	A, B	8	5	A	8
						4	E, H	7-8	4	E, G, H	7-8	4	C, E	
	Lias			Toarcium	Dhadhabo-Formation	3			3			3		
						2			2			2		
						1	C, E	8	1	C, D, E, H	7-8	1	C, E	8
				Piensbachium		2			2			2		
				Sinemurium	Adigrat-Formation	1			1			1		
			Hettangium											

Abb. 21: Stratigraphische Verbreitung der Mikrofaziestypen in den Profilen Xabaal Garure, Dhadhabo und Manaa.

bestehen Mischformen. Charakteristische Oolithkalke treten in der Dhadhabo-Formation (unteres Toarcium; Lithofaziesseinheiten 3/4) im Profil Dhadhabo und im Qarariye Oolith-Member (? Aalenium-Bajocium; Lithofaziesseinheit 8) der Profile Xabaal Garure, Dhadhabo und Manaa auf (Abb. 21).

In der Dhadhabo-Formation im Profil Dhadhabo (Basis des oberen Dhadhabo Member) handelt es sich um zwei 2 bis 3 Meter mächtige mittel- bis grobbankige Oolithabfolgen, die in flach lagunäre Sandsteine, Ablagerungen von Strandbarren und Gezeitenrinnen, eingeschaltet sind. Im Q. Oolith-Member bilden die oolithischen Packstones bei Dhadhabo und Xabaal Garure als maximal 20 bis 30 m mächtige Schichtfolgen markante Steilstufen mit Schichtkörpern im Meterbereich (Abb. 13, 14). Im Profil Manaa liegt dagegen nur eine etwa 5 m mächtige oolithische Schichtfolge (Q. Oolith-Member) vor. Ooidführende und quarzdetritusreiche aphanokristalline Dolomite bilden außerdem das Top der Adigrat-Formation (Lithof. 1) in den Profilen Dhadhabo und Xabaal Garure.

In den durchweg mikritreichen Oospariten und den Oomikriten liegt ein meist hoher Anteil an gut sor-

tiertem aber schlecht gerundetem Quarzdetritus mit Korngrößen bis zu 3 mm vor. Die Ooide stellen im Durchschnitt fast die Hälfte der detritischen Komponente (Abb. 18). Der Anteil an Quarzkörnern und Organismenresten beträgt etwa ein Viertel. Bis zu 5 mm große Intraklasten finden sich regelmäßig in Form von aufgearbeiteten Ooidaggregaten und seltener als cm-große Oo-Mikritklasten. Diese Intraklasten machen im Übergangsbereich zur unterlagernden Bioklast-Ooid-Fazies (MF-Typ C) in dem Qarariye Oolith-Member, bei hohem Anteil an Superficial-Ooiden und schlechter Sortierung, bis etwa 20% der gesamten detritischen Komponenten aus. Mehrfach-Ooide in Form von aufgearbeiteten und umkrusteten Ooidaggregaten konnten in den Oolithen regelmäßig beobachtet werden, und untergeordnet sind dünne Algenkrusten um Ooide zu erkennen (Tafel 10, Abb. 3, 7). In einem gastropodenreichen oolithischen Packstone am Top der Oolith-Fazies in der Dhadhabo-Formation (Lithof. 3) sind die Ooide regelmäßig von Algen-Foraminiferen-Krusten umgeben (Tafel 10, Abb. 5). Diese Krusten sind wie auch die Schalenreste partiell zu sparitischem Dolomit umkristallisiert.

Die Ooide haben eine primär radiale Struktur, die wie im MF-Typ C aufgrund von Mikritisierung und Rekristallisation oft nur schlecht erhaltenen ist. Der maximale Ooid-Durchmesser liegt bei 1 mm. Aufgrund des größeren Anteils an Normal-Ooiden ist auch der durchschnittliche Ooid-Durchmesser mit 0,5 mm bis 1 mm deutlich größer als im MF-Typ C. Insgesamt ist eine deutliche Steigerung des Sortierungsgrades der Ooide und des relativen Anteils an Normal-Ooiden zu Superficial-Ooiden innerhalb des Oolith-Members vom Liegenden zum Hangenden zu beobachten. Parallel dazu nimmt der Anteil an Ooid-Intraklasten und an Quarzdetritus ab. Eine Tendenz zu höherem Reife- und Sortierungsgrad des Ooidmaterials ist auch im Vergleich der Profile Manaa, Dhadhabo und Xabaal Garure innerhalb des Q. Oolith-Member in Ost-West-Richtung zu verzeichnen. Im Profil Dhadhabo ist der Übergangsbereich zur sich im Hangenden anschließenden flach-lagunären Mikrofazies E (Peloidale Gastropoden-Packstones) durch die Einschüttung kleinerer ausschließlich mikritisch erhaltener Superficial-Ooide in die bioklastreichen Mikrite gekennzeichnet. Die Ooidkerne werden in den Oolithen der Dhadhabo-Formation hauptsächlich von detritischen Quarzkörnern und Bioklasten (Bivalven, Echinodermen, Gastropoden) gebildet. Im Q. Oolith-Member erfolgte daneben die Ooidbildung oft an gerundeten mikritischen Partikeln (Peloiden), so daß das Spektrum an Ooidbildungskeimen dem der übrigen vorhandenen Komponenten weitgehend entspricht.

Der Fossildetritus ist kaum mikritisch umkrustet und beschränkt sich im wesentlichen auf wenige Millimeter bis höchstens 1 Zentimeter große Fragmente von Pelecypoden, Brachiopoden, Gastropoden und Echinodermen. Innerhalb des Fossilmaterials treten die Echinodermen anteilmäßig mit 19% deutlich gegenüber den Bivalven (39%) und den Gastropoden (29%) zurück. Ostrakoden und kleine Foraminiferen (*Valvulina* sp.) treten sporadisch auf (Abb. 18,19). In der Dhadhabo-Formation wird die Basis der Oolithbänke von groben, sortierten oolithischen Gastropoden-Pelecypoden-Schillhorizonten gebildet. Kennzeichnende Komponenten sind hier neben Zentimeter großen Bioklasten mit gleichmäßig dünnen Algen-Foraminiferen-Krusten, gut sortierten Ooiden (0,5-1 mm) vor allem grober sortierter Quarzdetritus (0,5-2 mm).

Der Mikrit ist bevorzugt als Füllung von 0,5 bis 1 cm dicken Grabbauten im Sediment verteilt und zeichnet dadurch ein mehr oder weniger deutliches Wühlgefüge (vermutlich *Thalassinoides*) nach. Drucklösungskontakte zwischen Ooiden sind ebenso häufig wie radiaalfibröse Zemente und Meniskuszemente (Tafel 10, Abb. 3, 4). In den Oolithen der Dhadhabo-Forma-

tion sind der sparitische Blockzement, sparitisch umkristallisierte Schalenfragmente und die als Spurenfüllungen auftretende siltige Matrix durch eisenreichen Dolomit pseudomorph ersetzt. Darüber hinaus sind in einigen Gastropoden-Pelecypoden-Schillagen in mikritisierten Ooiden und mikritgefüllten Fossilhöhlräumen verbreitet bis 0,2 mm große Dolomitrhomboeder gewachsen. Die oolithischen Dolomite am Top der Adigrat-Formation (Lithofazies 2) weisen dagegen ein grobkörniges aphanokristallines Gefüge auf (Tafel 10, Abb. 2).

#### 4.4 b) Stillwasser-Ooid-Packstones (MF-Typ d) (Tafel 10, Abb. 8)

Im stratigraphischen Kontakt zu Algenlaminiten in der mittleren Garure-Formation im Profil Xabaal Garure (mittleres / oberes Callovium; MF-Typ B) und zu Gastropoden-Schillkalken (MF-Typ E) im Profil Manaa (Abb. 15,17) ist ein etwa 10 Zentimeter mächtiger und im Zentimeterbereich laminiertes mikritischer Ooid-Packstone eingeschaltet. Das gut sortierte klastische Material ist als wenige cm mächtige Lage in einen feinkörnigen Packstone aus eingeregelteten und größtenteils mikritisch erhaltenen Ostrakodenschalen eingeschaltet.

Die detritische Lage besteht hauptsächlich aus eingeregelteten, dünn umkrusteten, länglichen Bioklasten (hauptsächlich Molluskenschalen) und Peloiden sowie Ostrakoden (etwa 5 Prozent; Abb. 18). Einige mm große Mikritintraklasten deuten auf eine geringe Erosion an der Basis. Gradierung liegt nicht vor. Bei den umkrusteten Partikeln handelt es sich aufgrund der gleichmäßig dünnen Form und feinen Radialstruktur der Kalzitkrusten um typische Stillwasser-Ooide. Die stark asymmetrischen Superficial-Ooide sind zwischen 0,15 mm bis 3 mm lang. Charakteristisch sind außerdem feine, mehrere mm lange und zwischen den Ooiden horizontal eingelagerte kalzitische Filamente, die vermutlich Reste von Pelecypodenschalen darstellen.

Aufgrund seiner annähernd identischen lithofaziellen Merkmale und des stratigraphischen Kontaktes zu Gastropoden-Pellet-Packstones (MF-Typ E) und einem Algenlaminit-Horizont in den Profilen Xabaal Garure und Manaa läßt sich dieser Ooid-Packstone gut lithostratigraphisch korrelieren. Im Profil Dhadhabo (Abb. 16) tritt in dem gleichen stratigraphischen Niveau ein laminiertes, ostrakodenreicher Gastropoden-Packstone (MF-Typ E) auf, der ebenfalls durch die Einlagerung mehrerer Millimeter langer kalzitischer Filamente auffällt.

### Diagnose:

Im Vergleich zum Sedimenttyp von MF C liegt bei dem quarzdetritusreichen Oolith (MF D) insgesamt ein besser sortierter, relativ reiner Ooidsand mit gut entwickelten Ooiden vor. Die an feinem Kalkdetritus reichen bioturbaten oder großmaßstäblich schräggeschichteten Ooidbanksande wurden unter mäßiger Wellenbewegung in einer sich meerwärts an die litoralen Bioklast-Ooid-Sande (MF-Typ C) anschließenden Inter- bis flachen subtidalen Zone abgelagert (Abb. 22). Sie stellen vermutlich Reste von Ooidsandbarren des Strand- bis Vorstrandbereichs dar. Hierauf deutet auch die stratigraphische Verzahnung mit klastischen Gezeitenrinnensedimenten in der Dhadhabo-Formation im Profil Dhadhabo. Sortierte Mollusken-Ooid-Packstones, die die Basis der Oolithsequenz im oberen Dhadhabo-Member bilden, belegen eine zeitweise hohe Strömungsenergie. Die durchweg radialstrukturierten Ooide wie auch das Fossilmaterial entstammen einem geschützten, vermutlich flach subtidalen Bereich einer hypersalinen Lagune. Im Übergang zum Litoral, also zur inter- bis flach subtidalen Bioklast-Ooid-Packstone - Fazies, unterlagen die Ooidsande verstärkt einer Umlagerung bzw. Aufarbeitung durch Gezeitenströmung.

Rezente Vorkommen von marinen Radial-Ooiden beschrieben LOREAU & PURSER 1973 aus einer hypersalinen Lagune im südlichen Persischen Golf. Die im Übergangsbereich Lagune-Sabkha als Küstensande unter maximal 1 m Wasserbedeckung akkumulierten gleichmäßig runden Ooide bilden sich bei mäßiger Wellenbewegung. Die hohe Salinität, sowohl anhand der eingeschalteten Algenlaminite (MF-Typ B) als auch anhand der unterlagernden Evaporitsequenzen in der Qarariye-Formation dokumentiert, deuten für den vorliegenden Oolith auf ein ähnliches Sedimentationsmilieu. Die Bioklasten wurden vermutlich teilweise aus tieferen Lagunenbereichen mit geringeren Salzgehalten eingeschwemmt. Nach den Beobachtungen von LOREAU & PURSER schwanken die Salinitätswerte auch innerhalb einer stark abgeschnürten Lagune je nach Entfernung zum offen marinen Zugang erheblich.

Der Stillwasser-Ooid-Packstone (MF-Typ d) ist wegen seines stratigraphischen Kontaktes zu einem Algen-Laminite-Horizont (MF-Typ B) auf eine kurzzeitige Phase stark erhöhter Salinität im flach lagunären Bereich zurückzuführen. Der abnorme Salzgehalt war offensichtlich die Ursache für das Massenvorkommen einer angepassten Ostrakodenart. Die grobkörnig umkristallisierten oolithischen Dolomite an der Basis der Lithof. 1 und 3 stellen gemäß des hohen

Sortierungsgrades, des hohen Quarzdetritusanteils und dem Fehlen von Bioklasten einen Ooidsand der Strandzone (Shoreface) dar.

Innerhalb der Dhadhabo-Formation (Lithof. 4) unterlagen die Oolithe vermutlich im Zusammenhang mit der sich anschließenden regressiven Entwicklung mit zum Teil evaporitischer Sedimentation in der Qarariye-Formation oder in Verbindung mit Süßwassereinfluß im Bereich der Strandwälle (Kap. 4.8., MF-Typ H) einer fröhdiaogenetischen partiellen Dolomitisierung. Auf die geringere Permeabilität ist zurückzuführen, daß die teilweise mikritisierten Ooide und mikritische Partien der Karbonatmatrix in den Oomikriten nicht betroffen sind. In den litoralen oolithischen Dolomiten der Lithof. 1 ist eine synsedimentäre spätdiaogenetisch überprägte Dolomitbildung denkbar, wie sie rezent z. B. in supratidalen Strandzonen auf den Bahamas beobachtet wurde (SHINN et al. 1965).

Eine Zuordnung der vorliegenden mikritreichen Oosparite und Oomikrite zu einem bestimmten SMF-Typ ist nicht möglich. Der Bildungsraum der quarzdetritusreichen Oolithe entspricht einem Übergangsbereich zwischen den Fazieszonen 8 und 6 d. h. einem Übergang zwischen der Oosparit-Fazies (SMF-Typ 15) und der Grapestone-Fazies (SMF-Typ 17). Die Ablagerungsbedingungen des Stillwasser-Ooid-Packstones entsprechen eher denen des SMF-Typ 19, der charakteristisch ist für stark abgeschnürte randmarine Bereiche (s. Abb. 20).

### 4.5 Intraklastreiche peloidale Gastropoden - Pack /Wackestones / Biopelmikrite und schlecht sortierte Biopelsparite (MF-Typ E) (Tafel 10, Abb. 9)

#### Beschreibung:

Diese Karbonatfazies ist hauptsächlich im mittleren Abschnitt der Garure-Formation (mittleres / oberes Callovium) verbreitet und tritt untergeordnet in der Dhadhabo-Formation (unteres Toarcium; Lithof. 1 und 4) und dem Qarariye Oolith-Member (Lithof. 8; ? Aalenium-Bajocium) auf. Im Profil Xabaal Garure bilden die Gastropoden-Pack/Wackestones 20 bis 30 m mächtige Schichtfolgen (Abb. 13-17, 21). Ansonsten handelt es sich um maximal wenige Meter mächtige Einschaltungen.

Die meist dünn- bis mittelbankigen teilweise bioturbaten, mikritischen Molluskenkalke sind durch einen hohen Anteil an Gastropoden, Kotpillen und Intrakla-

sten gekennzeichnet. In den Gastropoden-Packstones wurde häufig eine Gradierung und Einregelung der Bioklasten bei relativ geringer Sortierung beobachtet. Bei den Kotpillen handelt es sich zum überwiegenden Teil um 0,08 mm bis 0,2 mm große Partikel, die wahrscheinlich auf Gastropoden zurückzuführen sind. Sie weisen eine charakteristische "gute Sortierung" auf und sind bevorzugt in Hohlräumen von Molluskenschalen angereichert. Häufig sind geopetale Gefüge in Form von zum Teil gradierten Pelletansammlungen in Gastropodenhohlräumen und unter konvexen orientierten Schalen. Daneben sind in einigen Proben deutlich größere Kotpillen (0,4 mm-0,7 mm) mit Siebstruktur (*Favreina*) häufig. Ein Teil der bis etwa 5 mm großen Mikritintraklasten sind Aufarbeitungsgerölle von Algenkrusten mit teilweise erhaltenen Cyanophyceen-Filamenten. In gut ausgewaschenen Gastropoden-Packstones sind sporadisch bis zu 10 cm große, intensiv angebohrte mikritische Lithoklasten an der Schichtbasis eingelagert. Zur Infauna zählten gemäß der mitunter konzentrierten Ansammlungen von *Favreina* sp. neben Gastropoden auch Crustaceen, die allerdings fossil nur durch die Koproolithen nachgewiesen werden konnten.

Unter den maximal 5 mm bis 20 cm großen Bioklasten überwiegen vollständige Gastropodengehäuse mit Breiten bis 2 cm. Prozentual stellen Fossildetritus (ca. 40%), Intraklasten (ca. 25%) und Pellets (ca. 25%) den Hauptpartikelbestand (Abb. 18). Untergeordnet können neben detritischem Quarz von maximal 0,5 mm Korngröße, teilweise oder vollständig mikritisierte und angebohrte Normal-Ooide und wahrscheinlich primär radial-strukturierte Superficial-Ooide vertreten sein. Gelegentlich wurden auch kleine Mikritonkoide, d. h. dünne Mikritkrusten um Millimeter große Schalenbruchstücke beobachtet. Akzessorisch kommen zu den Gastropoden, Pelecypoden und Echinodermen noch Ostrakoden, benthisch lebende Foraminiferen (*Valvulina* sp.) und Bryozoenreste hinzu. Von den Pelecypoden und Gastropoden liegen meist kollabierte und durch blockigen Kalzitzement ausgefüllte Lösungshohlräume vor. Relativ häufig sind auch durch Setzung oder Synaerese bedingte und grob kalzitisch auskristallisierte Risse.

#### Diagnose:

Die ursprünglich nur gering verfestigten, ungerundeten Intraklasten und Pellets und die meist gute Erhaltung der Molluskenschalen lassen auf lange Phasen ruhiger Sedimentation im flachen Subtidal mit Aufarbeitungsphasen bei episodisch hoher Wasserenergie schließen (Abb. 22). Die sehr geringe Fossildiversität

und die Anzeichen für verstärkte Bildung von Algenmatten (Intraklasten mit Cyanophyceen-Filamenten) deuten auf ein geschütztes lagunäres Milieu. Häufig eingelagerte gerundete mikritische Lithoklasten können aufgrund ihrer nachweislich stärkeren Verfestigung aus supratidalen Karbonatschlammkrusten eingeschwemmt worden sein. Gastropoden-Packstones mit einem hohem Auswaschungsgrad, einer Einregelung des groben Schalendetritus und Einlagerung von zum Teil Zentimeter großen angebohrten Mikritklasten werden auf Sturmflutereignisse zurückgeführt und als Mikrofaziestyp G (Kap. 4.7.) weiter unten vorgestellt. Stark erhöhte oder wechselnde Salzgehalte begünstigten bei geringer Welleneinwirkung lokal Sedimentbindung durch dünne Cyanophyceenlagen und bewirkten im unverfestigten Kalkschlamm vermutlich die Bildung von synaerese Rissen.

Vergleichbare Lithofaziesräume wurden aus der Florida Bay, einer durch Mudbanks, Supratidalzonen und Mangrovensümpfen gegliederten geschützten Bucht beschrieben (ENOS & PERKINS 1979, ENOS 1983). Aufgrund der Faziesmerkmale der Gastropoden-Pack/Wackestones und der Einschaltung von Algenlaminiten (MF-Typ B) und Ostrakoden-Foraminiferen-Packstones (MF-Typ F) entspricht der Bildungsbereich der Fazieszone 8 (Abb. 20). Es bestehen Anklänge zu den SMF-Typen 9 und 19 (nach WILSON).

#### 4.6 Ostrakoden-Foraminiferen-Packstones / Biopelmikrite (MF-Typ F) (Tafel 11, Abb. 1)

##### Beschreibung:

Höhere Anteile an Ostrakoden wurden innerhalb der Garure-Formation vor allem im mittleren stratigraphischen Bereich beobachtet, der durch Einschaltungen von Algenlaminiten geprägt ist. Massenansammlungen sind in Form mikritischer Foraminiferen- und Ostrakoden-Packstones von etwa 10 cm Mächtigkeit im mittleren Abschnitt der Garure-Formation (mittleres/oberes Callovium) in den Profilen Xabaal Garure und Manaa nachgewiesen (Abb. 15, 17, 21). Ein Ostrakoden-Packstone tritt etwa einen Meter oberhalb eines Algenlaminit-Horizontes im Profil Xabaal Garure und im gleichen stratigraphischen Niveau im Profil Manaa auf (MF-Typ B). Aus einer Bank 7 m weiter im Hangenden (Profil Xabaal Garure) stammt ein Foraminiferen-Packstone.

Sowohl bei der Konzentration benthischer Foraminiferen, die sich zu mehr als 80 % aus *Trocholina* sp. zusammensetzt (Abb. 19), als auch dem Schillhori-

zont aus relativ einheitlich dimensionierten Ostrakodenschalen und kleinen Steinkernen von letzteren liegen annähernd monospezifische Faunen vor (Abb. 18). Untergeordnet mit *Trocholina* vergesellschaftet sind *Pfenderina* sp., *Nautiloculina oolithica* MOHLER und Valvulinidae. In dem Foraminiferen-Packstone fanden sich außerdem ein vollständiger Gymnodia-ccen-Thallus (*Permocalculus* sp.) sowie zahlreiche Reste dieser Kalkalge. Vereinzelt fanden sich schlecht erhaltene lituolide Foraminiferen und Dasy-cladaceen. Der Großteil der Bioklasten ist bei einer maximalen Korngröße von etwa 2 mm gut sortiert und gerundet. Während sich im Ostrakoden-Packstone der makrobenthonische Fossilanteil in abnehmender Häufigkeit aus Resten von Echinodermen, Pelecypoden und Gastropoden aufbaut, dominieren in der "Foraminiferen-Fazies" Gastropoden in Steinkern-Erhaltung. In dem Foraminiferen - Packstone fallen außerdem einzelne mehrere Zentimeter große und vermutlich umgelagerte (abweichende Sedimentfüllung) Steinkerne von Pelecypoden und bis 1 cm große Korallenfragmente auf. Als intraformationale Aufarbeitungsprodukte sind bis 8 mm große, zum Teil stark angebohrte Mikritintraklasten eingelagert. Verbreitet ist randliche oder vollständige Mikritisierung der Biogene (Peloide) und Abrollung der Fossilsteinkerne sowie Umkrustung durch Cyanophyceen.

Die feinkörnige Matrix ist partiell zu Mikrosparit umkristallisiert. Die eingelagerten Echinodermenskelett-partikel sind in ihrer Feinstruktur gut erhalten und regelmäßig von syntaxialen Anwachs säumen umgeben. Der sparitische Kalzit des ursprünglich aragonitischen Schalendetritus ist verbreitet pseudomorph durch Dolomit verdrängt.

#### Diagnose:

Die gering diversen Fossilansammlungen aus Foraminiferen und Ostrakoden können dem flachen Subtidal einer geschützten Lagune (Fazieszone 8 nach WILSON) zugerechnet werden (Abb. 22). Der Hauptteil der biogenen Komponente könnte aus benachbarten Gezeitenrinnen eingeschwemmt worden sein, wo er bei geringer Sedimentationsrate verstärkter Mikritisierung und Sortierung unterlag. Aufgrund intensiver Bioturbation ist in diesem Fall auch eine Durchmischung verschiedener sich ursprünglich überlagernder Sedimente möglich. Ein ähnlicher Sedimenttyp charakterisiert im südlichen Persischen Golf mäßig- bis niedrigerenergetische Küstenbereiche bei maximal 5 m Wassertiefe und Gezeitenflächen (WAGNER & VAN DER TOGT 1973). Aus der Fossilführung ergibt sich eine Zuordnung zu Fazieszone 8. Die Fazies ist vergleichbar mit den SMF-Typen 16 und 18 (nach WILSON) (Abb. 20).

## 4.7 Sturmflutablagerungen

### 4.7 a) Charakteristische Sedimentgefüge

Während charakteristische Tempestite, wie sie z. B. AIGNER (1985) aus dem süddeutschen Muschelkalk-Becken beschrieb, nicht beobachtet wurden, fanden sich Hinweise auf hochenergetische Ereignisse vor allem in Form abrupt wechselnder Sedimentgefüge, Aufarbeitungsstrukturen kombiniert mit Fossilanreicherungen. In einigen Fällen liegt eine gute Sortierung und entsprechend hohe Konzentration an bestimmten Fossilgruppen vor; diese Biosparite werden als spezieller Mikrofaziestyp vorgestellt (MF-Typ G). Ebenso häufig lassen sich hochenergetische events anhand von Intraklast-Bioklastlagen nachweisen, die in der Regel mit leicht erosiver scharfer Basis feinkörnige peloidale oder pelmikritische Horizonte ablösen. Bezeichnenderweise tritt dieser Sedimenttypus häufig in onkoidreichen Packstones des Plattformrandbereichs (MF-Typ K; obere Garure-Formation, Profil Manaa) auf. Möglicherweise in direktem Zusammenhang mit Sturmflutereignissen steht auch das bimodale Korngrößenverteilungsmuster in den Peloid-Pack/Grainstones des MF-Typ K (Kap. 4.11.). Weitere Hinweise auf episodische Überflutungen sind intraklastführende Pelecypoden- und Gastropodenschillhorizonte in infra-bis supralitoral dolomitischen Mudstones (MF-Typ A; Kap. 4.1).

### 4.7 b) Bioklastische Packstones (Coquinas) / Mäßig bis gut sortierte Biosparite (MF-Typ G) (Tafel 11, Abb. 3, 4)

#### Beschreibung:

Reine Schillkalke, die aus einer Fossilgruppe oder wenigen detritischen Fossilkomponenten (i.d.R. Pelecypoden, Brachiopoden, Gastropoden und Echinodermen) zusammengesetzt sind und eine mäßige bis gute Sortierung, Einregelung und/oder Gradierung aufweisen, treten insgesamt selten auf. Sie sind vorwiegend in Form weniger Zentimeter dicker Bänke in flachlagunäre pelletreiche Gastropoden-Packstones (MF-Typ E) und normalmarine Biomikrite des offenen Plattformbereichs (MF-Typ J) innerhalb der Garure-Formation (Callovium) und in normalmarine Biomikrite (Mollusken-Brachiopoden-Wackestones, MF-Typ H) der Dhadhabo-Formation (unteres Toarcium) eingeschaltet (Abb. 14, 16, 21).

Das Gefüge ist charakterisiert durch eine im Verhältnis zum Sortierungsgrad gute Erhaltung des Skelettmaterials, so daß in vielen Proben Korngrößen

zwischen 5 und 10 mm überwiegen. An Sedimentstrukturen wurden gelegentlich gewölbt-oben-Lagen von Bivalven und häufig normale Gradierungen beobachtet. Die rhythmische Ablagerung kann sich in letzterem Fall auch zusätzlich in einer deutlichen Zu- bzw. Abnahme des mikritischen Sedimentanteils dokumentieren.

Das Fossilmaterial, das etwa 66% des Partikelspektrums ausmacht, setzt sich hauptsächlich aus Pelecypoden- (ca. 50%) oder Gastropoden (ca. 33%) zusammen (Abb. 18). Brachiopoden und Echinodermen (ca. 10%) sind gering vertreten und in einzelnen Fällen kommen sporadisch Ostrakoden und Bryozoen vor. Die Schalen weisen generell keine Onkoidkrusten und in einigen Proben auch keine Anzeichen von Mikritisierung auf. Die ansonsten häufigen Mikrithüllen können hauptsächlich auf Bohrtätigkeit von Organismen zurückgeführt werden. Die Anteile nicht biogener Partikel sind insgesamt gering. Während Pellets (0,05 bis 0,5 mm groß) und Intraklasten (maximal 2 mm groß) nur in den Gastropoden-Packstones auftreten, wurden in geringem Umfang Ooide und Quarzdetritus (bis zu 2 mm Korngröße) in den Schillagen beobachtet, die in die oolithischen Sequenzen (MF-Typ C und D) eingeschaltet sind. In einem Gastropoden-Packstone im Hangenden eines Algenlaminit-Horizontes (Garure-Formation, Profil Xabaal Garure) sind einzelne mehrere Zentimeter große angebohrte Mikritklasten eingelagert (Tafel 11, Abb. 3).

Entsprechend der sehr hohen Packungsdichte (ca. 62%) unterlag der zu blockigem Kalzit umkristallisierte Schalendetritus fröhdiagenetischer Kompaktion. Die setzungsbedingte Einregelung, Bruchbildung und das Kollabieren der mikritisch erhaltenen Schalenhüllen bewirkte schätzungsweise eine Komprimierung bis zu drei Viertel. Eine wesentliche Drucklösung erfolgte jedoch nicht. Hauptsächlich die Schillkalke innerhalb der Lithofazies 7 und 8 unterlagen vermutlich bedingt durch hohe Permeabilität einer vollständigen Dolomitisierung, wobei es sich z. T. um pseudomorphe Kristallisation nach Kalzit handelt. Andere dolomitische Coquinas mit einem aphanokristallinen Gefüge weisen kalzitische Partien auf, in denen die Umrisse der Schalen aufgrund von vermutlich subrezenter Dedolomitisierung erkennbar sind. In einer Probe sind die Molluskenschalen und zum Teil auch der kalzitische Blockzement mikrosparitisch erhalten.

#### **Diagnose:**

Sturmflutereignisse können sich im flachen Schelfbereich durch Erosion von nicht oder gering verfestigtem Sediment, Transport und in der Ablagerung

von umgelagerten Lithoklasten und biogenem Detritus dokumentieren. Hierzu gibt es zahlreiche Beispiele wie z.B. aus dem oberen Jura von Marokko (AGER 1974) oder im Muschelkalk SW-Deutschlands (AIGNER 1979, 1985). Die vorliegenden Mollusken-Coquinas sind vorwiegend in lagunäre Biomikrite des flachen Subtidals eingeschaltet und repräsentieren demnach episodisch hohe Wasserenergie bei vorwiegend ruhiger Hintergrundsedimentation (Abb. 22). Anzeichen für Erosion in Form von Strömungsmarken, Erosionsrinnen und Intraklasten fehlen jedoch. Gemäß der guten Erhaltung des Fossilmaterials und des geringen Organismen-Spektrums ist größerer Transport unwahrscheinlich, so daß eher eine Bildung durch in situ-Auswaschung bei Sturmfluten anzunehmen ist. SPECHT & BRENNER (1979) zeigten, daß in Bereichen unterhalb der normalen Wellenbasis unverfestigtes feindetritisches Sediment bei außergewöhnlich großen Wellenamplituden bis zur Bildung von Fossil-Packstones oder -Grainstones sortiert und ausgewaschen werden kann. Die bioklastischen Packstones gehören zum SMF-Typ 12 und treten in Kalksteinen der Fazieszonen 6 bis 8 (nach WILSON) auf (Abb. 20).

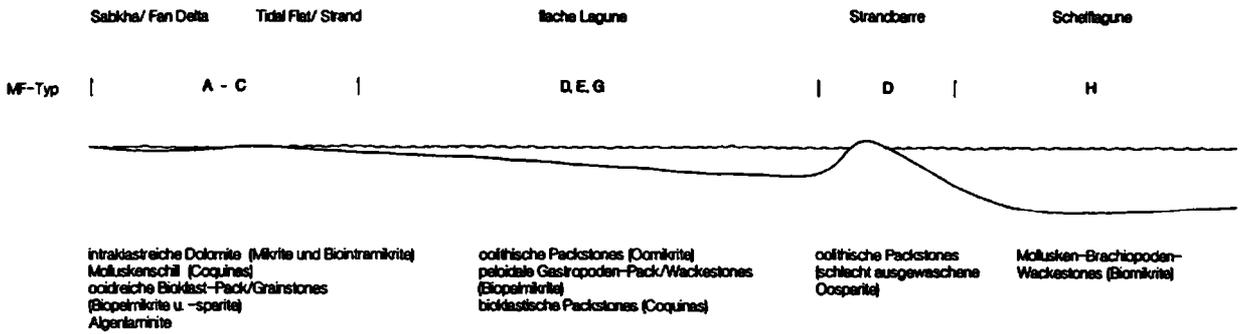
#### **4.8 Mollusken-Brachiopoden-Wackestones / Biomikrite (MF-Typ H) (Tafel 11, Abb. 2)**

##### **Beschreibung:**

Die Mollusken-Brachiopoden-Wackestones treten ausschließlich im oberen Dhadhabo-Member (Lithof. 4; unteres Toarcium) in den Profilen Dhadhabo und Xabaal Garure auf (Abb. 13, 14, 21). Während sie im Profil Dhadhabo eine 80 Meter mächtige Abfolge bilden, umfaßt der Lithofaziestyp bei Xabaal Garure stratigraphisch etwa 20 Meter. Die dünn- bis mittelbankigen, linsig-knolligen oder welligen, bioturbaten Biomikrite wechsellagern mit dünnen Kalkmergelhorizonten und gastropodenreichen Mikriten (MF-Typ E, Kap. 4.5). An der Basis des oberen Dhadhabo-Member bei Dhadhabo ist ein fossilreicher, ammonitenführender Mergelhorizont von 3 Metern Mächtigkeit eingeschaltet.

Neben einem hohen Gehalt an oft gut erhaltenen Gastropoden-, Pelecypoden- und Brachiopodenschalen (meist einklappig) treten im Aufschlußbereich einzelne Konzentrationshorizonte von Echinidenstacheln hervor. Im Profil Dhadhabo führen einzelne Bänke Ammonitenschalendetritus und auch größere Gehäusesfragmente. Generell überwiegen Partikelgrößen von mehreren Millimetern bis 1 Zentimeter. Hinweise

Toarcium - mittlerer Jura



Callovium - oberer Jura

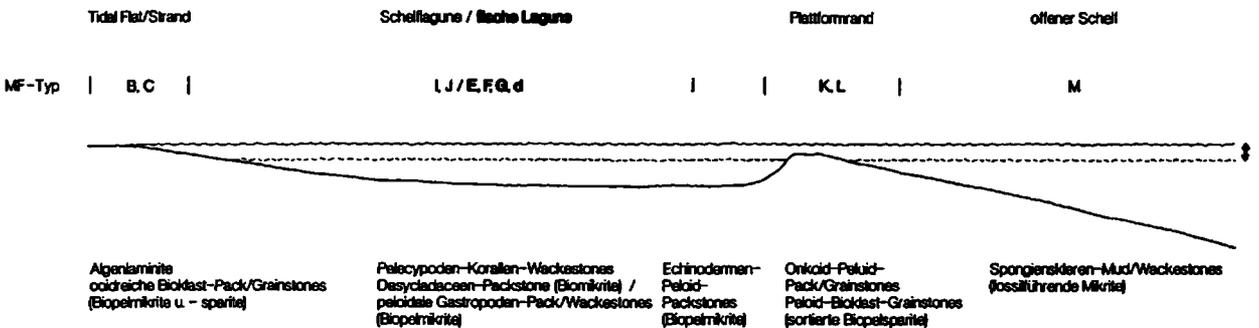


Abb. 22: Schematische Darstellung der Ablagerungsräume der Mikrofaziestypen im Untersuchungsgebiet.

auf strömungsbedingte Einregelung oder Gradierung fanden sich auch in relativ dicht gepackten Schillhorizonten kaum. Die intensive Bioturbation ist auffallend dokumentiert durch herausgewitterte Grabbauhorizonte vom Typ *Thalassinoides*.

Von dem kaum sortierten Fossilmaterial, das insgesamt etwa 70% des gesamten detritischen Materials ausmacht, weisen etwa 20% Spuren von Anbohrung und Mikritisierung auf. Neben Peloiden, die auf vollständige Mikritisierung von Bioklasten zurückgeführt werden können, treten regelmäßig mm große Organismenreste mit dünnen, oft einseitigen Serpel- und Algen-Foraminiferen-Umkrustungen auf. In dem bioklastischen Material sind die Fossilgruppen der Gastropoden (44%), Pelecypoden, Brachiopoden (zus. ca. 34%) und Echinodermen (17%) am häufigsten vertreten (Abb. 18). Sporadisch kommen auch Dasycladaceen, benthonische Foraminiferen und Schwamm-Spiculae vor. In den Profilen Xabaal Garure und Dhadhabo tritt im mittleren Bereich der Lithofaziesinheit 4 ein Anreicherungshorizont von Dasycladaceen (*Holosporella siamensis* PIA) auf (Abb. 19, Tafel 13,

Abb. 7, 8). Den Lithoklastanteil bilden gelegentlich in Fossilhohlräumen vorkommende kleine Kotpillen (0,1 bis 0,3 mm Größe) neben größeren Pellets vom Typ *Favreina* (0,3-0,7 mm Durchmesser) und wenigen mm großen ungerundeten Mikritintraklasten. Ein charakteristisches Akzessorium dieser Mikrofaziestyps sind bis 2 mm große Holzfragmente. Der geringe Quarzdetritus weist überwiegend Korngrößen geringer als 0,1 mm auf.

Bei dem im allgemeinen matrixgestütztem Gefüge sind oftmals gut erhaltene, primäre Fossilhohlräume in Form von "Fossilen Wasserwaagen" mit blockigem Sparit und partiell mit Mikrit oder gradierten Pelletlagen ausgefüllt. Die Hohlräume sind bevorzugt in den dichter gepackten Schillhorizonten in Bezug zur Schichtung verkippt. Neben der Siebstruktur der Echinodermenreste ist oft auch die fibröse Feinstruktur der Brachiopodenschalen und die Prismenschicht der Pelecypodenschalen gut erhalten. Das primär aragonitische Skelettmaterial von Pelecypoden und Gastropoden liegt als eisenreicher pseudomorph nach sparitischem z.T. grobblockigem Kalzit kristallisierter

Dolomit vor. Der Mikrit kann teilweise oder vollständig durch feinkörnigen Fe-Dolomit verdrängt sein. In den pseudosparitischen dolomitisierten Fossilfragmenten sind nicht selten entlang von quer zur Schichtung angelegten Klüften Zentimeter große Lösungshohlräume vorhanden.

#### Diagnose:

Die überwiegend normalmarinen Kalksteine mit relativ reichem Fossilbenthos aus Pelecypoden, Gastropoden, Brachiopoden, Foraminiferen, Dasycladaceen und Ammonitenfragmenten werden als Bildungen des flachen Subtidal einer Lagune mit Verbindung zum offenen Schelf gedeutet (Abb. 22). Einschaltungen von Gastropodenschillagen (MF-Typ G) und Gastropoden-Pellet-Wackestones (MF E) deuten auf zeitweise geschützt lagunäre Bedingungen. Einschaltungen von Oolithen mit Radial-Ooiden und klastischen Strandbarren- und Gezeitenrinnen-Sedimenten im unteren Teil des oberen Dhadhabo-Member (Lithofazies 4; Kap. 3. 2. 1) sind weitere Anzeichen für randmarine Sedimentation in diesem stratigraphischen Bereich. Auch das Auftreten von Pflanzendetritus deutet auf Landnähe. Süßwassereinfluß ist jedoch wegen des meist hohen Anteils an Fossilresten stenohaliner Organismen (Terebratuliden, Echinoiden) unwahrscheinlich. Fraglich ist, ob die Cephalopodengehäuse im Sedimentationsraum lebten oder postmortal eingeschwemmt wurden. In dem geschützten, unterhalb der normalen Wellenbasis gelegenen Lagunenbereich konnten sich auf den Schalenresten der benthischen der benthischen Organismen verbreitet inkrustierende Foraminiferen, Algen und Serpeln ansiedeln.

Eine verhältnismäßig frühe Zementation begünstigte neben der Erhaltung der ursprünglich aragonitischen Bioklasten und der primären Hohlraumgefüge in den stark bioturbaten Horizonten vielleicht auch die Herausbildung des Kalkknollengefüges. FÜRSICH (1972) zeigte einen solchen Zusammenhang anhand von Kalken mit *Callianassa*-Grabbauten, wobei der erhöhte Gehalt an organischer Substanz ausschlaggebend ist, der über Freisetzung von H<sub>2</sub>S und Erhöhung des pH-Wertes zur bevorzugten Karbonatfällung in Poren Hohlräumen führt. Die partielle Dolomitisierung wird auf ähnliche fazielle Ursachen während der Frühdiagenese wie bei der Oolith-Fazies (MF-Typ D) der Dhadhabo-Formation zurückgeführt. Die Pflanzenhäkkel in den Kalksteinen und Kalkmergeln deuten auf Landnähe. Daher bietet sich ein Vergleich an mit der rezente auf den Bahamas beobachteten Dolomitabscheidung durch Vermischung von meteorischem Süßwasser mit marinem Grundwasser im Bereich von

Inseln unter Strandwällen GEBELEIN et al. 1979). Die vorliegende Karbonatfazies entspricht SMF-Typ 9 und Fazieszone 7 nach WILSON (Abb. 20).

#### 4.9 Dasycladaceen-Packstone / Gepackter Biomikrit (MF-Typ I)

(Tafel 13, Abb. 2-4, 6; Tafel 14, Abb. 1-3)

#### Beschreibung:

Am Top der Pelecypoden-Korallen-Wackestone-Fazies (MF-Typ J) in der Garure-Formation ist im Profil Manaa eine etwa 10 cm mächtige mikritische, bioturbate Bank mit einem Massenvorkommen von Dasycladaceen eingeschaltet (Abb. 17). Die Algenassoziation, die etwa 80 % des gesamten Bioklastanteils ausmacht, besteht überwiegend aus *Salpingoporella grudii* (RADOICIC). An Foraminiferen häufig anzutreffen ist *Kumubia palastiniensis* HENSON ; selten sind dagegen Valvulinidae (Abb. 18, 19). Aufgrund dieses Fossilhorizontes wird das Top der Garure-Formation im Profil Manaa in das untere Oxfordium gestellt. Dies ergibt sich aus der stratigraphischen Reichweite von *S. grudii* (Oxfordium bis untere Kreide) und dem Auftreten einer Fossilvergesellschaftung des unteren-? mittleren Oxfordium im überlagernden Gadaare Mergel-Member. Neben einigen wenige Millimeter großen Echinodermerresten treten auch nahezu vollständige, Zentimeter große Pelecypoden- und Gastropodenschalen auf. In einer anderen Probe sind Zentimeter große hochkonische Gastropodengehäuse, ein etwa 4 cm großer, stark umkristallisierter und randlich silifizierter Korallenstock und einige Gymnodiaceen (*Permocalculus* sp.) eingelagert.

Entsprechend der guten Erhaltung der Dasycladaceen-Thalli und der Molluskenschalen handelt es sich um eine autochthone Fossilvergesellschaftung. In geringem Umfang sind Millimeter große Peloiden beige, die einem höher energetischen Bildungsbereich zuzuordnen sind. Faziell bedeutsam ist ebenfalls das sporadische Auftreten von bis zu 1 cm grossen autochthonen, spongiostromaten Onkoiden. Während Onkoidkerne nicht nachweisbar sind, fanden sich häufiger als Fremdkörper eingebaute, kleinere Thalulframente von *Salpingoporella*.

Das Sedimentgefüge ist weniger durch Kompaktionsstrukturen als vielmehr durch ein unregelmäßiges senkrecht zur Schichtung verlaufendes, zum Teil anastomierendes Dehnungs-Spaltennetz geprägt. In einzelnen feinkörnigen Bereichen sind die sonst grobkalzitisch auskristallisierten Hohlräume an der Basis mit Internsediment aus Mikritpartikeln kleiner als 0,1 mm verfüllt.

#### Diagnose:

Unter der Annahme gleicher ökologischer Ansprüche fossiler und rezenter Dasycladaceen ergibt sich für dasycladaceenreiche Kalke eine Bildung in klarem, wenige Meter tiefem und wenig bewegtem Wasser des geschützt lagunären bis offenmarinen Plattformbereichs (FLÜGEL 1982) (Abb. 22).

Die Algenassoziation bestätigt in ihrer mäßigen Diversität Beobachtungen von Flügel (1985), wonach die Artenvielfalt der Dasycladaceen in Verbindung mit Wasserenergie auch substratabhängig ist. So zeichnen sich innerhalb der permischen Trogkofel Plattformkarbonate (Südalpen) Wackestones und Packstones der offen marinen Schelflagune und des Schelfrandes durch eher geringe, Grainstones der geschützten Lagune hingegen durch generell höhere Vielfalt der Dasycladaceen und der Algen insgesamt aus. Als bevorzugter Lebensraum von *Salpingoporella* ergab sich aus Untersuchungen an den oberjurassischen Sulzfluh-Kalksteinen (FLÜGEL 1979) eine Biosparit-Fazies der offenen Plattform. Mikrite des geschützt lagunären Raumes sind dagegen durch häufiges Auftreten von *Clypeina* charakterisiert. Das Fehlen von *Clypeina* in der vorliegenden Fazies ist vermutlich biostratigraphisch bedingt, denn *Clypeina jurassica* (FAVRE) ist im circum-arabischen Raum erst ab dem Kimmeridge nachgewiesen.

Es wird Sedimentation in einer offenen Schelflagune, ähnlich den unterlagernden Pelecypoden-Korallen-Wackestones angenommen. Das Ablagerungsmilieu ist vergleichbar mit rezenten sich bankwärts an Karbonatsande anschließenden Flachwasserbereichen auf der Great Bahama Bank. In diesen Arealen werden die Karbonatschlamm-sedimente verbreitet durch Seegras- und Algenbesiedlung stabilisiert. Die Dasycladaceen-Packstones werden dem SMF-Typ 8 und der Fazieszone 7 (nach WILSON) zugeordnet (Abb. 20).

#### 4.10 Pelecypoden-Korallen-Wackestones und Echinodermen-Peloid-Packstones / Biomikrite und sortierte Biopelmikrite (MF J, j) (Tafel 11, Abb. 5, 6)

#### Beschreibung:

(MF-Typ J): Die transgressive Karbonatfolge der Garure-Formation (Callovium) ist in den drei untersuchten Profilen zum großen Teil aus fossil- und z.T. onkoidführenden, stark bioturbaten Mikriten zusammengesetzt (Abb. 15-17, 21). Untergeordnet ist dieser Mikrofaziestyp im Qarariye Oolith-Member in den

Profilen Xabaal Garure und Dhadhabo eingeschaltet (Kap. 3.2.2).

Im tieferen Bereich der Garure-Formation handelt es sich um maximal mittelbankige Schichteinheiten. Im oberen Formationsabschnitt liegt in den Profilen Xabaal Garure und Dhadhabo eine dickbankige bis massige, bis zu 30 m mächtige Abfolge mit nur cm-mächtigen Mergelkalk- oder Mergelzwischenlagen vor. Im Profil Manaa sind bei deutlich geringerer Mächtigkeit der vorliegenden Mikrit-Fazies nahe dem Top der Garure-Formation onkoidreiche Biopelsparite (MF-Typ K) eingeschaltet. Vorwiegend in den leicht mergeligen Partien sind die Schichtkontakte unregelmäßig wellig ausgebildet, und geringmächtige Bänke weisen leicht knollige Verwitterungsformen auf. Die gegenüber der feinkörnigen Matrix etwas größeren Bioturbationsfüllungen sind verbreitet selektiv dolomitisiert und daher auffällig bräunlich angewittert.

Der makroskopisch erkennbare Fossilbestand besteht zum überwiegenden Teil aus Zentimeter großen Austernfragmenten und Resten von Brachiopoden, Echinodermen, Gastropoden und Korallen. Die Bioklasten sind meist dispers verteilt oder in Lagen angereichert aber nicht eingeregelt. Im basalen Bereich der Garure-Formation, vor allem in den Mergelfolgen sind außerdem Horizonte mit vollständigen, zum Teil in Lebendstellung erhaltenen Korallenstöcken eingeschaltet. In diesen Schichtfolgen können auch einzelne Bänke etwas Quarzdetritus führen. Im höheren Abschnitt der Garure-Formation fällt im Profil Dhadhabo ein deutlich geringerer Gehalt an Fossilresten als in den übrigen beiden Profilen auf.

Der Gesamt-Volumenanteil der litho- und bioklastischen Komponenten ist mit 35% vergleichbar dem Anteil in den Mollusken-Brachiopoden-Wackestones de MF-Typ H (Abb. 18). Mikroskopisch fällt der insgesamt geringe Anteil vor allem terrigener Partikel, also detritischer Quarzkörner (1,6%) und auch einiger allochemer Komponenten wie Einfach-Ooiden (0,6%) und größerer Intraklasten (1,2%) auf. Die bis 0,4 mm großen Einfach-Ooide sind entweder mikritisiert oder weisen eine Radialstruktur auf. Onkoide (ca. 14%) und vermutlich aus Bioklasten hervorgegangene Peloiden (insg. ca. 24%) sind dagegen häufig. In dem bioklastischen Material wurde ein ausgeglichenes Verhältnis bezüglich des Anteils der verschiedenen benthischen Organismengruppen beobachtet. Am häufigsten sind Pelecypoden (27%) und Echinodermen (29%), gefolgt von Korallen und Gastropoden (jeweils etwa 15%) und Brachiopoden (etwa 5%). Größere Bedeutung haben außerdem lituolide Foraminiferen (4%) (v.a. *Kunubia palastiniensis* HENSON) und kalzitisch erhaltene Spon-

gienskleren (3-4%) neben Hydrozoen (*Cladocoropsis mirabilis* FELIX) (3%) (Abb. 19). Ostrakoden, Dasycladaceen (u. a. *Acicularia elongata elongata* CAROZZI) und Reste von Bryozoen (max. 1%) sind dagegen nur sporadisch vertreten. Ammoniten treten in den Pelecypoden-Korallen-Wackestones äußerst selten auf. Es liegt lediglich ein Einzelfund eines Gehäusebruchstückes vor. In dem in der Regel schlecht sortierten und gerundeten Fossilmaterial überwiegen Korngrößen geringer als 10 mm. Außerdem kommen nahezu vollständig erhaltene Klappen von Austern und seltener von Brachiopoden von bis zu 5 cm Größe vor.

Im oberen Abschnitt der Garure-Formation im Profil Xabaal Garure weisen Austernbruchstücke, Gastropodengehäuse und Korallenfragmente häufig Algen-Foraminiferen-Umkrustungen mit teilweise erhaltenen Filamenten porostromater Algen (? *Girvanella* sp.) und Aufwuchs durch inkrustierende Kalkschwämme und Serpuliden auf. In die meist unregelmäßig domförmigen Anlagerungen von bis zu einem Zentimeter Durchmesser sind außer inkrustierenden Foraminiferen auch bis 5 mm große Molluskenschalenreste integriert (Tafel 11, Abb. 5). In ihrem durch hohen Organismenanteil geprägten Anlagerungsgefüge entsprechen diese Onkoide dem Typus III nach DAHANAYAKE 1977 und Typus R nach RADWANSKI & SZULSZEWSKI 1966.

(MF-Typ j): In die gleichförmig Mikritserie des dickbankigen, oberen Formationsabschnitts sind im Profil Xabaal Garure regelmäßig gut gerundete Klasten eingeschüttet. Es handelt sich um Zentimeter mächtige, partiell dicht gepackte Lagen oder Linsen aus sortierten, gerundeten und zum großen Teil onkoidumkrusteten Peloiden und Bioklasten, hauptsächlich Echinodermenfragmenten. Die bis 3 mm großen Onkoide weisen zum Teil relativ dünne Algen-Foraminiferen-Krusten auf. Es überwiegen aber gleichmäßig konzentrische, gerundete Mikrit-Onkoide des Typs I nach DAHANAYAKE (1977), die auf Umkrustung durch Algen zurückgeführt werden. Häufige Onkoidkerne sind gerundete und oft randlich (Rindenkörner) oder vollständig mikritisierte (Peloide) Fragmente von Echinodermen und Gastropodensteinkernen, seltener Pelecypoden, Brachiopoden und Intraklasten. Im basalen Bereich der Garure-Formation im Profil Dhadhabo bildet ein gerundeter echinodermenreicher und schlecht ausgewaschener Bioklast-Peloid-Sand eine etwa 3 Meter mächtige massige Schichteinheit. An dem arenitischen Material sind in größerem Umfang Fragmente und einige Thalli einer Gymnodiaceen-Art (*Permocalculus* sp.) beteiligt (Tafel 11, Abb. 6).

Deutliche Anzeichen frühdigenetischer mechanischer Kompaktion beschränken sich auf seltene Drucklösungskontakte in den oben erwähnten partiell korngestützten Echinodermen-Anreicherungen. Verbreitet sind andererseits meist parallel, seltener quer zur Schichtung orientierte Styololithen. Senkrecht zur Schichtung ist ein spätdiagenetisches, teilweise kalzitisch ausgefülltes Kluftsystem angelegt. Eine nicht geringe Permeabilität und Porosität ergibt sich zusätzlich zu den Klüften aus nachträglich durch Lösung erweiterten Styololithen und Anlösung teilweise dolomitisierter Skelettpartikel und Grabbauten. Der Dolomit tritt in den feinkörnigen bioturbaten Partien in Form relativ kleiner (max. 0,2 mm) rhombischer Kristalle und in den granular-kalzitischen Schalen als größere eisenreiche, deutlich zonar gebaute Rhomben auf.

#### Diagnose:

Der Sedimentationsraum der Bioklast-Onkoid-Mikrite stand der normalmarinen Fossilführung zufolge und insbesondere aufgrund der Einschaltung von Korallenstöcken in Lebendstellung in Verbindung mit dem offenen Schelf. Nähere Hinweise auf die physikalischen Ablagerungsbedingungen und Wassertiefe ergeben sich aus den Strukturmerkmalen und Formen der verschiedenen Onkoidtypen. Die gerundeten und teilweise erodierten Mikrit-Onkoide in den Bioklast-Peloid-Anreicherungen (MF-Typ j) unterlagen einer Umlagerung aus einem kontinuierlich bewegten Milieu. Demgegenüber können die Cyanophyceen-Foraminiferen-Onkoide des Typus III nach DAHANAYAKE 1977 am besten auf Bildung während längerer Phasen mit sehr geringer Wasserenergie zurückgeführt werden. Nach WILSON 1975 bilden sich größere Onkoide innerhalb eines Mikrit-Sedimentationsraumes in geschützten Gezeitenzonen, also im Back reef-Bereich und in der Nähe von Gezeitenrinnen und -tümpeln. Rezent wurde randlich marine Onkoidgenese im Intertidal und flachen Subtidal im Bereich von Seegrasswiesen beobachtet (FLÜGEL 1982).

Weitere Aspekte für die fazielle Interpretation sind aus dem Auftreten der Dasycladaceen und Hydrozoen abzuleiten. *Cladocoropsis*-reiche Kalke von West-Anatolien deutete FLÜGEL (1974) als Bildungen des küstenfernen, flachen geschützten Innenschelfbereichs. Das Faziesmuster der vorliegenden Biomikrite entspricht im wesentlichen dem küstenfernen und normalmarinen, subtidalen Bereich einer flachen Karbonatplattform, vermutlich in der Nähe kleiner Patch reefs (Abb. 22). Demnach ist das gut sortierte und gerundete bioklastische und onkoidische Material ver-

mutlich aus meerwärts vorgelagerten Echinodermen-Mollusken-Bänken eingeschüttet worden. Nahe der Basis der Garure-Formation im Profil Dhadhabo ist eine solche Bioklast-Sandbank durch eine mehrere Meter mächtige Einheit (MF-Typ j) repräsentiert.

Aufgrund des hohen Anteils der Kalkalgen am Sedimentaufbau und der Einschaltung von Dasycladaceen-Packstones herrschten wahrscheinlich Wassertiefen von einigen Metern bis etwa 20 m vor. Die Sedimentationsrate war gemäß des hohen Mikritisierungsgrades und der verbreiteten Enkrustierung des Fossilmaterials nicht hoch. Die Pelecypoden-Korallen-Wackestones sind im wesentlichen dem SMF-Typ 9 und der Fazieszone 7 nach WILSON zuzuordnen (Abb. 20). Durch das Auftreten von großen Algen-Foraminiferen-Onkoiden und der Einschaltung von Lagen aus gerundeten und mikritisch umkrusteten Bioklasten ergeben sich Übergänge zu den SMF-Typen 10 und 22.

#### **4.11 Partiiell intraklastreiche Onkoid-Peloid-Pack / Grainstones / Mäßig bis gut sortierte Biopelsparite (MF-Typ K)**

(Tafel 11, Abb. 7-9; Tafel 12, Abb. 1-3)

##### **Beschreibung:**

Die dickbankige bis massige, onkoidreiche Biopelsparit-Fazies ist stratigraphisch und regional begrenzt auf den oberen Bereich der Garure-Formation (mittleres/oberes Callovium) im Profil Manaa (Abb. 17, 21). Sie wird unterlagert von Echinodermen-Gastropoden-Pack- bis Wackestones (MF-Typ J) und überlagert von echinodermen- und korallenreichen Biomikriten (MF-Typ J; Kap. 4.10). Die Basis dieser etwa 15 Meter mächtigen Biopelsparit-Abfolge bildet ein etwa 5 m mächtiger feipeloidaler Grain/ Packstone von zunächst mittelbankiger, bioturbater dann massiger Ausprägung:

##### **4.11 a) Peloid-Pack/Grainstones: (Tafel 12, Abb. 3)**

Das im Kontakt zur liegenden Mikrit-Fazies noch gering sortierte und mikritführende Sediment setzt sich zu bis zu 50% aus kleinen Peloiden und weiter zum Hangenden auch aus Partikeln mit radialstrukturierten Rinden (möglichen Stillwasser-Ooide) mit einem Durchmesser von weniger als 0,1 mm zusammen. Sowohl die Peloiden als auch die umkrusteten Partikel sind hauptsächlich sehr kleine Intraklasten, gerundete und mikritisierte Schalenpartikel und Kot-

pillen. Da die übrige detritische Komponente hauptsächlich aus bis zu mehrere Zentimeter großen Fragmenten von Austern und Gastropoden und aus maximal 1 cm großen Intraklasten besteht, ergibt sich bei zunehmender Sortierung und Einregelung zum Hangenden ein bimodales Korngrößenverteilungsmuster. Untergeordnet vertreten sind Echinodermen, lituolide Foraminiferen, Ostrakoden, Korallenfragmente und Schwammskleren. Akzessorisch ist sehr feiner Quarzdetritus (Korngröße geringer als 0,1 mm) beigemischt. Im Übergang zu den sortierten Onkoid-Biopelspariten nimmt der Anteil an Onkoiden, mikritischen Intraklasten, Hydrozoenresten und lituoliden Foraminiferen zu.

##### **4.11 b) Onkoid-Lithoklast-Peloid-Pack / Grainstone: (Tafel 11, Abb. 7-9; Tafel 12, Abb. 1, 2)**

Onkoide, Intraklasten, lituolide Foraminiferen sowie Reste von Hydrozoen, Echinodermen (hauptsächlich Crinoidenstielglieder) und Korallen bilden neben den oben beschriebenen kleinen Peloiden und Ooiden (Kap. 4.11a) einen wesentlichen klastischen Anteil der onkoidischen Grainstone-Fazies (Abb. 18). Dazu kommen mikritisch zementierte Aggregatkörner (Lumps), deren Volumenanteil am Top der Onkoid-Biopelsparite auf 10 bis 20 Prozent steigt. Zum Hangenden nimmt gleichzeitig der Anteil an benthischen Foraminiferen (v. a. *Kurnubia palastiniensis* HENSON, *Pfenderina* spp.) auf etwa 10 Prozent zu. In einem Intraklast-Onkoid-Grainstone wurde ein Massenvorkommen dieser zwei Foraminiferen-Gruppen beobachtet. Sie bilden hier etwa 15 Prozent der gesamten Partikel.

Während im Aufschlußbereich Kornvergrößerung zum Hangenden vorliegt, wurden im Schlibfbereich rhythmisch aufeinander folgende Lagen mit kleinmaßstäblicher normaler Gradierung beobachtet. Die mikritischen oder auch pelsparitischen bis zu 0,5 cm großen Lithoklasten sind auf Aufarbeitung aus den liegenden feipeloidalen Kalken (Peloid-Pack/Grainstones, s.o.) zurückzuführen. Der Kontakt zur überlagernden Pelecypoden-Korallen-Mikrit-Fazies (MF-Typ J) ist ebenfalls durch Erosions- und Aufarbeitungsstrukturen mit bis zu 1 cm großen Intraklasten in den im höheren Bereich häufiger eingeschalteten Mikritkalken charakterisiert (Tafel 12, Abb. 1).

Insgesamt sind in dem relativ diversen, mäßig bis gut sortierten und gerundeten organogenem Material Bivalven (v. a. Austern), Echinodermen und Gastropoden zu je etwa 25% vertreten, während Korallen, Hydro-

zoen und lituolide Foraminiferen (*Kumubia palastiniensis* HENSON, *Everticyclammina* sp.) jeweils bis zu 6 Prozentanteile am Fossilbestand ausmachen (Abb. 18, 19). Untergeordnet vertretene Foraminiferen sind *Nautiloculina oolithica* MOHLER, *Pfenderina* sp. und *Valvulina* spp.. Außer den an der Onkoidbildung vermutlich maßgeblich beteiligten Cyanophyceen fanden sich selten Thalli porostromater Algen (*Cayeuxia* sp.). Die Hydrozoen (*Cladocoropsis mirabilis* FELIX) liegen meist fragmentiert, gerundet und durch Anbohrungen mikritisch umkrustet vor. Gelegentlich treten sie auch inkrustierend auf Korallenbruchstücken auf oder sie sind partiell silifiziert.

Die sphärischen, zum Teil gerundeten Onkoide unterscheiden sich von denjenigen im MF-Typ J deutlich im Anlagerungsgefüge. Algenfilamente sind nur selten erhalten, und Hinweise auf eine Beteiligung von inkrustierenden Foraminiferen fehlen ebenso, wie der in den Algen-Foraminiferen-Onkoiden des MF-Typ J häufig eingebaute grobe Fossildetritus (Tafel 11, Abb. 7). Eine gleichmäßige konzentrische Lamination ist angedeutet durch die einem laminaren Fenstergefüge gleichende Anordnung von Sparit-Flecken. Einige Onkoide mit gut erhaltener Struktur entsprechen dem Typus I nach DAHANAYAKE (1977). Die Onkoidkerne sind meist vollständig mikritisierte Bioklasten, Aggregatkörner und Intraklasten. Der Onkoiddurchmesser kann bis zu 8 mm betragen, liegt aber in den meisten Fällen zwischen 1 mm und 3 mm.

Im Gegensatz zu den echinodermenreichen und grobkörnigen Onkoid-Peloid-Grainstones ist in dem basalen feinkörnigen Peloid-Grainstone ein Großteil der Bioklasten (Pelecypoden und Gastropoden) durch blokigen Kalzit ersetzt und kollabiert. Charakteristisch für das meist korngestützte Gefüge sind sowohl suturierte und konkav-konvexe Kornkontakte als auch schichtparallele Styolithen und stylobrekziöse Gefüge. Neben grobem sparitischem Zement B und großen syntaxialen Kalzit-Kristallen auf Echinodermen sind in einigen Proben radial-fibröse Zementsäume gut erhalten. Anzeichen marin-vadosen Zementation in Form von Meniskus-Zementen fanden sich regelmäßig in den gut sortierten, Aufarbeitungsgerölle führenden Biopelspariten. Dolomit tritt nur selektiv in Pelecypoden- und Gastropodenschalen in Form einzelner rhombischer Kristalle auf. Aus den Styolithen und einigen selektiv gelösten Bioklasten ergibt sich eine geringe channel- bzw. moldic-Porosität.

#### Diagnose:

Im Anschluß an eine flach subtidale normalmarine Plattformsedimentation (MF-Typ J) bildete sich eine für den Plattformrandbereich charakteristische Kar-

bonat-Sandbank-Fazies unter maßgeblicher Beteiligung von Crinoiden heraus (Abb. 22). Bei deutlich reduzierter Sedimentationsrate erfolgte unter Welleneinwirkung zunächst gleichmäßige Rundung, Mikritisierung und Sortierung von Intraklasten, Pellets und Bioklasten. Bei weiterer Verflachung und partiellem Auftauchen der Karbonatsandbarre setzte im Strandbereich eine Aufarbeitung des basalen, vermutlich frühdiagenetisch verfestigten Peloid-Grainstones ein, bei gleichzeitiger Auswaschung des feinkörnigen peloidalen Materials zugunsten größerer, gerundeter Bioklasten und Onkoide. Sowohl die Onkoide als auch die Aggregatkörner wurden vermutlich aus geschützten Bereichen umgelagert.

Ebenfalls einer Umlagerung unterlagen Korallen, Hydrozoen und die häufigen Crinoiden, die vielleicht einen dichten rasenartigen Bewuchs im Lee der Karbonatsandbarren bildeten. Auf energetische events zurückzuführen sind vermutlich rhythmische Sedimentgefüge aus Kornverfeinerungssequenzen sowie die in mikritischen Einschaltungen häufigen Aufarbeitungslagen. Sowohl die oft vollständig mikritisierten Onkoide, in Form und Aufbau Typ C nach LOGAN et al. (1964) und RADWANSKI & SZULCZEWSKI (1966) entsprechend, als auch die Aggregatkörner und Hydrozonenkrusten belegen für die Onkoid-Grainstone-Fazies längerphasige Sedimentationsunterbrechungen. Silifizierte Hydrozoenfragmente könnten von nahegelegenen Emersionsflächen stammen.

Mit steigendem Anteil der Lumps und zunehmend ungleichmäßig domförmig strukturierten Onkoidumkrustungen erfolgt weiter zum Hangenden die Rückkehr zu ruhiger Sedimentation in sehr flachen, küstenfernen Plattformarealen bei zunächst weiterhin fehlender Anlieferung feindetritischen Materials. In einem erneut offen lagunären Milieu schließt sich Karbonatschlamm-sedimentation und Besiedelung durch eine normalmarine benthische Fauna an (MF-Typ J).

Neben hoher organischer Sedimentproduktion ist die Herausbildung von Karbonatsandbänken auf Plattformen rezent an hydrodynamische Bedingungen wie z.B. submarine Felsrücken gebunden (HALLEY, HARRIS & HINE 1983). Als rezente Schelfbereiche mit vergleichbaren hydrodynamischen und biofaziellen Bedingungen sind z.B. Plattformränder der Great Bahama Bank bekannt (SELLWOOD 1986, HALLEY, HARRIS & HINE 1983). Unter dem Einfluß tidaler und welleninduzierter Strömungen treten dort mobile oolithische Karbonatsandbänke auf, die meerwärts in bioklastreiche Pellet - Aggregatkorn - Ooid - Sande bei mäßiger Wasserbewegung und Seegrasbewuchs übergehen. In rückwärtigen, geschützten und ebenfalls von Seegras und Grünalgen stabilisierten Berei-

chen schließt sich ein bioturbater Kalkschlamm an, z.T. vermischt mit Peloiden und Einfach-Ooiden. Aggregatkorngbildung ist an längere Phasen geringer Sedimentation gebunden, die auf kurzzeitige Aufarbeitungsereignisse folgen.

Der Peloid-Pack/Grainstone wird zu Mikrofaziestyp 14 und zur Fazieszone 6 nach WILSON gestellt. Der Onkoid-Lithoklast-Peloid-Pack/Grainstone entspricht im unteren bis mittleren stratigraphischen Bereich SMF-Typ 13 und Fazieszone 6 nach WILSON. Der oberste Abschnitt stellt eine Übergangsfazies zwischen SMF-Typ 13 und 17 dar (Abb. 20).

#### 4. 12 Peloid-Bioklast-Grainstones / Sortierte Biopelsparite (MF-Typ L) (Tafel 12, Abb. 4-6)

##### Beschreibung:

In dem Profil Manaa wird das Top des Gadaare Kalkstein-Member (Kimmeridgium - unteres ?Tithonium) von einer 13 m mächtigen Schichtenfolge aus dickbankigen bis massigen arenitischen Biopelspariten gebildet (Abb. 17). Bis auf eine Bank mit Horizontal-schichtung aus Peloid- und Bioklastlaminæ im mittleren Bereich weisen diese sehr gut sortierten und gerundeten Grainstones im Aufschluß- und Schliffbereich keine strömungsbedingten Schichtstrukturen auf. Bioturbation zeigt sich ausschließlich in basalen Partien. Der von feinkörniger Grundmasse ganz oder größtenteils ausgewaschene Detritus setzt sich zu jeweils fast der Hälfte aus Fossilresten und Peloiden zusammen (Abb. 18).

Die Peloiden (ca. 45%) stellen vermutlich zum überwiegenden Teil mikritisierte kleine Bioklasten und Intraklasten (Pseudopeloiden) dar. Nicht selten sind auch mikritisch erhaltene Normal- und Einfach-Ooide (ca. 5%) und Algal Lumps (ca. 3%). Mehr als 95 % der detritischen Komponenten liegen in Korngrößen kleiner als 0,5 mm vor; Echinodermenreste bis 5 mm bilden eine Ausnahme. Auffällig im Vergleich zu der Fossilführung z. B. in MF-Typ C ist der sehr hohe Anteil an Echinodermen (ca. 50 %) bei gleichzeitigem Fehlen von Gastropoden. Bei den Bivalven (ca. 40 %) sind neben Pelecypodenbruchstücken etwa ebenso häufig Reste punctater Brachiopodenschalen beobachtet worden. Eine größere Bedeutung haben auch kleine benthische Foraminiferen (u. a. Valvulinidae) mit einem Anteil von etwa 10%. Sporadisch treten schlecht erhaltene, nicht bestimmbar lituolide Foraminiferen und Dasycladaceen auf.

Die sparitischen und mikritischen Matrixanteile und die Bioklasten sind besonders nahe dem erosiven Kon-

takt zu den überlagernden Kreide-Sedimenten stark pseudomorph zu Mikrosparit bzw. isometrisch-drusigem Zement umkristallisiert. Radial-fibröse Zemente sind zum Teil erhalten. Die Echinodermenreste, deren Struktur nur undeutlich zu erkennen ist, sind regelmäßig von syntaxialen Anwachs säumen umgeben. Ebenso verbreitet ist Drucklösung zwischen den Partikeln. Im basalen Bereich der Faziesseinheit treten gehäuft quer zur Schichtung angelegte, grob-kalzitisch auskristallisierte Lösungskanäle entlang von Bruchzonen und bis zu Dezimeter große Kalzitdrusen auf (channel- und vuggy-Porosität). Im höheren Teil überwiegt dagegen Lösung einzelner Skelettpartikel (moldic-Porosität).

##### Diagnose:

Die Ablagerung des vorliegenden Faziestyps erfolgte, entsprechend dem auffallend guten Sortierungs- und Rundungsgrad, unter intensiver Strömungs- bzw. Welleneinwirkung. Ausgehend von dem normalmarinen Charakter des organischen Detritus und dem Fehlen von terrigenem Eintrag wird der MF-Typ L als Bildung im flachen Subtidal des äußeren Schelfs gedeutet. Speziell in einem ausgedehnten Epikontinentalmeeer bilden sich unter Welleneinwirkung auch in küstenfernen Bereichen flach subtidale und auch auftauchende Sandbänke aus Peloiden, Bioklasten, Ooiden und flachmarinen Organismen. Geologische Beispiele hierzu finden sich z. B. bei SCHOLLE et al. 1983. Vergleichbare rezente Vorkommen sind Karbonatsande im Randbereich des sehr flachen Süd-Florida-Schelfs und im äußeren Schelfbereich des nordwestlichen Yucatan Schelfs (SELLWOOD 1986).

Bei den Karbonatsanden des MF-Typ L handelt es sich wahrscheinlich um Reste eines Echinodermen-Shoals im normalmarinen, gut durchlichteten Bereich eines flachen Schelfs, vielleicht im Randbereich einer Karbonatplattform (Abb. 22). Das Epibenthos setzte sich vermutlich hauptsächlich aus Echinodermen, Pelecypoden, Brachiopoden sowie kleinen Foraminiferen zusammen. Anzeichen grabender Tätigkeit z. B. von Echinoiden blieben möglicherweise aufgrund intensiver Durchbewegung und Auswaschung nicht erhalten. In etwas geschützten Bereichen, wo größere benthische Foraminiferen und Dasycladaceen leben konnten, begünstigte die besonders geringe Sedimentationsrate feindetritischen Materials eine Aggregatkorngbildung. Die Bildungsbedingungen des vorliegenden Sediments entsprechen weitgehend denen des SMF-Typs 14, der zur Fazieszone 6 nach WILSON gerechnet wird (Abb. 20).

#### 4. 13 Spongienskleren-Mud/Wackestones / Fossilführende Mikrite (MF-Typ M) (Tafel 12, Abb. 7-9)

##### Beschreibung:

Diese gleichmäßig gebankten, fossilarmen Mikrite bilden das Gadaare Kalkstein-Member (Lithof. 11; Kimmeridgium-unteres ?Tithonium), dessen Mächtigkeit im Profil Manaa 120 m und im Profil Xabaal Garure 20 Meter beträgt (Abb. 15, 17). In den genannten Profilen überlagert diese Lithofazies fossilreiche Kalkmergel des offenen Schelfbereichs (Gadaare Mergel-Member). Das Hangende bildet im Profil Xabaal Garure ein grobkörniger, zum Teil dolomitischer und kalkiger Sandstein (Gadaare Sandstein-Member) des Litoralbereichs (Kap. 3.2.5). Im Profil Manaa wird die Serie von einem echinodermenreichen Peloid-Bioklast-Grainstone (MF-Typ L; Kap. 4.12) überlagert.

Die vorliegende Karbonatfazies unterscheidet sich von den Mikritkalken des MF-Typ J (Kap. 4.10) im Aufschlußbereich neben der geringen Fossilführung vor allem durch die im Profil Manaa sehr gleichmäßige mittlere und im Profil Xabaal Garure vorwiegend dicke Bankung mit regelmäßiger Zwischenlagerung weniger Zentimeter mächtiger, plattiger Mergelkalle.

Bei Xabaal Garure wurden im oberen Abschnitt bei mittlerer Bankung und Einschaltung bis 20 Zentimeter mächtiger Mergelkalklagen gehäuft stylolithische Schichtkontakte und Eisenausfällungen auf Schichtfugen und in Lösungshohlräumen beobachtet. Charakteristisch ist in diesem Bereich auch eine intensive Dolomitisierung in Form kleiner, im Mikrit "schwimmender" zonarer Dolomitrhomben. Der Kontakt zum Kalksandstein im Hangenden weist hier Anzeichen intraformationeller Aufarbeitung jedoch keine Hinweise diskonformer Auflagerung auf. Im Aufschlußbereich sind bei Xabaal Garure nicht selten Pelecypoden, vor allem größere Austernschalen und Belemnitenrostren (*Belemnopsis* cf. *tanganensis* FUTTERER) zu beobachten. Mikroskopisch sind neben Skelettresten von Kieselschwämmen und Belemniten ebenso häufig Bruchstücke von Austern, Brachiopoden, Echinodermen (v. a. Echinoidenstacheln) und benthische Foraminiferen (*Lenticulina* sp.) vertreten (Tafel 12, Abb. 9). In sehr geringem Umfang treten hier wie auch an der Basis des Gadaare Kalkstein-Member bei Manaa wenige Millimeter große detritische Holzfragmente, feiner Quarzdetritus und Reste von Dasycladaceen auf.

Bei Manaa liegt bei nur mäßiger Bioturbation verbreitet Lamination im Millimeter- bis Zentimeter-

bereich verbunden mit Einregelung der Schwamm-skleren vor (Tafel 12, Abb. 7, 8). Bankparallele Drucklösungssäume wurden hier in geringerem Umfang ebenfalls regelmäßig beobachtet. Im Profil Manaa ergibt sich ein insgesamt sehr geringer Gehalt an Fossil detritus von etwa 5 Volumenprozent. Er besteht nahezu ausschließlich aus kalzitisch umkristallisierten Schwammnadeln und seltenen Radiolarien. In den basalen Schichten fanden sich vereinzelt Belemnitenrostren und kleine benthische Foraminiferen. Nahe des Kontaktes zu den auflagernden Biopelspariten treten lituolide Foraminiferen und Echinodermenskelettpartikel auf. Der übrige klastische Detritus besteht aus sehr feinem Schalendetritus mit Korngrößen geringer als 0,2 mm und Pellets (vermutlich Kotpillen) mit Korngrößen von 0,02 bis 0,04 mm, die in Lagen angereichert ein feineloidales Gefüge bilden. An der Basis kommen vereinzelt eingestreute kleine Intraklasten dazu.

##### Diagnose:

Lithologisch weisen die Schwamm-skleren-Wacke- bis Mudstones Kennzeichen der mikrobioklastischen Kalksiltite (SMF-Typ 2) und pelagischen Mud/Wackestones (SMF-Typ 3) nach WILSON auf, deren Bildungsbereiche dem tieferen Schelfrandbereich (Fazieszone 3) und dem offenmarinen Schelf (Fazieszone 2) zugeordnet werden (Abb. 20). Im Profil Xabaal Garure ergeben sich aus dem reicheren Fossilspektrum Übergänge zu SMF-Typ 9 (Bioklastischer Wackestone).

Sedimentologische Hinweise auf eine Schelfhangposition wie gravitative Resedimente, z.B. slumping-Strukturen und selbst die in hemipelagischen Kalksteinsequenzen häufig zu beobachtenden kleinmaßstäblichen Gradierungen fehlen. Mit einem insgesamt sehr geringen Relief und geringer Inklination des äußeren Schelfbereichs könnte auch die im Profil Manaa stark herabgesetzte Fossildiversität und Bioturbation zusammenhängen und zwar in Verbindung mit einer großen lateralen Ausdehnung des Schelfmeeres und dadurch verminderter Wasserzirkulation.

Vergleichbare Sedimenttypen im Rezenten sind aufgrund der wesentlich geringeren Ausdehnung heutiger flacher Schelfmeere bzw. des Fehlens vergleichbarer Epikontinentalmeere wenig bekannt. Parallelen ergeben sich hingegen u. a. zu Karbonat-Mudstones des oberen Paläozoikum (Caballos Formation, Ob. - Devon) und des oberen Jura (Smackover Formation) im Westen der USA (WILSON 1969). WILSON unterschied homogene Kalk-Mudstones, Millimeter-laminierte Kalk-Mudstones und mikropeloidale Grainstones, für deren Bildungsbereich er auch aufgrund der gleich-

förmigen, planaren Schichtung einen sehr flach einfallenden Schelfhang und intrakratonale Becken mit Wassertiefen von 100 m bis 700 m annahm.

Für die vorliegende Mikritfazies werden ebenfalls physikalische Bedingungen des äußeren Bereichs einer homoklinalen Karbonatrampe (READ 1985) oder eines intrakratonalen Beckens angenommen, wobei erstere Möglichkeit eher den paläotektonischen Rahmenbedingungen entspricht (Abb. 22). Das Fehlen von Anzeichen für Wellentätigkeit und der vergleichsweise geringe Gehalt an organischer Substanz deutet auf Sedimentation in Wassertiefen von einigen Zehner Metern bis maximal etwa 200 m. Der hohe Anteil an Schwammnadeln läßt verbreiteten Bewuchs durch Kieselschwämme vermuten.

Im Profil Xabaal Garure deutet die Korrelation zwischen dem Anteil an Mergelzwischenlagen und Sty-

lolithenhäufigkeit an, daß die diagenetische Entwicklung vor allem geprägt ist durch Karbonatlösungs- und -umverteilung und so die rhythmische Ausbildung des Schichtgefüges steuerte. Vergleichbare Mergel-Kalkstein-Wechselagerungen des Oxford bis Kimmeridge Süddeutschlands bildeten sich nach RICKEN (1985) aus zunächst geringen Schwankungen im Karbonatgehalt und eine darauf folgende "Diagenetische Schichtung"; d.h. bevorzugte Zementation karbonatreicherer Lagen verstärkte die Kompaktion und Karbonatlösung in karbonatärmeren Lagen. EDER (1982) fand bei Isotopenmessungen an Kalksteinen und wechsellagernden Schiefen in devonischen Plattenkalken des Rheinischen Schiefergebirges ("Schleddendorf Beds", Letmathe) keine Hinweise auf einen sedimentationsbedingten lithologischen Wechsel. Er nahm frühdiagenetische Karbonatlösung und -fällung in Verbindung mit pH-Wert-Schwankungen an.

## 5. Biostratigraphie und Biofazies der jurassischen Fossilvergesellschaftungen

Biostratigraphisch belegt ist das untere Toarcium sowie das Intervall vom unteren Callovium bis zum unteren (?) Tithonium. Für das Aalenium, Bajocium und Bathonium liegen vermutlich aus faziellen Gründen keine Fossildaten vor (s. Kap. 3. 2., 3. 2. 3.).

### 5.1 Unteres Toarcium

#### Profil Dhadhabo:

**Biostratigraphie:** Die Dhadhabo-Formation wird anhand von zwei Fossilhorizonten im Profil Dhadhabo (Abb. 11, 14) dem unteren bis ? mittleren Toarcium zugeordnet. Im Hangenden der Adigrat-Formation d.h. an der Basis des unteren Dhadhabo-Members (Lithofazieseinheit 1) und an der Basis des oberen Dhadhabo-Members (Lithofazieseinheit 4) ist jeweils ein ammonitenführender Kalkmergelhorizont eingeschaltet. Diese Horizonte repräsentieren die Transgressionsmaxima in der Sedimentabfolge des unteren Jura von Nordsomalia.

Die Ammoniten vom unteren Dhadhabo-Member (Pr. 20/2/2) sind, bedingt durch Verwitterung, ausschließlich fragmentarisch erhaltene Steinkerne von Exemplaren der Gattung *Bouleiceras* sp. indet. (Tafel 8, Abb. 6). Daneben tritt eine relativ diverse Pelecypodenvergesellschaftung auf. Sie umfaßt eine Reihe von Arten der Gattung *Pholadomya* (s. u.) sowie *Lima* sp., *Camptonectes* sp., *Ceratomya* sp., *Weyla ambongoensis* (THEVENIN) und *Plagiostoma ? colcanapi* THEVENIN. Am stratigraphisch jüngeren, wenige zehner Meter höheren Ammonitenfundpunkt (Pr. 15/1/14) treten neben *Bouleiceras* Exemplare der Gattung *Hildaites*

(Bestimmung Prof. A. VON HILLEBRANDT; Tafel 8, Abb. 1, 2) auf, die ebenfalls nur unvollständig erhalten und daher nicht näher bestimmbar sind. Die Bivalvenfauna besteht hier aus zahlreichen Terebratuliden (s. u.) sowie *Plagiostoma ? colcanapi* THEVENIN und *Pholadomya cf. idea* typus D'ORBIGNY.

*Bouleiceras* ist vor allem im nordostafrikanisch-arabischen Raum, Madagaskar und Pakistan verbreitet (ARKELL 1952, 1956, THEVENIN 1908, AYERS 1952, FATMI 1972). Daneben sind auch Funde aus Marokko (BLAISON 1968), Portugal (MOUTERDE 1953), Spanien (GEYER 1965), Chile und Argentinien (VON HILLEBRANDT 1973) und Südostasien (HOLLAND 1909) bekannt. Aus Nordsomalia wurde *Bouleiceras* erstmals 1954 (S.O.E.C., unveröff. Bericht) von der Lokalität Hauraartiro, einem Profil etwa 10 km westlich des Profils Dhadhabo, beschrieben. Entsprechend der Zonierung, die BLAISON (1967) für die Ammonitenfaunen Madagaskars erarbeitete, ist *Bouleiceras* vom mittleren Bereich der *Tenuicostatum*-Zone (*Nitescens*-Zone in Madagaskar), d. h. vom tieferen Untertoarcium bis zum unteren Abschnitt der *Falcifer*-Zone (*Madagascariense*-Zone in Madagaskar) nachgewiesen (GUEX 1973, 1974). *Hildaites* setzt dagegen mit der Zone des *Protogrammoceras madagascariense* bzw. der *Falcifer*-Zone im mittleren Untertoarcium ein (Abb. 23).

Daher ist das untere Dhadhabo-Member dem tieferen Untertoarcium zuzuordnen, und das obere Dhadhabo-Member umfaßt in seinem tieferen Teil die *Madagascariense*-Zone und reicht zum Hangenden möglicherweise in das mittlere/obere Untertoarcium. In dem jüngeren Fossilhorizont sind die erwähnten Ammoniten mit folgenden Terebratuliden (Pr. 15/1/14) vergesellschaftet: *Telothyris jauberti* (DESLONG-CHAMPS), *Telothyris cf. arnaudi* ALMERAS, "*Terebratula*" cf. *valcrosiensis* ALMERAS, *Telothyris cf. jauberti* var. *leymeriei* DUBAR. Die Bestimmung und Korrelation der Brachiopodenfauna (Dr. J. H. DELANCE, Univ. Dijon) ergänzen die aus den Ammoniten gewonnenen biostratigraphischen Daten. Sämtlich Arten sind demnach kennzeichnend für das Intervall vom höchsten Untertoarcium (*Falciferum*-Zone) bis zum mittleren Toarcium (*Bifrons*-Zone).

Hervorzuheben ist daneben das Vorkommen von *Plagiostoma ? colcanapi* (THEVENIN) und von *Weyla ambongoensis* (THEVENIN). Die an der Formationsbasis häufige *W. ambongoensis*, wurde aus dem unteren Toarcium von Madagaskar (THEVENIN 1908, ARKELL 1956), dem unteren Toarcium von Nordost-Kenia (ARKELL 1956) sowie aus dem oberen Lias von Pakistan und Marokko (DUBAR 1948) beschrieben. Die großwüchsige *Plagiostoma ? colcanapi* ist ausschließlich aus dem unteren Toarcium von Madagaskar bekannt.

Die stratigraphischen Daten, die sich aus der Untersuchung der Makrofaunen ergaben, werden durch ein interessantes Resultat aus der mikropaläontologischen Analyse der Kalksteine ergänzt. Direkt im Liegenden des Fundpunktes von *Bouleiceras* sp. und *Hildaites* sp. ist in die Kalksteinabfolge ein Dasycladaceen-Packstone mit der massenhaft vorkommenden Art *Holosporella siamensis* PIA (Pr. 15/1/13b, Kap. 5. 8) eingeschaltet. In dem entsprechenden lithostratigraphischen Niveau setzt diese Kalkalge auch im Profil Xabaal Garure ein (Pr. 29/1/6; Abb. 13). Die geographisch weit verbreitete Art (u. a. Madagaskar, Nordafrika, Nepal, Süd- und Westeuropa) ist als *Sarfatiella dubari* CONRAD & PEYBERNES bisher hauptsächlich aus dem mittleren Jura (oberes Aalenium bis mittleres Callovium) bekannt (ELLIOTT 1983). Die Erstbeschreibung erfolgte an Exemplaren aus der oberen Trias von Thailand (PIA 1930).

**Biofazies:** Im unteren Toarcium herrschte randlich marine Sedimentation in Form von Oolithen, Gastropoden-Packstones (Kap. 4. 4, 4. 5, 4. 8) und küstennahen Sandsteinen vor. Die Nähe des Festlandes wird auch durch einen z. T. hohen Anteil an Pflanzenhäkeln in den Kalkstein- und Mergelproben angedeutet. Für die mäßig diverse Pelecypodenfauna an der Formationsbasis (Pr. 20/2/2) sind eine annähernd normale

Salinität bzw. offen lagunäre Verhältnisse anzunehmen. Hierfür spricht vor allem die Präsenz der Gattungen *Lima*, *Plagiostoma*, *Camptonectes* und *Weyla* und das Fehlen von Bivalven, die auch marin-brackische Verhältnisse tolerieren. Die Gehäusefragmente von *Bouleiceras* deuten auf die Nähe zum offenen Schelf.

Die Verteilung der epi- und endobenthischen Faunenteile ist eng an die Lithologie, d.h. an die ursprüngliche Substratstabilität gebunden. Die oben genannten epibenthisch lebenden Filtrierer dominieren in siltreichen Mergeln im höheren Abschnitt der Mergelabfolge. Einen halbwegs festen Untergrund benötigte wahrscheinlich vor allem die dickschalige, einklap-pig erhaltene Pectinide *Weyla ambongoensis*. In siltarmen Kalkmergeln im tieferen Teil wurden dagegen vorwiegend Steinkerne von infaunal lebenden Pelecypoden (*Pholadomya*, *Ceratomya*) gefunden. Die gute Erhaltung sämtlicher Bivalven, insbesondere der grossen doppelklappigen *Plagiostoma colcanapi*, schließt Umlagerung und starke Wasserbewegung aus. Unter den Mikrofossilien sind ausschließlich Ostrakoden (*Cytherella* sp. indet.) vertreten. In geringem Umfang sind Fischzähne und Echinidenstacheln beige-mengt. Bioturbation ist in den Mergeln der Lithofazieseinheit 1 verbreitet.

Für die Fossilvergesellschaftung (Pr.15/1/14) des höheren Untertoarcium werden ähnliche Salinitätsverhältnisse, jedoch eine größere Substratfestigkeit angenommen. Es dominieren hier die stenohalinen epibenthischen Terebratuliden (s. o.) deutlich gegenüber den Pelecypoden (*Plagiostoma*, *Pholadomya*). Die Mikrofauna (Ostrakoden sp. indet., Foraminiferen: *Nodosaria* sp., *Dentalina* sp.) sowie Echinidenstacheln, Holothurienskelettfragmente, Fischzähne belegen relativ günstige Lebensbedingungen. Mit einer frühen Sedimentverfestigung könnte die in diesem stratigraphischen Bereich häufig linsig-knollige Ausprägung der Mergelkalkbänke in Zusammenhang stehen. Diese ist wahrscheinlich auf eine frühdiagenetische Verfestigung der mitunter konzentriert auftretenden *Thalassinoides*-Grabbauten zurückzuführen (FÜRSICH 1972, Kap. 4. 8).

Der Konzentrationshorizont an Dasycladaceen innerhalb der Mollusken-Brachiopoden-Wackestones ist vermutlich auf eine Algenblüte zurückzuführen, die sich während des Übergangs vom flachlagunären zum normalmarinen Milieu, d.h. der Einstellung eines normalen Salzgehaltes ereignete. Eine Umlagerung ist auch hier wegen der z. T. fast vollständigen Erhaltung der Thalli nicht anzunehmen. Zusammen mit den regelmäßig beobachteten Umkrustung der Bioklasten durch Algen und Foraminiferen (Kap. 4. 8) lassen die

		NW-Europa (DEAN et al 1961 COPE et al 1980)	Madagaskar (BLAISON 1967)	Madagaskar (s. BLAISON 1967, GUEX 1973)
Toarcium	mittleres	Bifrons		1: <i>Bouleiceras</i> 2: <i>P. madagascariense</i> 3: <i>Hildaites</i> 4: <i>Nejdia</i>
	unteres	Falciferum	Nejdia	
			"Hildoceras"	1
			Madagascariense	2
	Tenuicostatum	Nitescens	3	
		Paltarpites	4	

Abb. 23: Ammonitenzonierung und stratigraphische Verbreitung einiger Ammonitengattungen bzw. -arten im unteren und frühen mittleren Toarcium.

Vorkommen von Grünalgen auf zeitweise gut durchlichtetes warmes Wasser schließen. Die Wassertiefe betrug wahrscheinlich nicht mehr als 10 Meter (FLÜGEL 1982). Das Fehlen von Korallen ist dagegen am ehesten auf einen zu hohen Eintrag terrigenem Sediments zurückzuführen. Sedimentologische oder biofazielle Hinweise auf Sauerstoffarmut nahe der Sedimentoberfläche fanden sich nicht. Die Ammoniten sind verwitterungsbedingt fast ausschließlich fragmentarisch erhalten. Zum Teil intensiver Bewuchs meist auf einer Gehäusesseite belegt kurze Phasen mit geringer Sedimentationsrate.

**Profile Xabaal Garure und Manaa:**

In den Profilen Xabaal Garure und Manaa (Abb. 7, 9, 10, 12) ist die transgressive Entwicklung innerhalb der Dhadhabo-Formation wesentlich schwächer ausgeprägt. In den Dolomiten und Dolomitmergeln an der Basis der Dhadhabo-Formation im Profil Xabaal Garure (Lithofaziesseinheit 1) ist die Fossilführung (Pr. 27/1/2A) auf eine monospezifische und spärliche Fauna von kleinwüchsigen Exemplaren von *Weyla ambongoensis* (THEVENIN) beschränkt. Im Profil Manaa treten in diesem stratigraphischen Niveau keine bestimmbar Fossilreste auf, und die Bioturbation ist weniger verbreitet als im Profil Dhadhabo (Abb. 10). Die Untersuchungen zur Mikrofazies sprechen für flachlagunäre Sedimentationsbedingungen (Kap. 4. 5).

Eine ähnliche Tendenz zu zunehmender Verflachung zwischen den Profilen Dhadhabo, Xabaal Garure und Manaa zeichnet sich auch für die karbonatische Schichtenfolge im oberen Dhadhabo-Member (Lithof. 4) ab. Im Profil Xabaal Garure ist die Fossilführung deutlich gegenüber derjenigen bei Dhadhabo verarmt. Es handelt sich um unbestimmbare Reste von Pelecypoden, Brachiopoden und Echinodermen. Die hier beobachteten Mikrofaziestypen können der flachen Lagune bis Schelflagune zugeordnet werden (Kap. 4. 5, 4. 8). Kennzeichnend ist jedoch auch hier eine starke endobenthische Aktivität, die anhand der zum Teil dreidimensional herausgewitterten Horizonte mit *Thalassinoides* -Grabbauten sichtbar ist.

Deutliche Anklänge an die normalmarine Sequenz des höheren Untertoarciums bei Dhadhabo ergeben sich aus dem Auftreten von *Holosporella siamensis* PIA. Das Einsetzen dieser Kalkalge läßt sich in den beiden Profilen lithostratigraphisch gut korrelieren. Es wird daher auch eine biostratigraphische Korrelierbarkeit dieser Fossilhorizonte angenommen. Im Profil Manaa belegen die quarzdetritusreichen Gastropoden-Pelecypoden-Pack/Wackestones der Lithofaziesseinheit 4 (oberes Dhadhabo - Member) ausschließlich flachlagunäre Bedingungen. Makrofauna ist hier nicht überliefert.

## Profil Dhadhabo

### Unteres Dhadhabo-Member

#### Makrofauna (Pr. 20/2/2):

- Ammoniten: *Bouleiceras* sp. indet. Verbr.: Untertoarcium (*Nitescens* -Zone - *Madagascariense* -Zone)  
(Tafel 8, Abb. 6)
- Pelecypoden: *Plagiostoma ? colcanapi* THEVENIN (Tafel 8, Abb. 10, 11)  
*Lima* sp.  
*Weyla ambongoensis* (THEVENIN)  
*Camptonectes* sp.  
" *Pholadomya* cf. *idea typus* " D'ORBIGNY  
" *Pholadomya* cf. *idea* var. *cycloides* " MOESCH  
*Pholadomya* cf. *ambigua* SOWERBY  
*Pholadomya* sp.  
*Ceratomya* sp.

#### Mikrofauna:

- Ostrakoden: *Cytherella* sp. indet.  
*Lenticulina* sp.

### Oberes Dhadhabo-Member

#### Makrofauna (Pr. 15/1/14):

- Ammoniten: *Bouleiceras* sp. indet. Verbr.: s.o.  
*Hildaites* sp. indet. Verbr.: Untertoarcium (*Madagascariense* -Zone - *Falciferum* -Zone)  
(Tafel 8, Abb. 1, 2)
- Brachiopoden: *Thelothyris jauberti* (DESLONGCHAMPS)  
" *Thelothyris* cf. *jauberti* var. *leymeriei* " DUBAR  
*Thelothyris* cf. *arnaudi* ALMERAS  
" *Terebratula* " cf. *valcrosiensis* ALMERAS
- Pelecypoden: *Plagiostoma ? colcanapi* THEVENIN  
" *Pholadomya* cf. *idea typus* " D'ORBIGNY

#### Mikrofauna/-flora:

- Foraminiferen: *Dentalina* sp.  
*Nodosaria* sp.
- Dasycladaceen: *Holosporella siamensis* PIA (Tafel 13, Abb. 7-9)

## 5.2 Unteres Callovium

Die Basis der Garure-Formation ist in den Profilen Xabaal Garure und Dhadhabo (Abb. 15, 16) durch das Auftreten einer reichen Brachiopoden- und Pelecypodenfauna gekennzeichnet (Proben 28/2/2, 28/2/3, 1/2/5, 19/1/11, 19/1/13, 20/1/9). Aus Mergeleinschaltungen im unteren Bereich der Garure-Formation in den Profilen Dhadhabo und Manaa konnten daneben zwei gering diverse Ostrakodenfaunen (Pr. 20/1/7, 3/2/7) gewonnen werden. Im Profil Manaa ist von der Formationsbasis aufgrund einer Aufschlußlücke keine Makrofauna nachgewiesen (Abb. 17).

**Biostratigraphie:** Die Brachiopodenfauna läßt sich anhand ihrer Bestimmung und Korrelation (Dr. J.-H. DELANCE) stratigraphisch in das untere bis mittlere Callovium einstufen. Die Pelecypoden- und Ostrakodenvorkommen sprechen insgesamt eher für unteres Callovium. Übereinstimmende Daten für den unteren Abschnitt der Garure-Formation ergaben sich aus der Verbreitung von Foraminiferen und Dasycladaceen in den Kalksteinen (Kap. 5. 3; Abb. 24-26).

Wesentliche Anhaltspunkte zum stratigraphischen Alter der Brachiopodenfaunen lieferte der Vergleich mit Brachiopodenvorkommen aus dem durch Ammoniten datierten mittleren Jura von Saudi Arabien (ALMERAS 1987). Zu berücksichtigen ist jedoch, daß das Intervall vom mittleren Bathonium bis unteren Callovium aufgrund einer in Saudi Arabien verbreiteten Diskordanz in diesem Gebiet durch Fauna nicht nachgewiesen ist. Signifikante Arten für das mittlere Callovium Saudi Arabiens sind: *Bihenithyris barringtoni* MUIR-WOOD und *Bihenithyris weiri* MUIR-WOOD. Sie treten in Somalia ebenfalls ausschließlich im Callovium auf (WEIR 1929, MUIR-WOOD 1935). Von den im unteren Bathonium und mittleren Callovium Saudi Arabiens nachgewiesenen Brachiopoden sind folgende Arten auch im vorliegenden Material vertreten: *Cererithyris africana* (WEIR), *Daghanirhynchia subversabilis* (WEIR) und *D. daghaniensis* MUIR-WOOD. Diese drei Arten sind in Nord- und Nordwest-Somalia ausschließlich aus dem Callovium bekannt (MUIR-WOOD 1935). Eine Reihe weiterer Arten (s. u.) sind bisher ausschließlich aus dem Callovium im ostafrikanischen Raum bekannt (MUIR-WOOD 1935). In Süd-Somalia/Kenia ("Jubaland") sowie in Äthiopien treten *D. subversabilis* und *D. daghaniensis* im Bajocium und Bathonium auf. *Cererithyris wyllei* WEIR wird dagegen ausschließlich aus dem oberen Bajocium und unteren Bathonium Saudi Arabiens erwähnt und ist in Somalia aus dem Bajocium/ Bathonium bis Callovium beschrieben (MUIR-WOOD 1935, ALMERAS 1987). 7 Arten sind auch aus dem Callovium (Shuq-

ra-Formation, BEYDOUN 1964) im Yemen bekannt: *D. subversabilis*, *D. daghaniensis*, *D. macfaydenyi*, *Burmihynchia gregoryi*, *Cererithyris somaliensis*, *Trigonithyris eruduensis*, *Sphaeroidithyris ? browni*.

Bei der Pelecypodenfauna handelt es sich um die im arabischen und ostafrikanischen Raum weit verbreitete und der "Äthiopischen Provinz" (sensu ARKELL 1956) zugerechnete "Eligmus-Fauna". Sie ist durch das gemeinsame Auftreten der Gattung *Eligmus* und von *Africogryphaea costellata* (DOUVILLE) definiert und sowohl aus dem Bathonium als auch aus dem Callovium von zahlreichen Lokalitäten beschrieben (u. a. SPATH 1933, COX 1935, 1965, ARKELL 1956, JABOLI 1959, ABBATE et al. 1974). Das charakteristische Element dieser Vergesellschaftung, die Gattung *Eligmus*, ist in den Profilen Xabaal Garure und Dhadhabo durch vier bzw. drei verschiedene Arten und individuenreich vertreten. *Africogryphaea costellata* hat einen ähnlich hohen Anteil am Faunenspektrum. Weitere häufige Formen sind verschiedene Arten von *Mytilus*, *Pholadomya*, *Lopha*, *Lima*, *Ceratomya* und *Ceratomyopsis*. Auf der Grundlage der weltweiten stratigraphischen Verbreitung, die von HIRSCH (1980) erarbeitet wurde (s. u.), werden die Resultate aus der Korrelation der Brachiopodenfauna bestätigt. Pelecypoden, die auf ein Callovium-Alter hindeuten sind: *Mytilus (F.) jurensis* (ROEMER), *Musculus somaliensis* COX, *Eligmus aualites* (STEFANINI), *Eligmus weiri* COX, *Ceratomyopsis somaliensis* (WEIR), *Ceratomya wimmisensis* COX und ? *Pholadomya (B.) somaliensis* (COX). *Africogryphaea costellata* ist dagegen nur aus dem mittleren bis oberen Bathonium bekannt.

Die Ostrakodenfauna aus einem Mergelhorizont ca. 10m oberhalb der Formationsbasis im Profil Dhadhabo (Pr. 20/1/7) hat eine zu geringe Diversität und ist zu schlecht erhalten für eine genaue biostratigraphische Aussage. Zudem handelt es sich größtenteils um bisher unbekannte Arten. Ein Vergleich mit Faunen aus dem mittleren Jura von Saudi Arabien (DEPECHE et al. 1987) und Tansania (BATE 1975) bietet sich an. In beiden Regionen sind allerdings Ostrakodenvergesellschaftungen des höheren Bathonium bis unteren Callovium aufgrund von Schichtlücken (Saudi Arabien) bzw. aus faziellen Gründen und schlechten Erhaltungsbedingungen (Tansania) nicht bekannt. *Glyptocythere ? cf. huniensis* BASHA und *Cytherella mediasulcata* n. sp. können unter Vorbehalt bereits beschriebenem Material zugeordnet werden. *Glyptocythere huniensis* tritt in Saudi Arabien und in Jordanien im Bathonium bzw. unteren Bathonium auf (BASHA 1980, DEPECHE et al. 1987). *C. mediasulcata* weist mit einer *Cytherella*-Art aus dem mittleren Callovium von Tansania (BATE 1975) Ähnlichkeit auf.

Die Ostrakodenvergesellschaftung aus dem Profil Manaa (ca. 25 m über Formationsbasis, Pr. 3/2/7) setzt sich aus nur fünf verschiedenen Arten zusammen, von denen *Cytherella* sp. 1 deutlich dominiert. Bei dieser Ostrakode sowie *Cytherella* sp. 2 und *Pontocyprrella* sp. 1 handelt es sich wahrscheinlich um noch nicht beschriebene Arten. Biostratigraphische Daten ergeben sich aber aus dem Auftreten von *Pontocyprrella* sp. 2 und einer Art, die vermutlich zur Gattung *Lophocythere* gehört. *Pontocyprrella* sp. 2 konnte *Paracypris*? 2041 GREKOFF aus dem unteren Callovium von Madagaskar (GREKOFF 1963) zugeordnet werden. Die Gattung *Lophocythere* ist bisher im ostafrikanischen und arabischen Raum ausschließlich aus dem mittleren Callovium von Madagaskar und von Saudi Arabien (DEPECHE et al. 1987) bekannt.

Das Auftreten von *Glyptocythere*? *huniensis* oder einer nah verwandten Form in Nordsomalia in deutlich jüngeren Schichten als im arabischen Raum könnte mit einer südwärts gerichteten Migration bestimmter Faunenelemente zusammenhängen. So zeigt sich beim Vergleich der stratigraphischen Verbreitung einzelner Ostrakodengattungen, daß diese in vielen Fällen im Raum Jordanien, Israel und Saudi Arabien früher einsetzen als in Ostafrika oder Madagaskar. *Progonocythere* beispielsweise ist in Saudi Arabien ab dem Bajocium (DEPECHE et al. 1987) und in Madagaskar ab dem mittleren Bathonium nachgewiesen (GREKOFF). *Afrocytheridea* ist in Israel vermutlich vom oberen Bathonium bis zum oberen Oxfordium verbreitet, tritt aber in Saudi Arabien und im vorliegenden Material (s. u.) von Nordsomalia im unteren Oxford auf. *Cytherelloidea* wird aus dem Bajocium von Jordanien erwähnt (BASHA 1980) und tritt in Saudi Arabien im unteren Bathonium und in Madagaskar im unteren Callovium erstmals auf. Diese Tendenz kann wahrscheinlich nicht allein durch fazielle Unterschiede erklärt werden. Für das Bajocium bis untere Bathonium Madagaskars werden von GREKOFF zwar randlich marine Bedingungen angegeben; das mittlere und obere Bathonium hingegen ist der Ostrakodenführung zufolge normalmarin. Eine ähnliche Entwicklung kennzeichnet auch die stratigraphische Verbreitung der "Eligmus-Fauna". In Jordanien, Israel und dem Libanon ist das Auftreten von *Eligmus rollandi* DOUVILLE und *Africogryphaea costellata* (DOUVILLE) im unteren und mittleren Bathonium und in Saudi Arabien (Jebel Tuwaiq) im oberen Bajocium bis mittleren Bathonium durch Ammonitenfunde belegt (ARKELL 1956). In Madagaskar tritt *Eligmus* zwar im oberen Bathonium erstmals auf, ist aber erst im unteren Callovium häufig (SPATH 1933, ARKELL 1956).

**Biofazies:** Die Bivalvenfauna aus sandigen Mergeln

und Mergelkalken an der Basis der Garure-Formation (Pr. 28/2/2) im Profil Xabaal Garure (Pr. 28/2/2; Abb. 15) ist durch eine relativ hohe Diversität und eine hohe Individuenanzahl bestimmter Arten gekennzeichnet. Bei den epibenthischen Filtrierern dominieren deutlich die Brachiopoden (Rhynchonelliden, Terebratuliden) sowie die großwüchsige *Africogryphaea costellata* (DOUVILLE). Häufig sind daneben *Lopha* und *Eligmus*. Im Vergleich zur Epifauna erscheint die Infauna sowohl in der Arten- als auch der Individuenanzahl wesentlich ärmer. Sie wird hauptsächlich von der Gattung *Pholadomya*, *Ceratomyopsis* sowie einigen anderen unbestimmbaren Pelecypoden vertreten. Der wenige Meter im Hangenden beprobte Fossilhorizont (Pr. 28/2/3) in siltigen Kalkmergeln weist demgegenüber insgesamt eine höhere Anzahl an Gattungen auf. *A. costellata* tritt hier gegenüber *Mytilus*, *Modiolus* und *Brachidontes* zurück.

Der Rückgang an teilweise zementiert lebenden Formen zugunsten epibyssater Gruppen und die zunehmende Diversität kann mit einer leichten Verringerung der Wasserenergie und dem Wechsel zu vorwiegend tonig-mergeliger Sedimentation erklärt werden. Bei dem Endobenthos überwiegen großwüchsige Formen (v. a. *Pholadomya* (*H.*) *inornata* SOW., *Ceratomya*, *Ceratomyopsis*). Insgesamt entspricht der zunächst hohe Anteil der dickschaligen *A. costellata* und einer Reihe anderer Gattungen, die an stark bewegtes Wasser angepaßt sind wie *Eligmus* und *Brachidontes*, einem sehr flachen küstennahen Milieu (KAUFFMAN 1969, LEWY 1982). Eine geringmächtige Litoralfazies direkt an der Basis der Garure-Formation ist durch die Mikrofaziesanalyse belegt (Kap. 4.3, 3.2.4). Die Klappen von *Africogr. costellata* sind regelmäßig von bis zu 3 mm großen Anbohrungen durchsetzt und häufig von kleinen Austern besiedelt. Gegen die Möglichkeit einer Umlagerung spricht jedoch die Tatsache, daß neben einzelnen Klappen fast ebenso häufig doppeltklappig erhaltene Exemplare auftreten.

Das Wasser war der Faunenassoziation zufolge normalmarin. Dies belegen außer der Pelecypodenfauna (Brackwasserformen fehlen) vor allem die relativ diversen und zum Teil in Massen vorkommenden Terebratuliden. Die Korallenfauna beschränkt sich im stratigraphisch tieferen Fossilhorizont (Pr. 28/2/2) auf wenige kleine Einzelkorallen. Eine Erklärung könnte eine zu hohe Sedimentationsrate sein. In den überlagernden Kalkmergeln (Pr. 28/2/3) und den mikritischen Kalksteinen (Mikrofaziestyp J, Kap. 4.10) wurden häufig bis zu faustgroße hermatypische Korallen zum Teil in Lebendstellung beobachtet. Es sind ausschließlich Gattungen mit cerioider, plocoider und thamnasterioider Wuchsform vertreten, die an flaches,

bewegtes und gut durchlichtetes Wasser gebunden sind (ZIEGLER 1983). Die Schlämmproben aus dem Profil Xabaal Garure lieferten außer Echinodermeresten ausschließlich einige benthische Foraminiferen (*Lenticulina* sp.).

Im Profil Dhadhabo (Abb. 16) ist die Zusammensetzung der Makrofauna aus dem unteren Abschnitt der Garure-Formation (Pr. 19/1/11, 19/1/13, 20/1/9) sehr ähnlich der aus dem Profil Xabaal Garure. Die deutlich geringere Artenvielfalt in den Proben vom Dhadhabo-Profil (s. u.) ist nicht auf andere fazielle Bedingungen sondern darauf zurückzuführen, daß zur Probennahme wesentlich weniger Zeit zur Verfügung stand. Zusätzliche Hinweise auf das Ablagerungsmilieu ergeben sich aus einer insgesamt vielfältigen Mikrofauna (Pr. 20/1/7). Sie umfaßt neben Ostrakoden auch eine Anzahl verschiedener Foraminiferen (*Lenticulina* sp., *Nodosaria* sp., *Spiroloculina* sp., und agglutinierende Formen u. a. *Haplophragmoides* sp.). Daneben sind Holothurienfragmente (u. a. *Theelia* sp.), Crinoidenstielglieder, kleine Gastropoden sowie Fischzähnen häufig. Ein hoher Anteil von *Nodosaria* spricht für flaches bewegtes Wasser (vgl. ZIEGLER 1983).

Die Ostrakodenfauna, die aus einem siltig-feinsandigen Kalkmergel stammt, kann ebenfalls am besten einem relativ hochenergetischen küstennahen Flachwasser-Milieu zugeordnet werden. Sie ist im Gegensatz zur Pelecypodenfauna mäßig divers und zum überwiegenden Teil aus einigen sehr individuenreichen Formen zusammengesetzt. Es dominieren deutlich die sehr kleinen (0,3-0,5 mm) aber robusten Arten *Glyptocythere* ? cf. *huniensis*, BASHA und *Amicytheridea minima* n. sp., gefolgt von *Cytherella mediasulcata* n. sp., *Cytherelloidea bisulcata* n. sp., *Oligocythereis* ? sp., *Paracypris* sp. 2, *Pontocyprilla* ? sp. und *Cytherella* sp. 3. (Kap. 5. 7). Es handelt sich um eine normalmarine Assoziation. Als wahrscheinlich euhaline Formen sind neben *Oligocythereis* ? sp. und *Pontocyprilla* ? sp. (BRENNER 1976, OERTLI 1957 b) auch *Glyptocythere* ? cf. *huniensis* zu erwähnen. Dies ergibt sich aus der Vergesellschaftung von *G. huniensis* mit normalmarinen Ostrakodenfaunen in Schichten des mittleren Jura Ägyptens (Gebel Meghara, Sinai, ROSENFELD et al. 1987). Verschiedene Arten der Gattung

*Amicytheridea* treten im mittleren Callovium von Saudi Arabien ebenfalls zusammen mit verschiedenen euhalinen Ostrakodenfaunen auf (DEPECHE et al. 1987). Aus dem mittleren Callovium von Tansania hingegen ist von *Amicytheridea* außer einer Art des normalmarinen Milieus auch eine Art (*A. ihopyensis* (GREKOFF) in Gemeinschaft mit Brackwasserostrakoden bekannt (BATE 1975). Der überwiegende Anteil an sehr kleinwüchsigen Ostrakoden schließt eine sehr hohe Wasserenergie wie im Strandbereich aus. Der hohe Prozentsatz an relativ robusten Gehäusen sowie die meist schlechte Erhaltung der Skulptur (? Abrasion) sprechen aber gegen ruhige lagunäre Bedingungen. Von sämtlichen Arten sind nur die Adultstadien vertreten. Zum Teil ist dies vermutlich auf das geringere Erhaltungspotential der juvenilen Gehäuse zurückzuführen. Eine andere Ursache könnte die Verfrachtung der meisten juvenilen Klappen in einem relativ hochenergetischen Milieu sein (WHATLEY 1988). Eine Umlagerung bzw. Allochthonie der vorliegenden Fauna ist jedoch nicht anzunehmen, da sowohl kleine und deutlich größere Ostrakoden (*Oligocythereis* ? sp.) als auch robuste und dünnschalige Formen (u. a. *Paracypris* sp.) zusammen vorkommen.

Randlich marine bzw. flach lagunäre Bedingungen werden durch die Ostrakodenassoziation aus dem Profil Manaa (Pr. 3/2/7) angedeutet (Abb. 17). Ein Anzeichen hierfür ist die geringe Diversität und die Predominanz einer Art (*Cytherella* sp. 1). Auffällig ist daneben ein hoher Anteil an doppelklappig erhaltenen Juvenilstadien bei den *Cytherella*-Arten. Es werden daher ungünstige Lebensbedingungen (Salzgehaltsschwankungen ?) vermutet (WHATLEY 1988). *Cytherella* verträgt nach Literaturangaben lediglich geringe Salzgehaltänderungen (BRENNER 1976, OERTLI 1957b, VAN MORKHOVEN 1963). Die Gattungen *Pontocyprilla* und *Lophocythere* sind an normalmarine Bedingungen gebunden. Die Wasserenergie war entsprechend der zahlreichen juvenilen Gehäuse gering. Die schlechte Erhaltung der Klappen, insbesondere der Skulptur, ist auf eine Umkristallisation der Schalensubstanz zurückzuführen. Außer Ostrakoden lieferte die vorliegende Probe lediglich kleine Gastropodensteinkerne und Fischzähnen jedoch keine Foraminiferen.



Korallen: *Pseudoceonia* sp. (Tafel 15, Abb.9)  
*Thamnasteria* sp. (Tafel 15, Abb.10)  
 ? *Actinastrea* sp.  
 ? *Microsolena* sp.

Foraminiferen: *Lenticulina* sp.

### Profil Dhadhabo

#### Makrofaunen:

		19	19	20
		1	1	1
Verbreitung (weltweit):		Proben: 11	13	9
Pelecypoden:	<i>Brachidontes (A.) laitmarensis</i> (DE LORIOL)	Bt - O	+	
	<i>Mytilus (A.) cossmanni</i> ROLLAND		+	
	<i>Mytilus (F.) jurensis</i> (ROEMER)	C - K		+
	<i>Musculus</i> cf. <i>somaliensis</i> COX	C	+	
	<i>Modiolus imbricatus</i> (SOWERBY)	Bj - K	+	+
	<i>Eligmus polytypus</i> ETUDES-DESLONGCHAMPS		cf	cf
	<i>Eligmus</i> cf. <i>rollandi</i> DOUVILLE		+	+
	<i>Eligmus</i> cf. <i>weiri</i> COX	C	+	+
	<i>Lopha</i> sp.			+
	<i>Africogryphaea costellata</i> (DOUVILLE)	Btm-o	+	+
	<i>Pholadomya (H.) inornata</i> SOWERBY		+	+
	<i>Ceratomyopsis</i> cf. <i>basochiana</i> (DEFRANCE)		+	
Gastropoden:	<i>Globularia</i> cf. <i>subumbilicata</i>	Bt - C		+
Holothurien:	<i>Theelia</i> sp.			
		Somalia		
		Verbreitung: S. Arabien		
Brachiopoden:	<i>Bihenithyris barringtoni</i> MUIR-WOOD	Cm	C	+
	<i>Daghanirhynchia subversabilis</i> (WEIR)	Btu, Cm	Bj - C	+
	<i>Cererithyris wyllei</i> WEIR	Bjo - Btu	Bj - C	+

(Angaben zur weltweiten Verbreitung der Pelecypoden nach HIRSCH 1980; Angaben zur Verbreitung der Brachiopoden in: Saudi Arabien: ALMERAS 1987; Somalia (einschl. Südwestsomalia: "Jubaland"): MUIR-WOOD 1935).

#### Mikrofauna:

Ostrakoden: *Paracypris* sp. 2  
(Pr. 20/1/7) *Pontocyprilla* ? sp.  
*Procytherura* sp.  
*Bythocytherinae* indet. gen. et sp.  
*Glyptocythere* ? cf. *huniensis* BASHA  
*Amicytheridea minima* n. sp.  
*Oligocythereis* ? sp.  
*Cytherelloidea bisulcata* n. sp.  
*Cytherella mediasulcata* n. sp.  
*Cytherella* sp. 3

Foraminiferen: *Nodosaria* sp.  
(Pr. 20/1/7) *Lenticulina* sp.  
*Spiroloculina* sp.  
*Haplophragmoides* sp.  
agglut. Foraminiferen indet.

#### Profil Manaa

Ostrakoden: *Pontocyprilla* sp. 1  
(Pr. 3/2/7) *Pontocyprilla* sp. 2  
*Lophocythere* ? sp.  
*Cytherella* sp. 1  
*Cytherella* sp. 2

### 5. 3 Mittleres bis oberes Callovium

**Biostratigraphie:** Abgesehen von Bivalvenfaunen an der Formationsbasis (Kap. 5. 2) fand sich in der Garure-Formation keine bestimmbar Makrofauna. Die mikropaläontologische Untersuchung der Kalksteinproben lieferte aber eine Reihe verschiedener Foraminiferen und Dasycladaceen, anhand derer eine grobe stratigraphische Einstufung möglich ist (Abb. 24, 25, 26). Demnach wird der mittlere und obere Abschnitt der Garure-Formation dem mittleren bis oberen Callovium zugerechnet. Das Top bzw. die obersten Schichten der Formation werden in den Übergangsbereich oberes Callovium/unteres Oxfordium gestellt. Diese Annahme wird durch das stratigraphische Alter eines reichen Fossilhorizontes in der überlagernden Gadaare-Formation gestützt (Kap. 5. 4; Abb. 27). Während insbesondere die Profile Xabaal Garure und Manaa sich als relativ fossilreich erwiesen, lieferte das Profil Dhadhabo wesentlich weniger Fossildaten. Im wesentlichen bestätigten sich aber hier die aus den übrigen zwei Profilen gewonnenen Ergebnisse.

Zur regionalen stratigraphischen Korrelation dienen die Foraminiferen *Kurnubia palastiniensis* HENSON, *Nautiloculina oolithica* MOHLER, die Dasycladaceen *Acicularia elongata elongata* CAROZZI, *Holosporella siamensis* PIA, *Salpingoporella grudii* (RADOICIC) und die Hydrozoen-Art *Cladocoropsis mirabilis* FELIX. Von besonderer Bedeutung ist das Einsetzen

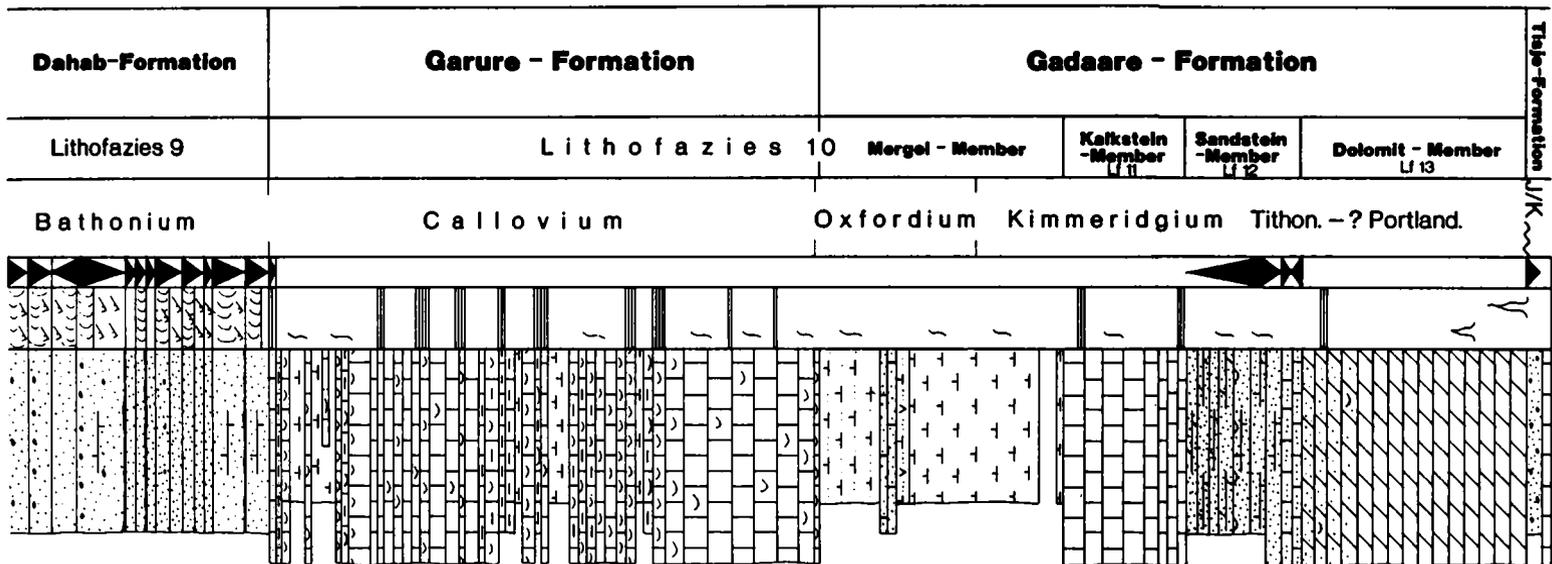
von *K. palastiniensis* in der oberen Garure-Formation. Die in Südeuropa, Nordafrika, Saudi Arabien und Ostafrika vorkommende Foraminifere ist ab dem mittleren Callovium bis zum oberen Portlandium nachgewiesen (JAFFREZO 1980). Aus Nordwest-Somalia (Bihendula Gebiet) erwähnt ABBATE et al. (1974) ein Vorkommen dieser Foraminifere zusammen mit *Pseudocyclamina lituus* (YOKOYAMA) im unteren Bereich des Sa Wer Limestone ("basal sub-unit"), die in das Callovium / Oxfordium gestellt wird. Eine geringere geographische Verbreitung wie *Kurnubia palastiniensis* weist *Salpingoporella grudii* auf. Sie ist hauptsächlich im mediterranen Raum verbreitet und reicht vom Oxfordium bis in die untere Kreide (BASSOULET et al. 1978). GOLLESTANEH (1974) beschrieb die Art aus dem Oxfordium des Iran. Auffällig ist das Auftreten von *Holosporella siamensis* nahe dem Top der Garure-Formation also wahrscheinlich im oberen Callovium. *H. siamensis* war bisher ausschließlich aus dem Intervall des oberen Aalenium bis mittleren Callovium vor allem aus Lokalitäten des Mittelmeerraumes bekannt (ELLIOTT 1983). *Cladocoropsis mirabilis* tritt hauptsächlich im mediterranen Raum auf (insbes. Südeuropa) und reicht hier vom oberen Dogger bis in das Tithon (JAFFREZO 1980). Noch nicht eindeutig erfaßt erscheint die stratigraphische Reichweite von *Acicularia elongata elongata*, die in den Profilen Xabaal Garure und Manaa in der mittleren und höheren Garure-Formation beobachtet wurde. Während die Unterart *Acicularia*

*el. aquitana* BOURULLEC & DELOFFRE charakteristisch für den unteren Jura ist, sind von *Acicularia el. elongata* Funde im oberen Jura und der unteren Kreide des Mittelmeerraumes bekannt (HITCHINGS 1990). Nach CHIOCHINI et al. (1979) tritt die Art oder eine nah verwandte Form schon im oberen Bathonium bis mittleren Callovium auf. *Nautiloculina oolithica* ist etwa ab 10 m über der Basis der Garure-Formation nachgewiesen. Aufgrund des Fossilhorizontes direkt im Liegenden (Kap. 5. 2) kann das Alter dieses Vorkommens mit unterem bis mittlerem Callovium angegeben werden. Die Verbreitung dieser Foraminifere in Europa (unteres Oxford- untere Kreide) (RAMALHO 1971) steht dazu im Widerspruch. Auch aus Somalia wird das Vorkommen von *N. oolithica* in Bohrproben (PRESTAT 1977) dem oberen Jura zugeordnet. Es gibt jedoch weitere Hinweise auf Vorkommen von *N. oolithica* im mittleren Jura. Es handelt sich um Funde in Bohrproben aus dem Callovium von Ägypten (EBEID 1974) und von der Basis und den

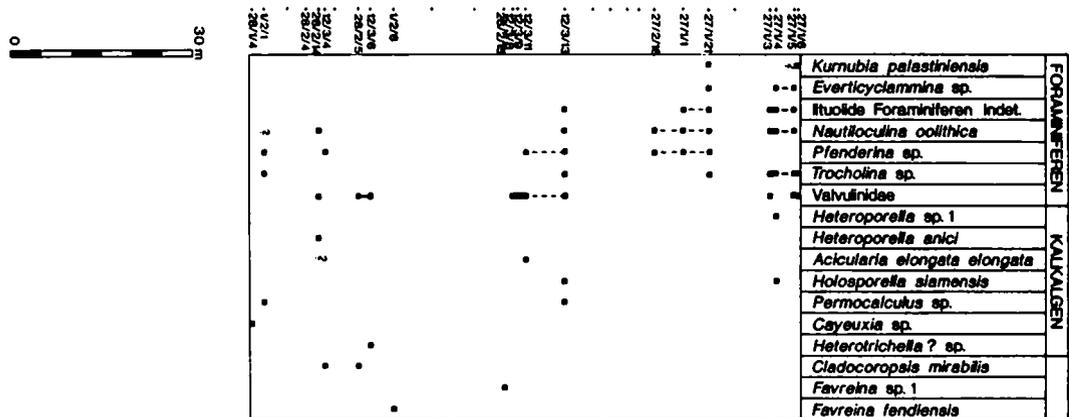
unteren Schichten des Sa Wer Limestone in Nordwestsomalien, die der Fossilführung ("Eligmus-Fauna") zufolge in das Bathonium/Callovium gestellt wurden (ABBATE et al. 1974). PICARD & HIRSCH (1987) erwähnen *Nautiloculina oolithica* aus der oberen Huni-Formation, die der Brachiopoden- und Pelecypodenfauna zufolge in das obere Bathonium gestellt wird.

**Biofazies:** Die Mikrofossilien der Garure-Formation, speziell die Foraminiferen *K. palastiniensis*, *N. oolithica*, *Pfenderina* sp., die übrigen Foraminiferen (v. a. Valvulinidae) und Dasycladaceen sowie die Hydrozoe *C. mirabilis* sind kennzeichnend für ein geschütztes flach bis offen lagunäres Milieu (PELISSE, PEYBERNES & REY 1984, FLÜGEL 1974, 1979, WRAY 1977). Auch die übrigen mikrofaziellen und sedimentologischen Merkmale deuten für den mittleren und oberen Bereich der Garure Formation auf eine Sedimentation in der flachen Lagune und Schelflagune bis zum Plattformrand (Profil Manaa) (vgl. Kap. 4. 5, 4. 9-11) hin.

		Profile: Xabaal Garure Dhadhabo Manaa			
		Verbreitung:			
Foraminiferen:	<i>Kumubia palastiniensis</i> HENSON	Cm - Po	+	+	+
	<i>Everticyclammina</i> sp.		+		+
	<i>Pseudocyclammina</i> sp.				+
	<i>Nautiloculina oolithica</i> MOHLER	C - Kru (Va)	+	+	+
	<i>Pfenderina</i> sp.		+	+	+
	<i>Trocholina</i> sp.		+		+
	Valvulinidae		+	+	+
Kalkalgen:	<i>Salpingoporella grudii</i> (RADOICIC)	O - Kru			+
	<i>Heteroporella</i> sp. 1		+		
	<i>Heteroporella</i> sp. indet.				+
	<i>Heteroporella</i> cf. <i>anici</i> (NIKLER & SOKAC)	Bto - Kr	+		
	<i>Cylindroporella</i> sp. 1				+
	<i>Cylindroporella</i> ? sp.				+
	<i>Acicularia elongata elongata</i> CARROZZI	Bto - Kru (Va)	+		+
	<i>Holosporella siamensis</i> PIA	Tro - Cm	+		
	<i>Permocalculus</i> sp.		+	+	
	<i>Cayeuxia</i> sp.		+	+	+
<i>Heterotrichella</i> ? sp.				+	
Hydrozoen:	<i>Cladocoropsis mirabilis</i> FELIX	Bto - Kro	+		+
Crustaceen-Pellets:	<i>Favreina fendiensis</i>	Dogger	+		
	<i>Favreina</i> sp. 1		+		
	<i>Favreina</i> sp. 2				+



XABAL GARURE



### DHADHABO

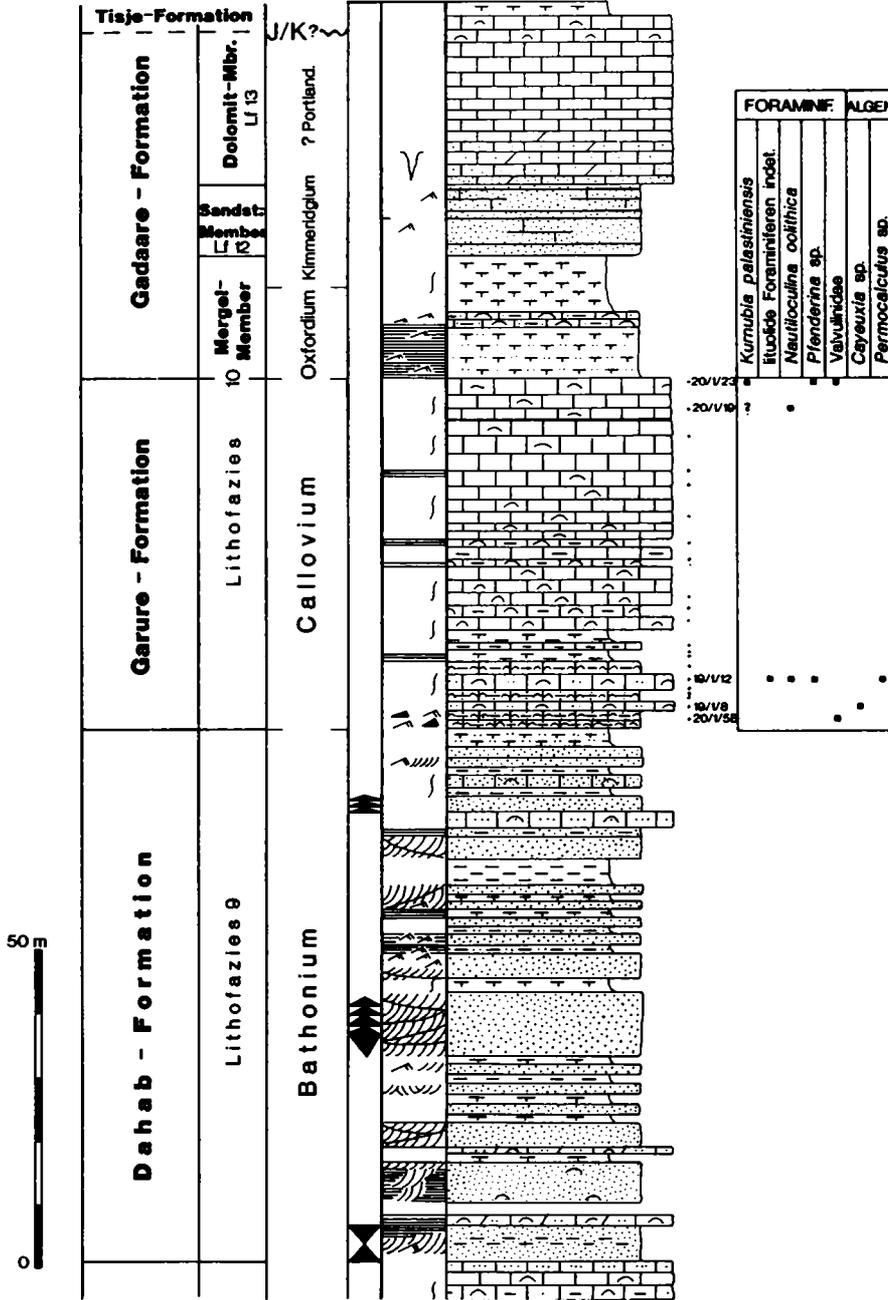


Abb. 25

Abb. 24, 25, 26: Lithologie und Stratigraphie der Garure-Formation und der Gadaare-Formation sowie die Verbreitung stratigraphisch wichtiger Fossilien in der Garure-Formation in den Profilen Xabaal Garure, Dhadhabo und Manaa.



des unteren Oxfordium bis zum mittleren Oxfordium auf (pers. Mitt. J. H. DELANCE). *Dorsoplicathyrus pelagica* ist nach Angaben von DELANCE für das Oxfordium in Europa leitend. *Lophrothyris euryptycha* tritt im oberen Jura von Kutch (Indien) auf und ist dort vorwiegend aus dem Dhosa Oolith (obere Chari Formation) bekannt (KITCHIN 1900), der der Ammonitenführung zufolge (*Transversarium*-Zone) in das untere bis mittlere Oxfordium gestellt wird (ARKELL 1956). Diese Art wurde außerdem im ? unteren Oxfordium von Madagaskar gefunden (COLLIGNON 1949). *Somalirhynchia africana* ist sowohl stratigraphisch als auch regional weit verbreitet. Im Raum Israel/Libanon sind Funde aus dem unteren Callovium bis zum oberen Oxfordium durch Ammonitenfunde belegt (PICARD & HIRSCH 1987). Aus dem ostafrikanischen und arabischen Raum werden von verschiedenen Autoren Vorkommen im oberen Callovium ("Divesian") und dem Oxfordium erwähnt: Somalia (WEIR 1929, MUIR-WOOD 1935, DIAZ-ROMERO 1931), Äthiopien, Harar Provinz (JABOLI 1959), Kenia, Mombasa (WEIR 1930), Yemen, Shuqra-Formation (BEYDOUN 1964). ABBATE et al. (1974) gibt Funde im Callovium in Nordwest-Somalia (Borama-Gebiet, unterer Bereich des Sa Wer Limestone) an. Nach MUIR-WOOD (1935) tritt *S. africana* bei Bihendula in den obersten Schichten des Bihen Limestone und im Gahodleh Shale (oberes Callovium-Oxfordium) auf. Ebenfalls für das obere Callovium und Oxfordium von Somalia kennzeichnend ist "*Terebratula*" *avalites*. Von "*Terebratula*" cf. *longisinuata* ist dagegen nur ein fragliches Exemplar aus dem mittleren Kimmeridge aus Westsomalia von MUIR-WOOD (1935) beschrieben. Während *Somalirhynchia bihendulensis* und *Somalirhynchia africana* var. *mesoloba* in Somalia ausschließlich im Oxfordium verbreitet sind, ist in Israel nach PICCARD & HIRSCH (1987) *S. bihendulensis* ausschließlich im Callovium und *S. africana* var. *mesoloba* im Callovium und im unteren Oxfordium nachgewiesen.

Die Ostrakodenfauna erlaubt eine engere Eingrenzung des stratigraphischen Alters. Zur überregionalen Korrelation wurden Arbeiten aus Israel (MAYNC 1966), Saudi Arabien (DEPECHE et al. 1987), Madagaskar (GREKOFF 1963) und Indien (NEALE & SINGH 1986) herangezogen. Aus Tansania liegen keine Ostrakodenfaunen des unteren und mittleren Oxfordium sondern ausschließlich aus dem höheren Oxfordium vor (BATE 1975). Die biostratigraphischen Angaben von DEPECHE et al. und GREKOFF stützen sich auf Ammonitenvorkommen. Vor allem *Afrocytheridea somaliensis* n. sp. könnte sich regional als biostratigraphisch wertvoll erweisen. Während Funde in Israel für diese oder eine nah verwandte Art auf eine Reichweite vom oberen Bathon bis in das obere Oxford

hindeuten, ist *A. africana* in Saudi Arabien lediglich im unteren Oxford gefunden worden. *Cytherella index* OERTLI kennzeichnet in Europa das Intervall vom oberen Callovium bis zum mittleren Oxfordium und wird in Israel vom ? oberen Callovium bis in das obere Oxfordium erwähnt. In Saudi Arabien ist die Art vom mittleren Callovium bis in das mittlere Oxfordium dokumentiert, und aus Ostafrika (Madagaskar) war bisher lediglich ein Vorkommen im unteren Callovium belegt. *Cytherella rannaensis* stammt aus Bohrkernmaterial aus der Region von Kutch (Indien), das der Foraminiferen-Zonierung zufolge in den Übergangsbereich Callovium/Oxfordium gestellt wird.

Die vorliegenden Pelecypoden (s. u.) sind überwiegend von relativ geringer stratigraphischer Bedeutung. Sie sind weltweit vom Bajocium bzw. Callovium bis zum Kimmeridgium verbreitet (HIRSCH 1980). Für *Lopha solitaria* (SOWERBY) werden von JABOLI (1959) ausschließlich Funde aus dem mittleren und oberen Oxfordium ("Lusitanien") bis ? unteren Kimmeridgium von Somalia und Äthiopien erwähnt. BEYDOUN (1964) gibt Funde in Yemen (Madbi-Formation, ob. Oxfordium bis Kimmeridgium) an. Die häufigsten Bivalven neben den Brachiopoden sind *Exogyra* ? *fourtaui* STEFANINI, *Lopha* sp., *Mytilus* (F.) *jurensis* (ROEMER) und *Modiolus imbricatus* (SOWERBY).

**Biofazies:** Die Biofazies der vorliegenden Fossilvergesellschaftung (Pr. 28/2/7) entspricht wie die der Fauna des unteren Callovium (Kap. 5.2) einem mäßig bis zumindest zeitweise hochenergetischen Milieu. Insgesamt deutet die makrobenthische Fossilvergesellschaftung auf das flache Subtidal einer offenen Karbonatplattform. Es herrschte vermutlich gut durchlichtetes Wasser bei einer maximalen Wassertiefe von 20 bis 30 Metern vor. Normalmarine Lebensbedingungen belegen u.a. die hohe Diversität der Brachiopodenfauna, die zahlreichen Terebratuliden sowie stenohaline Pelecypoden wie *Trigonia* sp., *Camptonectes* sp. und *Mactromya aequalis* AGASSIZ.

Die Brachiopodenvergesellschaftung kann anhand des überwiegenden Anteils der Gattung *Somalirhynchia* als typische "perireefal community" im Sinne von AGER (1965) bezeichnet werden (CHILDS 1969). Hierunter ist nach AGER eine Fauna aus vorwiegend grossen Rhynchonelliden zu verstehen, die bevorzugt in der Nähe riffbildender Korallen, d. h. im Vorriffbereich auftritt. Die beträchtliche Größe, eine kräftige Ausprägung des Wirbels und ein relativ großes Stielloch werden als Anpassung an relativ starke Wasserbewegung gedeutet. Die gute Erhaltung der meisten Exemplare von *S. africana* spricht gegen eine Umlagerung.

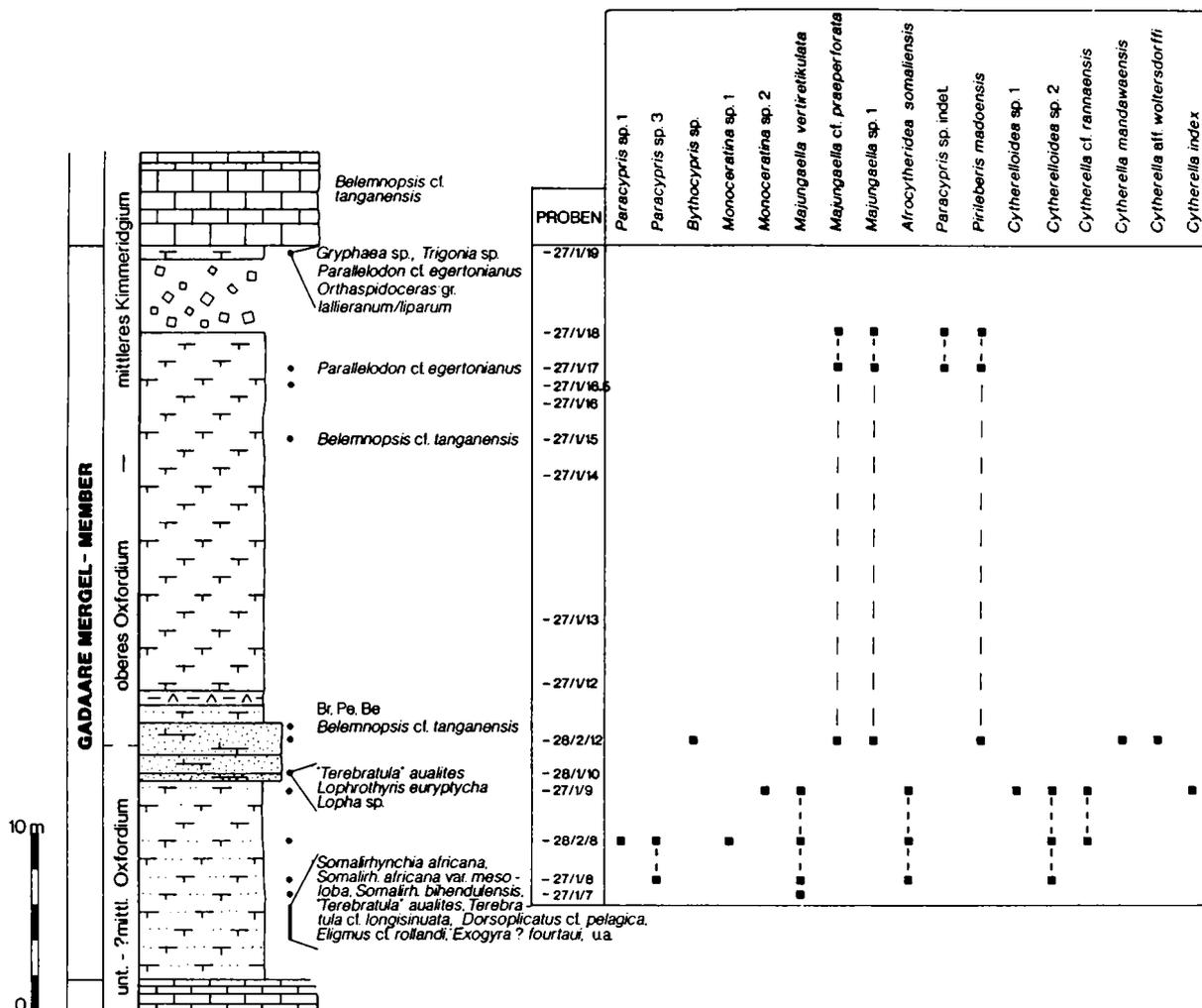


Abb. 27: Die Verbreitung der stratigraphisch wichtigen Makrofossilien und der Ostrakoden im Gadaare Mergel-Member im Profil Xabaal Garure.

Eine wesentlich geringere Artenzahl weist die Infauna und Semi-Infauna auf. Es handelt sich hauptsächlich um *Modiolus imbricatus* (SOWERBY) und *Mytilus (F.) jurensis* (ROEMER), die sehr individuenreich vertreten und häufig zweiklappig erhalten sind. Auf normalmarines, aber mäßig bewegtes Wasser deutet das Auftreten von hermatypischen, solitär lebenden Korallen (*Montlivaltia ? sp.*) (vgl. ZIEGLER 1983). Die häufigen Exemplare von *Exogyra cf. fourtaui* STEFANINI konnten vermutlich ebenfalls keine hohe Strömungsenergie ertragen. Bewuchs von inkrustierenden Organismen (Serpeln, Austern) oder Anbohrungen wurden selten beobachtet. Die gute Erhaltung insbesondere der dünnklappigen Zweiklapper wie *Mytilus* spricht dafür, daß es sich um eine autochthone Benthosassoziation handelt. Aufgrund des beträchtlichen Anteils an zementiert lebenden Formen (*Lopha cf. so-*

*litaria*, *Exogyra ? fourtaui*) muß der siltige Kalkmergel ein verhältnismäßig festes Substrat geboten haben. Ein übereinstimmendes Bild zur Fazies ergibt das Fossilmaterial aus den Schlämmpfunden. Häufig sind Echinidenstacheln und Holothurienfragmente. An Foraminiferen treten *Lenticulina sp.* und *Dentalina sp.* auf.

In den höheren Partien des unteren Mergel-Members deutet die Zusammensetzung der Ostrakodenfauna (Pr. 27/1/7 - 27/1/9) sowie das Auftreten normalmariner Pelecypoden (*Camptonectes sp.*) auf ein Fortdauern der offen marinen Bedingungen (Abb. 27). Das Verschwinden der typischen Flachwasserorganismen wie Korallen, Mytiliden sowie der Rhynchonelliden zum Hangenden kann am ehesten auf eine Vertiefung des Sedimentationsraumes d.h. eine transgressive Entwicklung in diesem stratigraphischen Bereich zurück-

geführt werden. Starke endobenthische Aktivität ist anhand des bioturbaten Sedimentgefüges belegt. Der Siltgehalt im Mergel geht zum Hangenden zurück.

Die Artenanzahl der Ostrakodenassoziation ist ähnlich hoch wie die der Fauna des unteren-mittleren Callovium (Pr. 20/1/7). Den Hauptanteil stellen *Majungaella vertiretikulata* n. sp., *Afrocytheridea somaliensis* n. sp. und *Cytherella* cf. *rannaensis* NEALE & SINGH 1986. Es dominiert deutlich *Majungaella vertiretikulata* n. sp. Dieses Verteilungsmuster ist wahrscheinlich nicht auf selektive Erhaltung verschiedener Arten zurückzuführen. In diesem Fall könnten die dünnen Klappen von *Cytherella* cf. *rannaensis* kaum so zahlreich vertreten sein. Als wichtig für die Deutung der hydrodynamischen Verhältnisse hat sich die Analyse der ontogenetischen Zusammensetzung der einzelnen Ostrakodenarten erwiesen. Von *Majungaella vertiretikulata* n. sp. konnten in sämtlichen vier beprobten Horizonten neben der adulten Form vier Juvenilstadien nachgewiesen werden. In dem Verteilungsmuster der einzelnen Wachstumsstadien entspricht die Ostrakodenvergesellschaftung einer niedrigerenergetischen Biozönose (sensu WHATLEY 1988). Ein ähnlich hoher Anteil an Jugendformen wurde auch bei *Afrocytheridea somaliensis* n. sp. und *Cytherella* cf. *rannaensis* beobachtet. Über die Salinitätstoleranz der am häufigsten vertretenen Ostrakoden können anhand der wenigen bisher bekannten Vorkommen keine genauen Angaben gemacht werden. Von *Afrocytheridea* ist aus Tansania sowohl eine Art in einem normalmarinen Horizont (*Afrocytheridea laevigata* BATE) als auch eine Art (*A. faveolata* BATE) in Vergesellschaftung mit brakischen Ostrakoden beschrieben (BATE 1975). Die Gattungen *Cytherella*, *Paracypris*, *Cytherelloidea* und *Monoceratina* vertragen nur geringe Salzgehaltsschwankungen im marinen bis brachyhalinen Bereich (OERTLI 1963b, OERTLI 1957, BRENNER 1976).

Etwa 10 Meter oberhalb der Formationsbasis ist ein 3 m mächtiger kalkiger Siltstein eingeschaltet. Er führt an der Basis (Pr. 28/ 1/10) eine gering diverse Fauna aus Terebratuliden ("*Terebratula*" *ualites*, *Lophrothyris euryptycha*) und einer individuenreichen großwüchsigen, grobrippigen Austernart (*Lopha* sp.). Die Klappen von *Lopha* sp. sind meist unvollständig

d. h. zerbrochen, was auf starke Wasserbewegung hinweist. Gegen eine Verflachung spricht aber das Auftreten einer Ostrakodenfauna und von Belemniten am Top dieses Siltsteins (Kap. 5.5). Es wurden auch keine sedimentologischen Hinweise auf eine Verflachung des Ablagerungsraumes gefunden. Entsprechend des verhältnismäßig hohen Quarzdetritusgehalts (ca. 15%) wird ein klastischer Einschub vom Festland infolge verstärkter Sedimentanlieferung vermutet (vgl. Kap. 3.2.5a).

#### Profile Dhadhabo und Manaa:

Im Profil Dhadhabo tritt im gleichen stratigraphischen Niveau (Abb.16) wie im Profil Xabaal Garure eine ähnlich zusammengesetzte aber geringer diverse Fossilgemeinschaft (Pr. 21/1/4) auf. Unter den Brachiopoden ist *Somalirhynchia africana* bei weitem am häufigsten. Daneben ist "*Terebratula*" *longisinuata* und wahrscheinlich *Ornithella* ? *douvillieri* vertreten. Die letztgenannte Art ist nach Angaben von J. H. DELANCE (pers. Mitt.) in Europa vom Top des unteren Oxfordium bis zum mittlerem Oxfordium bekannt. Die Pelecypodenfauna besteht hauptsächlich aus Exemplaren von *Exogyra* cf. *fourtaui*. Untergeordnet vertreten sind *Modiolus imbricatus*, *Ceratomyopsis* cf. *striata* und *Eligmus*. Ein ähnliches Bild ergibt sich bei der Mikrofauna, die sich aus wenigen Foraminiferen (*Lenticulina* sp.) zusammensetzt.

Im Profil Manaa zeigt der Fund einer hermatypischen Korallenkolonie normalmarine Bedingungen an (Abb.17). An Makrofauna wurden im unteren G. Mergel-Member lediglich Exemplare von *Somalirhynchia africana* var. *jordanensis* (NOETLING) (Pr. 11/2/6) aber keine Pelecypoden gefunden. An Mikrofossilien konnten ausschließlich wenige unbestimmbare Reste von Ostrakoden nachgewiesen werden. Die Ursache für die reduzierte Fossilführung in den Profilen Dhadhabo und Manaa ist unklar. Gegen ein stärker eingeschränktes marines Milieu als im Profil Xabaal Garure spricht das Auftreten einer Belemnitenfauna wenige Meter weiter im Hangenden bzw. im höheren Abschnitt des Mergel-Members (Kap. 5.5).

Profil Xabaal Garure

				Indien/ Madagaskar	Europa
				Israel/ Libanon	
Makrofauna:		Verbreitung:	Somalia		
(Pr. 28/2/7)					
Brachiopoden:	<i>Somalirhynchia africana</i> MUIR-WOOD (Tafel 8, Abb. 12-14)		Co-O	Cu-Oo	
	<i>Somalirhynchia africana</i> var. <i>mesoloba</i> MUIR-WOOD		O	Cu-Ou	
	<i>Somalirhynchia bihendulensis</i> MUIR-WOOD		O	Cu/Cm-Co	
	<i>Septirhynchia</i> cf. <i>numidiensis</i> MANCENIDO & WALLEY				
	<i>Dorsoplicathyris</i> cf. <i>pelagica</i> (ROLLIER)				O
	" <i>Terebratula</i> " <i>auaalites</i> STEFANINI		Co-O		
	" <i>Terebratula</i> " cf. <i>longisinuata</i> KRUMBECK		Km ?		
	<i>Lophrothyris euryptycha</i> (KITCHIN)			Ou-m	
Pelecypoden:	<i>Eligmus</i> cf. <i>rollandi</i> DOUVILLE				
	<i>Exogyra</i> ? <i>fourtaui</i> STEFANINI				
	<i>Lopha</i> cf. <i>solitaria</i> (SOWERBY)		Om-Ku ?		
	<i>Lopha</i> sp.				
	<i>Mytilus</i> (F.) <i>jurensis</i> (ROEMER)				
	<i>Modiolus imbricatus</i> (SOWERBY)				
	<i>Ceratomyopsis</i> cf. <i>striata</i> (D'ORBIGNY)				
	<i>Mactromya aequalis</i> AGASSIZ				
	<i>Camptonectes</i> sp.				
	<i>Trigonia</i> sp.				
Mikrofauna:				Indien	
(Pr. 27/1/7, 27/1/8, 28/2/8, 27/1/9)		Verbreitung:	Israel	S. Arabien	Madagaskar
Ostrakoden:	<i>Paracypris</i> sp. 1				
	<i>Paracypris</i> sp. 3				
	<i>Monoceratina</i> sp. 1				
	<i>Monoceratina</i> sp. 2				
	<i>Majungaella vertiretikulata</i> n. sp.				
	<i>Afrocytheridea somaliensis</i> n. sp.		? Bto-Oo	Ou	
	<i>Cytherelloidea</i> sp. 1				
	<i>Cytherelloidea</i> sp. 2				
	<i>Cytherella</i> cf. <i>rannaensis</i> NEALE & SINGH				? Co/Ou
	<i>Cytherella index</i> OERTLI		Co?-Oo	Cm-Om	Cu
Foraminiferen:	<i>Lenticulina</i> sp.				
	<i>Dentalina</i> sp.				

(Angaben zur stratigraphischen Verbreitung der Brachiopoden in: Somalia: MUIR-WOOD 1935, Israel/Libanon: PICARD/HIRSCH 1987, Indien: KITCHIN 1900, Madagaskar u. Europa: J.-H. DELANCE, pers. Mitt.. Angaben zur stratigraphischen Verbreitung der Ostrakoden in: Israel: MAYNC 1966, Saudi Arabien: DEPECHE et al. 1987, Madagaskar: GREKOFF 1963, Indien: NEALE & SINGH 1986)

### Profil Dhadhabo

Makrofauna:	Verbreitung:	Somalia	Israel/ Libanon	Europa
(Pr. 21/1/4)				
Brachiopoden:	<i>Somalirhynchia africana</i> MUIR-WOOD	Co - O	Cu - Oo	
	" <i>Terebratula</i> " <i>longisinuata</i> KRUMBECK	Km ?		
	<i>Ornithella</i> ? cf. <i>douvillei</i> (ROLLIER)			Ou-m
Pelecypoden:	<i>Exogyra</i> ? cf. <i>fourtaui</i> STEFANINI			
	<i>Lopha</i> sp.			
	<i>Modiolus imbricatus</i> (SOWERBY)			
	<i>Ceratomyopsis</i> cf. <i>striata</i> (D'ORBIGNY)			
Foraminiferen:	<i>Lenticulina</i> sp.			

### Profil Manaa

Makrofauna:	Verbreitung:	Somalia	Israel/ Libanon
(Pr. 11/2/6)			
Brachiopoden:	<i>Somalirhynchia africana</i>		
	var. <i>jordanica</i> (NOETLING)	Co ? - O	Co - Oo
	" <i>Terebratula</i> " cf. <i>longisinuata</i> KRUMBECK	Km ?	

(Angaben zur stratigraphischen Verbreitung der Brachiopoden s. o.)

### 5.5 Oberes Oxfordium bis mittleres Kimmeridium

**Biostratigraphie:** Die Fossilführung des oberen Gadaare Mergel-Members (Abb. 15-17, 27) ist im Vergleich zu der der Formationsbasis (Kap. 5.4) von geringerer Dichte und Diversität, lieferte aber wesentliche Daten zur Biostratigraphie. Die Schichtenfolge ist in das obere Oxfordium bis mittlere Kimmeridium zu stellen. In den tonigen Kalkmergeln wurden im Profil Xabaal Garure zum Teil in großen Mengen fragmentarisch erhaltene Belemnitenrostren gesammelt. Auch am Top des siltigen mergeligen Kalksteins im mittleren Bereich des Members (Pr. 28/2/12) fanden sich Belemnitenbruchstücke. Außerdem stammt aus dem obersten Bereich des G. Mergel-Members im Profil Xabal Garure ein Ammonitenfragment (27/1/19), das zu *Orthaspidoceras* gr. *lallieranum/liparum* (OPPEL) zu stellen ist (pers. Mitt. A. ZEISS). Die übrige Makrofauna besteht aus einer spärlichen Pelecypodenfauna. Sie umfaßt *Parallelodon* cf. *eger-tonianus* (STOLICZKA) und *Trigonia* sp. und *Gryphaea* sp.. Die mikropaläontologischen Untersuchungen lie-

ferten aus drei Horizonten im Profil Xabaal Garure (Pr. 28/2/12, 27/1/17, 27/1/18) artenarme Ostrakodenvergesellschaftungen. An Foraminiferen sind in diesen Proben *Lenticulina* sp. und *Dentalina* sp. vertreten. Daneben treten Fischzähne auf.

In den Profilen Dhadhabo und Manaa fanden sich im höheren Abschnitt des G. Mergel-Members neben den gleichen Belemnitenresten lediglich Exemplare von *Gryphaea* sp.. Die Mikrofauna im Profil Dhadhabo ist beschränkt auf die Foraminiferen *Dentalina* sp., *Nodosaria* sp. und die zum Teil (Pr. 20/1/22) in Massen auftretende *Lenticulina*. Im Profil Manaa wurde im oberen Abschnitt des Mergel-Members eine schlecht erhaltene Ostrakodenfauna (Pr. 11/2/2, 11/2/3, 11/2/14) nachgewiesen, die in ihrer Zusammensetzung mit derjenigen vom mittleren Abschnitt des Mergel-Members im Profil Xabaal Garure (Pr. 28/2/12) annähernd übereinstimmt. Unter den Foraminiferen dominiert hier ebenfalls stark *Lenticulina* sp., und es treten *Nodosaria* sp. und *Kumubia palastiniensis* HENSON auf. Außerdem wurden Echinoidenstacheln und Crinoidenstielglieder beobachtet.

Von den halben oder zu zwei Dritteln erhaltenen Belemnitenrostron aus den drei Profilen konnten in einigen Fällen Fragmente zu fast vollständigen Exemplaren zusammengesetzt werden. Aufgrund der weitgehenden Übereinstimmungen in der Form und den Maßen des Rostrums sowie der Form der Alveolarfurche und des Verlaufs der Apikallinie ist eine Zugehörigkeit oder nahe Verwandtschaft zu *Belemnopsis tanganensis* FUTTERER anzunehmen. Die vorliegenden Exemplare unterscheiden sich lediglich von den Lectotypen und Syntypen dieser Art (STEVENS 1963a) in dem etwas weniger spitz zulaufenden apikalen Abschnitts bzw. den leicht konvex divergierenden Seitenlinien in diesem Bereich des Rostrums. Daneben wurden einige Bruchstücke von Rostren anderer Belemnitenarten gefunden, die aber nicht näher bestimmt werden konnten.

*Belemnopsis tanganensis* tritt zusammen mit der *Belemnopsis orientalis-gerardi*-Gruppe verbreitet in Ostafrika, Somalia, Äthiopien und dem arabischen Raum vom oberen Oxfordium bis zum mittleren Kimmeridgium auf (STEVENS 1963, 1965, ARKELL 1956, WEIR 1929, DACQUE 1910, BEYDOUN 1964). Aus Nordwestsomalia sind Funde in dem Gahodleh Shale, Wanderer Limestone und dem Daghani Shale beschrieben (ARKELL 1956, SPATH 1935). ABBATE et al. (1974) geben Funde von Belemniten der " *Belemnopsis tanganensis* - Gruppe " aus dem oberen Bereich ("upper sub-unit") des Sa Wer Limestone an, der anhand der Ammonitenvorkommen in das obere Oxfordium bis untere Kimmeridgium gestellt wird. Geographisch ist *Belemnopsis tanganensis* begrenzt auf den Raum Südarabiens und Ostafrikas (Aden, Somalia, Äthiopien, Kenia, Tansania) und wird zur "Äthiopischen Provinz" (sensu STEVENS 1973) gerechnet. Sie umfaßt Ostafrika, Äthiopien, Somalia, Madagaskar und Kutch (Indien) und gilt als Teil der "Indo-Pazifischen Provinz" (STEVENS 1965). Funde von *B. tanganensis* aus Indien, Madagaskar, Indonesien und Nordwest-Australien sind fraglich (STEVENS 1963). Das Bruchstück von *Orthaspidoceras* gr. *lallieranum/liparum* (OPPEL) deutet auf unteres Mittelkimmeridge (*Acanthicum* - bzw. *Mutabilis* - Zone; pers. Mitt. A. ZEISS). Die beiden Arten *A. lallieranum* und *A. liparum* sind im mittleren Kimmeridge Äthiopiens verbreitet (ZEISS 1984).

*Parallelodon egertonianus* ist regional biostratigraphisch ebenfalls von Bedeutung. COX (1935 a,b) erwähnt Vorkommen im mittleren/oberen Oxfordium ("Argovian") in Indien sowie dem Kimmeridgium von Äthiopien, Arabien, Somalia und Ostafrika. Ein Fund im oberen Callovium ("Divesian") Somalias von STEFANINI (1925) wird von COX als sehr fragwürdig eingestuft. JABOLI (1959) gibt für die Art eine Verbrei-

tung in Nordsomalia vom Oxfordium bis zum Portlandium an. Nach MERLA (1949) tritt *P. egertonianus* in Äthiopien und in Somalia (Ogaden) im mittleren-oberen Oxfordium ("Lusitanien") oder im Kimmeridgium auf. Bei ABBATE et al. (1974) ist *P. egertonianus* aus dem oberen Bereich der Sa Wer Limestones im Bihendula Gebiet (Nordwest-Somalia) beschrieben. Die Ammoniten- und Belemnitenvorkommen ("*Belemnopsis tanganensis*-Gruppe") belegen für diesen Bereich oberes Oxfordium bis unteres Kimmeridgium (s. o.).

In der Ostrakodenassoziation vom Top des kalkigen Siltsteins (Pr. 28/2/12, Abb. 27) bilden *Majungaella* cf. *praeperforata* BATE, *Pirileberis madoensis* n. sp. und *Cytherella* cf. *mandawaensis* BATE den Hauptanteil. Häufig sind außerdem *Majungaella* sp. 1 und *Cytherella* aff. *woltersdorffi* OERTLI. Untergeordnet tritt *Bythocypris* sp. auf. In den Faunen aus dem oberen Bereich des G. Mergel-Members (Pr. 27/1/17, 27/1/18) ist das Artenspektrum auf *Majungaella* sp. 1, *M. cf. praeperforata*, *Pirileberis madoensis* und *Paracypris* sp. indet. reduziert. Von den genannten Arten haben sich *Majungaella* cf. *praeperforata*, *Cytherella* cf. *mandawaensis*, und *Cytherella* aff. *woltersdorffi* als stratigraphisch wichtig erwiesen. Während *M. praeperforata* und *C. mandawaensis* bisher ausschließlich aus dem mittleren/oberen Kimmeridgium von Tansania bekannt sind (BATE 1974), ist *Cytherella woltersdorffi* in Europa im mittleren Oxfordium ("Argovo-Rauracien") der Schweiz verbreitet (OERTLI 1959). *Majungaella* sp. 1 weist Ähnlichkeit auf mit *Majungaella kimeridgiana* BATE aus dem unteren Kimmeridgium von Tansania.

Somit treten Ostrakoden, die denen im mittleren bis oberen Kimmeridgium Tansanias nahe stehen, im Untersuchungsgebiet nachweislich früher d. h. im oberen Oxfordium oder unteren Kimmeridgium auf. Es könnte sich um Vorläufer der von BATE beschriebenen Arten handeln. Interessant ist in diesem Zusammenhang die Tatsache, daß die Ostrakodenfaunen des oberen Oxfordiums in Tansania und des Oxfordiums in Madagaskar sehr spärlich sind. BATE führt dies auf die schlechten Erhaltungsbedingungen in den überwiegend sandigen Fundschichten zurück. Für die Artenarmut im unteren Kimmeridgium vermutet er ungünstige Lebensbedingungen als Ursache. GREKOFF gibt für das Oxfordium normalmarine Sedimentation (Ammonitenvorkommen) an, geht aber auf die stark reduzierte Ostrakodenführung nicht ein. Die Ostrakodenfauna aus dem oberen Abschnitt des Mergel-Members im Profil Manaa (Pr. 11/2/2-4) kann aufgrund der fast übereinstimmenden Zusammensetzung biostratigraphisch mit derjenigen des Profils Xabaal Garure (Pr. 28/2/12) korreliert werden.

**Biofazies:** Im mittleren und oberen Mergel-Member ist in den drei Profilen sowohl das Endo- als auch das Epibenthos spärlich. Im Profil Xabaal Garure zeigt sich entsprechend der tonig-mergeligen Sedimentation ein Überwiegen von eingegrabenen bzw. halb eingegrabenen lebenden Pelecypoden wie *Trigonia* und *Parallelodon*. Die frei auf dem Sediment lebende *Gryphaea* war vermutlich gut an dieses sehr ruhige Milieu angepaßt. Die beiden erstgenannten stenohalinen Arten belegen neben den Belemnitenvorkommen vollmarine Sedimentation im tieferen Subtidal. Bioturbation wurde in den Mergeln regelmäßig beobachtet.

Wie für die Ostrakodenfaunen des unteren bis mittleren Oxfordiums (Kap. 5. 4) belegt der hohe Anteil an Klappen von Jugendformen in den drei vorliegenden Faunen aus dem Profil Xabaal Garure sehr geringe Wasserbewegung. Bei *Pirileberis madoensis* n. sp. wurden jeweils vier Juvenilstadien nachgewiesen. Während jedoch in Pr. 27/1/17 und 27/1/18 der relativ

ve Anteil der verschiedenen Altersstadien bei *P. madoensis* auf eine niedrigerenergetische Biozönose (sensu WHATLEY 1988) hindeutet, wurden in Pr. 28/2/12 im Verhältnis zu den juvenilen Individuen nur sehr wenige adulte Exemplare beobachtet. Es kann sich hier demnach um eine niedrigerenergetische Thanatozönose nach WHATLEY handeln. Ein auffällig geringer Anteil an adulten Gehäusen fand sich auch in der Pr. 27/1/18. Denkbar wäre ein Transport der Ostrakoden aus dem küstennahen Bereich durch einen Trübestrom oder kurzzeitig erhöhte Strömungsenergie. Sedimentologische Hinweise hierauf fanden sich in dem durchweg bioturbaten Siltstein im Profil Xabaal Garure in Form von normaler Gradierung. Die Zusammensetzung der Ostrakodenfauna entspricht einem normalen Salzgehalt. Die Gattungen *Majungaella* und *Pirileberis* sind in Madagaskar und Tansania kennzeichnend für normalmarine Assoziationen. *Paracypris* und *Bythocypris* sind bevorzugt im tieferen Subtidal des Schelfbereichs anzutreffen (VAN MORKHOVEN 1963).

		Profil Manaa Profil Dhadhabo		
		Profile: Profil Xabaal Garure		
		Verbreitung:		
<b>Makrofauna:</b> (Pr. 27/1/15, 27/1/19)				
Belemniten:	<i>Belemnopsis</i> cf. <i>tanganensis</i> FUTTERER (Tafel 8, Abb.15-25)	Oo - Km	+	+
Ammoniten:	<i>Orthaspidoceras</i> gr. <i>lallieranum/liparum</i> ( <i>O. aff. liparum</i> (OPPEL))	Km	+	
Pelecypoden:	<i>Parallelodon</i> cf. <i>egertonianus</i> (STOL.) <i>Trigonia</i> sp. <i>Gryphaea</i> sp.	O - Pt	+	+
			+	+
<b>Mikrofauna:</b> (Pr. 28/2/12, 27/1/17, 27/1/18, 11/2/2-4)				
Ostrakoden:	<i>Bythocypris</i> sp.		+	
	<i>Majungaella</i> cf. <i>praeperforata</i> BATE <i>Majungaella</i> sp. 1	Km/Ko	+	+
	<i>Pirileberis madoensis</i> n. sp.		+	+
	<i>Cytherella mandawaensis</i> BATE <i>Cytherella aff. woltersdorffi</i> OERTLI	Km/Ko Om	+	+
	<i>Paracypris</i> sp. indet.		+	
Foraminiferen:	<i>Lenticulina</i> sp.		+	+
	<i>Dentalina</i> sp.		+	
	<i>Nodosaria</i> sp.		+	+
	<i>Kurnubia palastiniensis</i> HENSON			+

## 5.6 Unteres (?) Tithonium

In den mikritischen Karbonaten des Gadaare Kalkstein-Members wurden lediglich einige unbestimmbare bruchstückhafte Abdrücke von Ammoniten, jedoch keine stratigraphisch signifikanten Mikro- und Makrofossilien gefunden (Kap. 4.13). Das überlagernde Sandstein-Member im Profil Xabaal Garure führt dagegen in seinem mittleren Bereich einen Ammonitenschillhorizont (Pr. 28/1/6A, Abb. 15). Es handelt sich um eine massenhafte Ansammlung von Gehäusebruchstücken wahrscheinlich einer Art, die größtenteils als Steinkern bzw. Abdruck erhalten sind. Ein Fragment eines großen Exemplares mit Schalenenerhaltung wurde als *Virgatosphinctes* aff. *rotundidoma* UHLIG bestimmt (Tafel 8, Abb. 3-5). *V. rotundidoma* ist kennzeichnend für das höhere Untertithon (vermutlich *Mendozanus*-Zone Südamerikas bzw. *Kobelli*-Zone Madagaskars (pers. Mitt. A. ZEISS)). Daneben treten untergeordnet Belemnitenrosten und Abdrücke von Holzresten auf.

Der Ammonitenschillhorizont wird als Bildung des Strand- oder Vorstrandbereichs gedeutet (Kap. 3.5). Die Fragmente sind nicht eingeregelt. Das abgebildete relativ große Exemplar ist ein Einzelfund. Die Größe der Gehäuse beträgt in der Regel weniger als fünf Zentimeter. Vermutlich unterlagen die größeren Exemplare einer stärkeren mechanischen Zerstörung. Das Auftreten von Holzresten deutet auf Süßwasser-Einfluß hin. Endobenthische Aktivität ist aufgrund der durchgehenden Bioturbationsspuren im Sandstein belegt.

## 5.7 Systematische Beschreibung der Ostrakoden

Die Taxonomie der meisten hier beschriebenen Arten wurde aus dem Treatise (BENSON et al. 1961) übernommen. Die taxonomische Einstufung der später eingeführten Gattungen richtet sich nach den Arbeiten der entsprechenden Autoren (GREKOFF 1963, BRAND & MALZ 1962, BATE & COLEMAN 1975, BATE 1975). Es wurden insgesamt 31 Arten und 14 Gattungen unterschieden. 10 dieser Arten konnten bereits bekannten Arten zugeordnet werden und 6 werden als neue Arten beschrieben. Bei den meisten Arten konnten interne Merkmale aufgrund der überwiegend schlechten Erhaltung und Sedimentumkrustung der Gehäuse zur Bestimmung nicht herangezogen werden.

## 5.7.1 Systematik

ORDNUNG: PODOCOPIDA G.W. MÜLLER 1894

Unterordnung: Podocopina SARS 1866

Überfamilie: Cypridacea BAIRD 1845

Familie: Paracyprididae SARS 1923

Unterfamilie: Paracypridinae SARS 1923

Gattung: *Paracypris* SARS 1866

Typusart: *Paracypris polita* SARS 1866

*Paracypris* sp. 1

(Taf. 1, Abb. 1)

**Material:** 10 Gehäuse

**Beschreibung:** Gehäuse in Lateral- und Dorsalansicht relativ schlank mit größter Höhe wenig vor der Gehäusemitte und der größten Breite bei etwa einem Drittel der Länge. Größte Länge kurz oberhalb des Ventralrandes. Vorderrand gleichmäßig gerundet. Dorsalrand gleichmäßig konvex. Ventralrand gerade. Hinterende spitz zulaufend. Die größere linke Klappe überlappt die rechte deutlich am hinteren Dorsalrand und leicht am Ventralrand. Der Umriß ist in Dorsalansicht lanzettförmig, d. h. im vorderen Drittel des Gehäuses deutlich konvex und in den hinteren zwei Dritteln schwach konvex.

**Maße** (in mm): Länge: 0,52 - 0,66 Höhe: 0,19 - 0,25

Länge/Höhe: 2,64 - 2,74

**Vergleich:** *Paracypris* sp. A in ROSENFELD et al. 1987 läuft in Lateralansicht zum Hinterende und in Dorsalansicht zum Vorderende weniger spitz zu. *Paracypris acris* OERTLI 1959 ist von der vorliegenden Art leicht durch das schmalere und spitzere zulaufende Hinterende und den konkaven Ventralrand zu unterscheiden. Bei *Paracypris* sp. B SCHMIDT 1955 ist der vordere Dorsalrand stärker konvex und der hintere Dorsalrand fällt gerade zum Hinterende ab. Bei *Paracypris* sp. C in KNITTER 1983 liegt die maximale Gehäusehöhe weiter vorn. *Paracypris projecta* PETERSON 1954 erreicht die größte Höhe bei halber Gehäuselänge und der Ventralrand ist konkav.

**Vorkommen:** Gadaare - Formation, unteres Mergel-Member, unteres - ? mittleres Oxfordium, Profil Xabaal Garure, Probe 28/2/8.

*Paracypris* sp. 2

(Taf. 1, Abb. 2)

**Material:** 4 Gehäuse

**Beschreibung:** Dorsalrand mäßig stark gewölbt. Größte Höhe bei etwa zwei Fünftel der Länge. Von diesem Punkt fällt der Dorsalrand nach vorn und nach hinten leicht konvex ab. Das Hinterende ist auf Höhe des Ventralrandes zugespitzt. Ventralrand hinten gerade und anteroventral leicht zum Vorderrand ansteigend. Vorderrand gleichmäßig gerundet. Gehäuse in Dorsalansicht annähernd elliptisch mit gleichmäßig konvexen Seiten.

**Maße** (in mm): Länge: 0,62 - 0,64    Höhe: 0,24 - 0,25  
Länge/Höhe: 2,56 - 2,58

**Vergleich:** Diese Art unterscheidet sich von *Paracypris* sp. 1 durch den abgeflachten, nach vorn fallenden vorderen Dorsalrand und den in Dorsalansicht ungefähr elliptischen Umriss mit gleichmäßig konvexen Seitenlinien. Bei *Paracypris* sp. B BATE 1975 ist der Vorderrand stumpf gerundet und der Dorsalrand stärker gewölbt. Bei *Paracypris* sp. B SCHMIDT 1955 ist der Dorsalrand stärker und im vorderen Abschnitt gleichmäßig konvex gewölbt. Die Unterscheidungskriterien zu *Paracypris acris* OERTLI sind der gerade Ventralrand und die geringere Zuspitzung des Hinterendes beim vorliegenden Material. *Paracypris ? semidisca* DREXLER 1958 weist einen leicht geschwungenen Ventralrand auf und ist in Dorsalansicht stärker konvex.

**Vorkommen:** Untere Garure - Formation, unteres Callovium, Profil Dhadhabo, Probe 20/1/7.

*Paracypris* sp. 3

(Taf. 1, Abb. 3)

**Material:** 4 Gehäuse

**Beschreibung:** Gehäuse in Lateralansicht und in Dorsalansicht sehr schlank mit zulaufendem, spitzem Hinterende. Dorsalrand gleichmäßig schwach gewölbt. Vorderrand eng gerundet. Ventralrand leicht konkav.

**Maße** (in mm): Länge: 0,51    Höhe: 0,21  
Länge/Höhe: 2,86

**Vergleich:** *Paracypris* sp. A BATE 1975 und *Paracypris* sp. B BATE 1975 haben einen stärker gewölbten Dorsalrand. Das gleiche gilt für *Paracypris acris* OERTLI 1959, bei der außerdem die größte Gehäusehöhe weit in der vorderen Gehäusehälfte liegt. Bei *Paracypris* sp. GUHA 1976 läuft das Hinterende weniger spitz zu.

**Vorkommen:** Gadaare - Formation, unteres Mergel-Member, unteres - ? mittleres Oxfordium, Profil Xabaal Garure, Proben 28/2/8, 27/1/8.

Gattung: *Pontocyprilla* LIUBIMOVA 1955

Typusart: *Bairdia harrisiana* JONES 1849

*Pontocyprilla* ? sp.

(Taf. 1, Abb. 5)

**Material:** 1 Gehäuse

**Beschreibung:** Dorsalrand stark gewölbt und bis auf eine leichte Abflachung im antero-dorsalen Bereich gleichmäßig konvex. Größte Höhe und größte Breite knapp vor Gehäusemitte. Ventralrand leicht konvex. Vorderrand gleichmäßig gerundet. Hinterrand bei etwa einem Viertel der Höhe schwach zugespitzt. Gehäuse in Dorsalansicht sehr schmal, lanzettförmig mit annähernd gerade zum Hinterende zulaufenden Seitenlinien.

**Maße** (in mm): Länge: 0,68    Höhe: 0,33  
Länge/Höhe: 2,1

**Vergleich:** Die Gattungszuordnung ist sehr fraglich, da lediglich ein relativ schlecht erhaltenes Gehäuse vorliegt und keine internen Merkmale vorliegen. Auf eine Zugehörigkeit zu *Pontocyprilla* deutet die Form des Dorsalrandes. Abweichungen ergeben sich beim Ventralrand, der bei der Gattung *Pontocyprilla* gerade bis schwach konkav ist. Der Dorsalrand ist stärker gewölbt als bei *Pontocyprilla* sp. BATE 1975. Der posteroventrale Rand ist im Gegensatz zu dem von *Pontocyprilla* sp. BATE nicht abgewinkelt sondern gleichmäßig gewölbt. Von *Pontocyprilla* sp. GREKOFF unterscheidet sich die vorliegende Art durch den schwächer konvexen Gehäuseumriss in Dorsalansicht, das wenig über dem Ventralrand zugespitzte Hinterende und den annähernd gleichmäßig konvexen Dorsalrand. Bei *Paracypris* ? 2041 GREKOFF 1963 ist das Hinterende nicht zugespitzt. *Paracypris* ? sp. A

SCHMIDT 1955 hat einen konkaven Ventralrand. Bei *Paracypris* ? sp. A OERTLI 1959 ist der Dorsalrand geringer gewölbt.

**Vorkommen:** Untere Garure - Formation, unteres Callovium, Profil Dhadhabo, Probe 20/1/7.

*Pontocyprilla* sp. 1

(Taf. 1, Abb. 6)

**Material:** 6 Klappen und 3 Gehäuse

**Beschreibung:** Gehäuse in Seitenansicht relativ schmal; in Dorsalansicht sehr schmal, lanzettförmig mit leicht konvexen gleichmäßigen Seitenlinien. Vorderer Dorsalrand annähernd gerade und gegen das stumpf gerundete Vorderende schwach abgewinkelt; Hinterer Dorsalrand bei gleichmäßiger Rundung zum Hinterende abfallend. Hinterende bei etwa einem Drittel der Höhe leicht zugespitzt. Ventralrand gerade bis leicht konkav. Größte Höhe wenig vor der Mitte, bei etwa zwei Fünftel der Länge; größte Breite in der Mitte.

**Maße** (in mm): Länge: 0,65 - 0,75 Höhe: 0,28 - 0,31  
Länge/Höhe: 2,3 - 2,5

**Vergleich:** *Pontocyprilla suprajurassica* OERTLI 1959 läßt sich von der beschriebenen Art unterscheiden durch den im anterodorsalen Bereich stärker abgewinkelten Vorderrand, den mehr konvexen Umriß in Dorsalansicht und die geringere Gehäusegröße. Im Vergleich zu *Pontocyprilla* sp. GUHA 1976 ist der Dorsalrand bei der vorliegenden Art etwas stärker gewölbt und das Hinterende deutlicher zugespitzt. Gegenüber *Paracypris* ? sp. A SCHMIDT 1955 ist *Pontocyprilla* sp. 1 deutlich schlanker, d. h. der Dorsalrand ist wesentlich geringer gewölbt. *Paracypris* sp. A OERTLI 1959 ist am hinteren Dorsalrand stärker gewölbt und der Ventralrand ist gerade.

**Vorkommen:** Untere Garure - Formation, unteres Callovium, Profil Manaa, Probe 3/2/7.

*Pontocyprilla* sp. 2

(Taf. 1, Abb. 7)

1963 - *Paracypris* ? 2041 - GREKOFF: p. 1723, pl. 1, figs. 19, 21.

**Material:** 3 Individuen

**Beschreibung:** Gehäuse am Dorsalrand deutlich gewölbt. In Dorsalansicht annähernd flach rhomboidisch mit fast gerade zulaufenden Seitenlinien. Vorderer Dorsalrand abgeflacht und gegen den Vorderrand abgewinkelt; hinterer Dorsalrand bei gleichmäßiger Rundung deutlich zum eng gerundeten Hinterende abfallend. Vorderrand stumpf gerundet. Ventralrand gerade. Maximale Gehäuselänge bei etwa einem Drittel der Höhe; größte Höhe knapp vor der Mitte; größte Breite in der Mitte.

**Maße** (in mm): Länge: 0,67 - 0,73 Höhe: 0,33 - 0,35  
Länge/Höhe: 2,0;2,1

**Vergleich:** Das vorliegende Material weist aufgrund des stumpfen Hinterendes und der Form des Dorsalrandes eine größere Ähnlichkeit zu der Gattung *Pontocyprilla* als zu *Paracypris* auf. Die vorliegende Art entspricht in Bezug auf die Gehäusegestalt sowohl in Lateralansicht als auch in Dorsalansicht weitgehend *Paracypris* ? 2041 GREKOFF. *Paracypris* ? 2041 ist zwar etwas größer, hat aber dasselbe Verhältnis von Länge zu Höhe. Von *Pontocyprilla* sp. BATE 1975 ist die hier beschriebene Art anhand des stärker gewölbten und gleichmäßigen Dorsalrandes zu unterscheiden. *Paracypris* ? sp. A SCHMIDT 1955 hat einen konkaven Ventralrand und in Seitenansicht ein etwas spitzeres Hinterende.

**Vorkommen:** Unteres Callovium, Madagaskar, GREKOFF 1963. Untere Garure - Formation, unteres Callovium, Profil Manaa, Probe 3/2/7.

Überfamilie: Bairdiacea SARS 1888

Familie: Bairdiidae SARS 1888

Unterfamilie: Bairdiinae SARS 1923

Gattung: *Bythocypris* BRADY 1880

Typusart: *Bythocypris reniformis* BRADY 1880

*Bythocypris* sp.

(Taf. 1, Abb. 8)

**Material:** 1 Gehäuse

**Beschreibung:** Dorsalrand stark gewölbt mit leicht konkavem antero - und posterodorsalem Abschnitt.

Größte Höhe in Gehäusemitte. Ventralrand gerade. Vorderrand etwa auf halber Höhe und Hinterrand bei etwa einem Drittel der Höhe schräg "abgeschnitten" und dadurch gegen den Dorsalrand abgewinkelt. Gehäuse in Dorsalansicht gering konvex und annähernd lanzettförmig mit größter Breite bei etwa zwei Fünftel der Länge.

**Maße** (in mm): Länge: 0,70 Höhe: 0,29  
Länge/Höhe: 2,28

**Vergleich:** Die vorliegende Art ist im Vergleich zu *Bythocypris ambitruncata* PETERSON in Dorsalansicht geringer konvex und der Dorsalrand ist schwächer gewölbt. *Bythocypris* sp. A BATE 1975 und *Bythocypris* sp. B BATE 1975 differieren vom beschriebenen Material deutlich durch den stärker gewölbten und in der Mitte abgewinkelten Dorsalrand. Bei *Paracypris*? 2041 in GREKOFF 1963 fällt der hintere Dorsalrand gerade ab und Vorder- und Hinterrand sind eng gerundet.

**Vorkommen:** Gadaare-Formation, oberes Mergel-Member, oberes Oxfordium, Profil Xabaal Garure, Probe 28/2/12.

Überfamilie: Cytheracea BAIRD 1850

Familie: Cytheruridae G.W. MÜLLER 1894

Unterfamilie: Cytherurinae G.W. MÜLLER 1894

Gattung: *Procytherura* (WHATLEY 1970)  
BATE & COLEMAN 1975

Typusart: *Procytherura tenuicostata* WHATLEY 1970

*Procytherura* sp.

(Taf. 1, Abb. 4)

**Material:** 3 Gehäuse

**Beschreibung:** Gehäuse in Lateralansicht suboval mit domförmigem Kaudalfortsatz auf halber Gehäusehöhe. Gehäuseumriß in Dorsalansicht schwach konvex und annähernd elliptisch mit schmalem, spitz zulau fendem Vorder- und Hinterrand. Größte Höhe bei etwa zwei Fünftel der Länge; größte Breite knapp hinter der Mitte. Ventralrand vorn schwach konvex und in der hinteren Gehäusehälfte unter konvexer Rundung zum Hinterrand ansteigend. Dorsalrand leicht konvex und fließend in Vorderrand übergehend; Übergang zum Hin-

terränd durch kurze schräge "Abstufung" gekennzeichnet. Vorderrand gleichmäßig breit gerundet. Angaben zur Ornamentierung sind wegen der schlechten Erhaltung des Materials nicht möglich.

**Maße** (in mm): Länge: 0,35; 0,33 Höhe: 0,17  
Länge/Höhe: 1,94 - 2,06

**Vergleich:** Aufgrund der geringen Gehäusegröße der beschriebenen Exemplare handelt es sich hier vermutlich um Juvenilformen von *Procytherura*. Die von BATE (1975) beschriebenen Jugendformen von *Procytherura aerodynamica* BATE 1975 sind in Dorsalansicht stärker konvex.

**Vorkommen:** Untere Garure-Formation, unteres Callovium, Profil Dhadhabo, Probe 20/1/7.

Familie: Bythocytheridae SARS 1926

Gattung: *Monoceratina* ROTH 1928

Typusart: *Monoceratina ventrale* ROTH 1928

*Monoceratina* sp. 1

(Taf. 1, Abb. 10, 11)

**Material:** 3 Gehäuse

**Beschreibung:** Gehäuse in Seitenansicht annähernd trapezförmig; in Dorsalansicht stark konvex mit kurzen seitlich verengtem Randzonen am Vorder- und Hinterrand. Größte Breite bei halber Gehäuselänge; maximale Länge etwas über der Mitte. Vorderer Ventralrand und Dorsalrand parallel. Dorsalrand sehr gering konvex. Ventralrand in der vorderen Gehäusehälfte leicht konkav und hinten bei deutlich konvexer Rundung zum Hinterrand steil ansteigend. Hinterrand in Form eines stumpf gerundeten Kaudalfortsatzes bei etwa drei Viertel der Höhe (v. u.) leicht zugespitzt. Vorderrand breit gerundet und infrakurvat (sensu LÜTTIG). Die Lateralfäche ist ventral bauchig erweitert. Der überhängende ventrale Teil der Aufwölbung ist durch Längsrippen ornamentiert. Wenig vor der Mitte verläuft eine ventral gerichtete, zentrale Muskelfurche bis auf etwa halbe Höhe.

**Maße** (in mm): Länge: 0,55 Höhe: 0,23  
Länge/Höhe: 2,48

**Vergleich:** *Monoceratina* sp. 1 unterscheidet sich von *Monoceratina* sp. A BATE 1975 durch das kleinere Gehäuse und die Konkavität am vorderen Ventralrand. Bei *Monoceratina* sp. B ROSENFELD et al. 1987 verläuft der Dorsalrand stark konvex und der Kaudalfortsatz biegt nach oben um. Das gleiche gilt für *Monoceratina* 129 GREKOFF 1963, bei der außerdem die ventrolaterale Gehäuseerweiterung in einem flügelartigen Fortsatz mündet.

**Vorkommen:** Gadaare-Formation, unteres Mergel-Member, unteres - ? mittleres Oxfordium, Profil Xabaal Garure, Probe 28/2/8.

*Monoceratina* sp. 2

(Taf. 1, Abb. 12-14)

**Material:** 1 Gehäuse

**Beschreibung:** Gehäuse in Lateralansicht annähernd kurz- trapezförmig mit ausgeprägtem Kaudalfortsatz; in Dorsalansicht stark konvex mit breitem seitlich verengtem Hinterrand und schmalem seitlich verengtem Vorderrand. Größte Breite bei etwas weniger als zwei Drittel der Gehäuselänge; größte Höhe wenig vor der Mitte; größte Länge auf halber Höhe. Dorsalrand sehr gering konvex und schwach nach hinten abfallend. Vorderrand breit gerundet und infrakurvat (sensu LÜTTIG). Ventralrand kurz vor der Mitte leicht konkav und bei zwei Drittel der Länge unter deutlicher Rundung steil zum Hinterende ansteigend. Hinterende durch Kaudalfortsatz wenig unterhalb des Dorsalrandes deutlich zugespitzt. Die Lateralfäche ist ventral deutlich erweitert; die breite Aufwölbung mündet ventral in einem durch feine Längsrippen verzierten Kiel, der die Ventralfläche überragt.

**Maße** (in mm): Länge: 0,47 - 0,5      Höhe: 0,25

Länge/Höhe: 1,84

**Vergleich:** Die Unterschiede zu *Monoceratina* ? sp. OERTLI 1957a bestehen in dem deutlicher zugespitzten Kaudalfortsatz, der stärkeren seitlichen Gehäuseerweiterung und der Berippung der Ventralfläche. *Monoceratina* sp. A ROSENFELD et al. 1987 läßt sich durch den längeren Kaudalfortsatz und die schwächer ausgeprägte ventrolaterale Aufwölbung unterscheiden.

**Vorkommen:** Gadaare-Formation, unteres Mergel-Member, unteres - ? mittleres Oxfordium, Profil Xabaal Garure, Probe 27/1/9.

Bythocytheridae indet. gen. et sp.

(Taf. 1, Abb. 9)

**Material:** 2 Gehäuse

**Beschreibung:** Gehäuse in Lateralansicht annähernd rechteckig mit spitz zulaufendem Kaudalfortsatz knapp unterhalb des Dorsalrandes; in Dorsalansicht stark konvex mit kurzer verengter Randzone am Vorderende und deutlicher Zuspitzung zum Hinterende mit konkav konvergierenden Seitenlinien. Größte Breite etwa in Gehäusemitte. Dorsalrand gerade und parallel zum Ventralrand. Vorderrand gleichmäßig breit gerundet. Ventralrand leicht konvex mit schräg zum Hinterende ansteigendem, kurzem posteroventralem Abschnitt. In der Mitte erstreckt sich eine schmale vertikale Furche vom Dorsalrand bis auf halbe Gehäusehöhe.

**Ornamentierung:** Sehr stark ausgeprägt durch kräftige Tuberkel und eine lateral weit herausragende ventrolaterale flügelartige Erweiterung. Von den Tuberkeln befindet sich einer am hinteren Dorsalrand, der zweite im vorderen Gehäuseabschnitt wenig über der Mitte und der dritte liegt als Ansatzstelle des ventrolateralen Fortsatzes unterhalb des dorsalen Tuberkels knapp unter der Mitte. Die zunächst schmale Rippe bildet einen in Richtung Ventralrand konvexen Bogen und verflacht abrupt bei etwa zwei Drittel der Gehäuselänge. Auf der Ventralfläche sind pro Klappe zwei reliktsch erhaltene longitudinale Leisten erkennbar.

**Maße** (in mm): Länge: 0,49      Höhe: 0,22

Länge/Höhe: 2,18

**Vergleich:** Die Zuordnung zu den Bythocytheridae stützt sich auf den Gehäuseumriß in Lateral- und Dorsalansicht, insbesondere auf den ausgeprägten Kaudalfortsatz, die flügelartigen Gehäuseerweiterung im Ventrolateral-Bereich und die zentrale Muskeifurche in der oberen Gehäusehälfte. Dagegen ist eine Verwandtschaft zur Gattung *Ortonotacythere* wegen des Fehlens von Augenknoten auszuschließen. *Looneyella africana* BATE 1975 läßt sich von dieser Form deutlich durch den stumpf endenden Kaudalfortsatz, die retikuläre Ornamentierung und die Anwesenheit von vier Tuberkeln und eines Augenknotens unterscheiden.

**Vorkommen:** Untere Garure-Formation, unteres Callovium, Profil Dhadhabo, Probe 20/1/7.

Unterfamilie: Progonocytherinae  
SYLVESTER-BRADLEY 1948

Gattung: *Majungaella* GREKOFF 1963

Typusart: *Majungaella perforata* GREKOFF 1963

*Majungaella vertireticulata* n. sp.

(Taf. 4, Abb. 14-16; Taf. 5, Abb. 1-13)

**Holotypus:** Pr. 27/1/7: Ap 68/9, linke Klappe, Männchen (Tafel 5, Abb. 14).

**Paratypoiden:** Pr. 27/1/7: Ap 68/7,13, 78/9, 79/4,6,25, 29, 81/21,22,25 und 56 weitere Klappen u. Gehäuse.

**Derivatio nominis:** vertikal (lat.: senkrecht), reticulum (lat.): Netz. Bezogen auf die retikuläre Ornamentierung mit vertikal und konzentrisch verlaufenden Rippen.

**Locus typicus:** Profil Xabaal Garure, ca. 30 Km südwestlich Bosaso, östliches Ahl Mado, Nordsomalia (H 11 01'32"/R 49 05' 48").

**Stratum typicum:** Gadaare - Formation, Unteres Mergel-Member, 4,5 m-10,4 m über Formationsbasis, unteres - ? mittleres Oxfordium, Proben 27/1/7, 27/1/8, 28/2/8, 27/1/9 (s. Abb. 27).

**Diagnose:** Eine *Majungaella*-Art mit Netzskulptur im zentralen Bereich der Lateralfäche durch vertikal verlaufende Rippen und feine horizontale Querleisten sowie mit konzentrisch ausgerichteter Netz- bis Grübchenskulptur im randlichen Bereich der Lateralfäche. Auffällige Merkmale des Gehäuses sind vor allem der sehr schmal abgesetzte Vorder- und Hinterrand und das Fehlen einer ventralen Schalenwölbung.

**Beschreibung:** Gehäuse der Weibchen in Seitenansicht abgerundet trigonal und die der Männchen annähernd oval; in Dorsalsicht annähernd elliptisch mit gleichmäßig konvexen Seiten. Größte Länge bei halber Höhe; größte Höhe bei etwa einem Drittel der Länge; größte Breite in der Gehäusemitte (Männchen) oder kurz dahinter (Weibchen); maximale Gehäuseaufwölbung bei etwa einem Drittel der Höhe (v. u.).

Linke Klappe größer als rechte und letztere dorsal, ventral und hinten überragend. Rechter Dorsalrand gerade; linker Dorsalrand konvex im mittleren Schloßbereich und leicht konkav im vorderen und hinteren Schloßbereich. Vorderrand breit gerundet, anterodorsal abgeflacht (infrakurvat sensu LÜTTIG) und fließend

in den Dorsalrand übergehend. Ventralrand insgesamt konvex mit leicht konkavem Abschnitt im vorderen Drittel; hinterer Ventralrand von der Gehäusemitte an deutlich nach hinten ansteigend. Hinterrand auf halber Höhe spitz zulaufend und dies bei der rechten Klappe deutlicher als bei der linken Klappe. Während links der posterodorsale Abschnitt schräg verläuft und der posteroventrale Rand unter deutlicher Rundung ansteigt, ist das Ende der rechten Klappe annähernd dreieckig geformt mit schrägem posterodorsalem und etwas flacher ansteigendem posteroventralem Rand. Der deutliche hintere Dorsalwinkel beträgt 35 bis 45 Grad. Der Vorderrand weist eine relativ schmale lateral verengte, glatte Randzone auf. Der Hinterrand ist nicht abgesetzt.

**Ornamentierung:** Im zentralen und dorsalen Bereich der Oberfläche deutliche Netzskulptur; in den peripheren Bereichen und im ventrolateral-Bereich feinere Netz- bis Grübchenskulptur. Entlang des Dorsal- und Ventralrandes erstrecken sich schmale nicht ornamentierte Randzonen. Auch der anteroventrale Bereich (Mundregion) ist glatt oder weist nur wenige feine Grübchen auf. Die dicht stehenden Grübchen sind im peripheren Bereich der Oberfläche in konzentrischen und mehr oder weniger parallel zum Ventral-, Vorder- und Hinterrand verlaufenden Reihen angeordnet. Die Reihen divergieren von einem Bereich kurz hinter dem vorderen Dorsalwinkel. Von den Rändern zum zentralen Schalenbereich erfolgt eine deutliche Zunahme in der Größe der Grübchen und der Stärke der Rippen bei zunehmend vertikaler Ausrichtung der Rippen. Im zentralen retikulierten Bereich werden die Reihen von schmalen vertikalen Rippen begrenzt. Am Vorderrand einer rechten Klappe wurden Randzähne beobachtet.

**Schloß:** Entomodont: Mittleres Schloßelement der rechten Klappe crenulat mit 14 kleineren, länglichen Einkerbungen im posteromedianen Teil und 6 bis 7 etwas größeren, rundlichen Einkerbungen im antero-medianen Teil der Schloßfurche. Vorderer Bereich des Mittelschlusses auf der Ventralseite durch Schalenverdickung verstärkt. Vorderes Schloßelement der rechten Klappe mit 5 kräftigen Zähnen. Dorsalrand der vorderen Zahnplatte bei den ersten beiden Zähnen stark erhöht und dadurch den vorderen Abschnitt der Zahnplatte deutlich überragend, der nach vorn leicht abfällt. Hintere Zahnplatte der rechten Klappe in 6 ähnlich kräftige Zähne gekerbt, im Bereich des zweiten und dritten Zähns leicht erhöht und nach vorn schwach abfallend.

**Zentrale Muskelnarben:** Eine vertikale, leicht sinusförmige Reihe aus vier rundlichen Adduktor-Narben, eine ovale anterodorsale Vordernarbe und eine runde anteroventrale Mandibular-Narbe. Innenlamelle: Mäs-

sig breit mit kräftigem peripherem Saum. Innenrand und Verwachsungslinie hinten und ventral zusammenfallend. Am Vorderrand sehr schmales Vestibulum.

**Sexualdimorphismus:** Deutlich. Männchen wesentlich länger und schlanker als Weibchen, Weibchen in Dorsalansicht stärker konvex und maximale Breite gegenüber Männchen etwas weiter hinten.

Maße (in mm):	Länge:	Höhe:	Länge/Höhe:
Weibchen:	0,62 - 0,69	0,39 - 0,44	1,45 - 1,69
Männchen:	0,78 - 0,85	0,39 - 0,44	1,86 - 2,18

**Vergleich:** Das Muster der Retikulation weist auffällige Ähnlichkeit zu der einiger *Praeschuleridea*-Arten wie z. B. *P. ornata* (BATE 1963 b) und *P. gallemanica* MALZ 1966 auf. Diese Übereinstimmung ist offensichtlich das Ergebnis einer konvergenten Entwicklung. Die Kriterien für eine Zuordnung zu *Majungaella* sind neben der Gehäuseornamentierung vor allem das entomodonte Schloß und die Ausbildung und Anordnung der Aduktor- und Mandibularnarben. Bezüglich der internen Merkmale treten jedoch auch geringere Abweichungen zu den übrigen *Majungaella*-Arten auf. Diese bestehen in der geringen Größendifferenz der antero- und posteromedianen Einkerbungen des Mittelschlusses und dem in Seitenansicht herausragenden hinteren Abschnitt der vorderen Zahnplatte. Nach den äußeren Kriterien weicht die vorliegende *Majungaella*- Art vor allem durch das Fehlen einer ventrolateralen Schalenaufwölbung und einer ventralen Berippung ab.

Darüber hinaus unterscheidet sie sich von *Majungaella perforata* GREKOFF 1963, *Majungaella nematis* GREKOFF 1963 und von *Progonocythere (Majungaella) retikulata* DINGLE & KLINGER 1972 durch die vertikal verlaufenden Rippen. Bei diesen Arten sind die Rippen auch im zentralen Oberflächenbereich konzentrisch angeordnet; der Vorder- und Hinterrand sind breiter abgesetzt. Die Anzahl der Einkerbungen im medianen Schloßteil ist bei den beiden erstgenannten Arten geringer. *Majungaella praeperforata* BATE 1975 ist größer und ist Dorsalansicht stärker konvex gewölbt. Die Randzone des Vorder- und Hinterrandes ist breiter und deutlicher abgesetzt. Die Ventralfläche ist durch zwei deutliche randparallele Rippen gekennzeichnet, und die Oberfläche ist durch Grübchen skulpturiert. *Progonocythere stilla* var. *punctata* REGNIER 1955 ist in Dorsalansicht wesentlich stärker konvex, besitzt kaum abgesetzte Randzonen, und der Hinterrand ist stärker abgerundet. Die Anzahl der Einkerbungen im medianen Schloßteil ist deutlich geringer.

**Vorkommen:** Gadaare-Formation, unteres Mergel-

Member, unteres - ? mittleres Oxfordium, Profil Xa-baal Garure, Proben 27/1/7, 27/1/8, 27/1/9, 28/2/8 (Abb. 27).

*Majungaella cf. praeperforata* BATE 1975

(Taf. 4, Abb. 5-13)

? 1975 - *Majungaella praeperforata* n. sp. - BATE: p. 182; pl. 3, figs. 4-6, 8-10; pl. 4, figs. 1-3; text-fig. 6.

**Material:** 9 Klappen und 4 Gehäuse

**Beschreibung:** Die Art ist in Seitenansicht abgerundet dreieckig und ventrolateral aufgewölbt; in Dorsalansicht annähernd oval mit deutlich verengten Randzonen. Größte Länge bei oder wenig unterhalb der Gehäusemitte; maximale Höhe am vorderen Dorsalwinkel, kurz vor der Mitte: beim Weibchen bei etwa zwei Fünftel, beim Männchen bei einem Drittel der Länge; maximale Breite in der Mitte.

Linke Klappe größer als rechte und über letztere am Dorsalrand deutlich und am übrigen Rand bis auf einen kurzen Abschnitt am Hinterende leicht übergreifend. Dorsalrand gerade verlaufend und schräg nach hinten abfallend; links fließend in den gerundeten Hinterrand übergehend und rechts gegen den schrägen posterodorsalen Rand abgewinkelt. Linker Hinterrand eng gerundet und annähernd fließend in Dorsalrand und Ventralrand übergehend. Rechter Hinterrand beim Weibchen auf halber Gehäusehöhe zugespitzt mit schrägem posterodorsalem Abschnitt; beim Männchen annähernd gleichmäßig rund, posterodorsal schwach abgeflacht. Ventralrand gerade und weit durch ventrolaterale Schalenaufwölbung verdeckt; fließend in Vorder- und Hinterrand übergehend. Vorderrand breit gerundet. Anterodorsaler Rand annähernd gerade verlaufend und gegen Dorsalrand durch vorderen Dorsalwinkel abgesetzt. Knapp unterhalb des vorderen Dorsalwinkels verläuft in anteroventraler Richtung eine flache Furche bis wenig über der Mitte.

**Ornamentierung:** Im zentralen und im dorsalen Bereich der Oberfläche Netzskulptur und in den peripheren Bereichen der Grübchenskulptur mit nach außen abnehmender Größe der Grübchen. Die Grübchen sind in etwa randparallelen, annähernd konzentrischen Reihen angeordnet, die von einem Bereich wenig hinter dem vorderen Dorsalwinkel aus divergieren. Diese Reihen werden von flachen Leisten getrennt, die im retikulaten Bereich durch feinere Querrippen verbunden sind. Die Ventralseite beider Klappen ist durch je

zwei kräftige Längsrippen gekennzeichnet. Der Vorderrand weist eine relativ breite und der Hinterrand eine schmalere glatte Randzone auf, die durch die laterale Verengung deutlich gegen die skulpturierte Lateralfläche abgesetzt ist.

**Schloß:** Entomodont mit 6 Zähnen im hinteren und 5 Zähnen im vorderen Schloßelement. Die Schloßfurche ist durch eine deutliche Größenzunahme der Einkerbungen im anteromedianen Abschnitt gekennzeichnet. Die Anzahl der Einkerbungen konnte aufgrund der schlechten Erhaltung nicht ermittelt werden. Sexualdimorphismus: Deutlich ausgeprägt. Männchen schlanker als Weibchen; Weibchen in Dorsalansicht stärker konvex.

Maße (in mm):	Länge:	Höhe:	Länge/Höhe:
Weibchen:	0,69 - 0,74	0,44 - 0,51	1,45 - 1,61
Männchen:	0,80 - 0,87	0,49 - 0,54	1,71 - 1,85

**Vergleich:** Die vorliegende Art weist in Skulptur, Umriß und Ausbildung des Vorder- und Hinterrandes große Ähnlichkeit mit *Majungaella praeperforata* BATE auf. Diese besitzt jedoch kleinere Grübchen, vor allem im zentralen Oberflächenbereich, und ist etwas größer. Letztere Abweichung relativiert sich jedoch angesichts der verhältnismäßig hohen Größen-Variabilität bei BATES Material. Die ebenfalls ähnliche *Majungaella perforata* GREKOFF 1963 ist etwas kleiner als die vorliegende Art und ist im Durchschnitt höher. Die Ornamentierung erscheint auf den Abbildungen feiner. Der Hinterrand der linken Klappe ist bei *M. perforata* nicht so gleichmäßig gerundet. *Majungaella kimmeridgiana* BATE 1975 ist feiner und ausschließlich durch feine Grübchen skulpturiert, die Gehäuse sind kleiner und in Lateralansicht weniger schlank als die hier beschriebene Art.

*Majungaella biswasi* NEALE & SINGH 1986 hat ein etwas kürzeres Gehäuse mit einem etwas größeren vorderen Dorsalwinkel, eine gröbere Ornamentierung, und die ventrolaterale Schalenaufwölbung ist schwächer. Die Gehäuse von *Majungaella nematis* GREKOFF 1963 sind deutlich größer und zum Teil wesentlich schlanker. Die Ornamentierung ist kräftiger retikulat, und die ventrolaterale Schalenaufwölbung ist schwächer. *Progonocythere stilla punctata* REGNIER 1955 ist in Dorsalansicht stärker konvex, und der Vorder- und Hinterrand sind sehr schmal abgesetzt.

**Vorkommen:** ? Mittleres/Oberes Kimmeridgium, Mandawa Antikline, Tanzania, BATE 1975. Gadaare-Formation, oberes Mergel-Member, oberes Oxfordium - unteres Kimmeridgium, Profile Xabaal Garure und Manaa, Proben 28/2/12, 27/1/17, 27/1/18, 11/2/2, 11/2/3 (s. Abb. 27, 17).

*Majungaella* sp. 1

(Taf. 3, Abb. 21-23; Taf. 4, Abb. 1-4)

**Material:** 12 weibliche Klappen, 1 männliche Klappe

**Diagnose:** Eine relativ kleine *Majungaella*-Art mit verhältnismäßig breiter glatter Randzone am linken Hinterrand. Die Ornamentierung der Lateralfläche besteht aus subkonzentrisch angeordneten Reihen von Grübchen und die der Ventralfläche aus einer Längsrippe je Klappe.

**Beschreibung:** Gehäuse in Seitenansicht abgerundet dreieckig und ventrolateral deutlich breit aufgewölbt; in Dorsalansicht annähernd oval mit schmaler verengter Randzone am Vorder- und Hinterende, die deutlich von der Lateralfläche abgesetzt ist. Größte Länge etwas unterhalb der Mitte; größte Höhe bei etwa zwei Fünftel der Länge; größte Gehäusebreite in der Mitte.

Der Dorsalrand ist gerade und fällt relativ steil zum Hinterende ab. Der linke Hinterrand ist gleichmäßig eng gerundet, durch eine kurze Konkavität vom Dorsalrand abgesetzt und zeichnet sich durch eine relativ breite abgeflachte und glatte Randzone aus. Das dadurch verbreiterte und verlängerte Hinterende überragt posterodorsal den Dorsalrand. Der rechte Hinterrand ist knapp unterhalb der Mitte deutlich zugespitzt. Der posteroventrale Rand ist flach gerundet und geht fließend in den Ventralrand über. Der posterodorsale Rand fällt schräg nach hinten und ist deutlich durch den hinteren Dorsalwinkel vom Dorsalrand abgesetzt. Der Ventralrand ist gerade und größtenteils von der ventralen Schalenaufwölbung verdeckt. Vorderrand breit gerundet, fließend in Ventralrand übergehend und anterodorsal abgeflacht. Kurz vor dem vorderen Dorsalwinkel nahe dem Klappenrandes verläuft eine sehr flache Furche in anteroventraler Richtung bis auf etwa zwei Drittel der Gehäusehöhe.

**Ornamentierung:** Feine Grübchenskulptur. Die kleinen Grübchen sind in annähernd konzentrischen Reihen angeordnet, die vom Bereich des vorderen Dorsalwinkels aus divergieren. Die Größe der Grübchen nimmt vom Zentrum zu den Rändern der Schale ab. Die seitlich abgeflachten Randzonen am Vorder- und Hinterende sind glatt. Geschlechtsdimorphismus: Die Männchen sind länger und schlanker und haben einen schwächeren vorderen Dorsalwinkel als die Weibchen.

Maße (in mm):	Länge:	Höhe:	Länge/Höhe:
Weibchen:	0,55 - 0,66	0,38 - 0,43	1,43 - 1,53
Männchen:	? - 0,68 - ?	? - 0,43 - ?	1,63

**Vergleich:** *Majungaella* sp. 1 weist mit *Majungaella kimmeridgiana* BATE 1975 die größte Ähnlichkeit auf. *M. kimmeridgiana* hat jedoch eine kräftigere Grübchenskulptur mit einem deutlich konzentrischen Muster und führt mehrere Längsrippen auf der Ventralseite; der Vorderrand ist breiter abgesetzt und der Hinterrand ist enger gerundet. Die vorliegende Art unterscheidet sich von *Majungaella perforata* GREKOFF 1963, *M. praeperforata* BATE 1975, *M. nematis* GREKOFF 1963 und *M. biswasi* NEALE & SINGH 1986 durch die geringere Größe, die schwächere Ornamentierung, den vorragenden, verlängerten Hinterrand bei der linken Klappe und die geringere Anzahl von Längsrippen auf der Ventralseite. *Majungaella mundula* (GREKOFF 1963) BATE 1975 ist von geringerer Größe und gröber ornamentiert. Der Hinterrand ist schmaler und enger gerundet. Bei *M. oxfordiana* BATE 1975 ist die ventrolaterale Schalenaufwölbung kürzer, und der Vorderrand ist breiter abgesetzt.

**Vorkommen:** Gadaare-Formation, oberes Mergel-Member, oberes Oxfordium - unteres Kimmeridgium, Profile Xabaal Garure und Manaa, Proben 28/2/12, 27/1/17, 27/17/18, 11/2/2 (Abb. 17, 27).

Gattung: *Glyptocythere* BRANDT & MALZ 1962

Typusart: *Glyptocythere tuberodentina*  
BRANDT & MALZ 1962

*Glyptocythere* ? cf. *huniensis* BASHA 1980

(Taf. 3, Abb. 15-20)

? 1980 - *Glyptocythere huniensis* n. sp. - BASHA:  
p. 241, pl. 2, figs. 5-9.

? 1987 - *Glyptocythere huniensis* BASHA 1980 -  
ROSENFELD, GERRY & HONIGSTEIN: p. 259,  
pl. 4, figs. 9-10, pl. 5, figs. 9-14.

? 1987 - *Glyptocythere huniensis* BASHA 1980 -  
DEPECHE et al. : p. 235, pl. 5, figs. 17-19.

**Material:** 64 Klappen und Gehäuse

**Beschreibung:** Gehäuse in Lateralansicht abgerundet dreieckig; in Dorsalansicht annähernd elliptisch mit deutlich lateral verengtem Vorder- und Hinterende. Größte Länge in der unteren Gehäusehälfte, bei etwas mehr als einem Drittel der Höhe; größte Höhe beim

Weibchen kurz vor der Mitte und beim Männchen weiter vorn bei etwa einem Drittel der Länge; größte Breite bei halber Länge.

Die größere linke Klappe übergreift über die rechte am Vorder-, Dorsal- und Hinterrand. Dorsalrand gerade bis leicht konvex; beim Weibchen steil, beim Männchen hingegen flach nach hinten abfallend. Gelegentlich wurde auch eine schwache konkave Einbuchtung kurz hinter dem vorderen Dorsalwinkel beobachtet. Linker Hinterrand mit leicht konkavem Abschnitt auf etwa halber Gehäusehöhe und Zuspitzung unter der Mitte bei etwa einem Drittel der Höhe; durch schwach ausgeprägten hinteren Dorsalwinkel kaum gegen den Dorsalrand abgesetzt. Rechter Hinterrand hingegen mit markantem hinteren Dorsalwinkel und deutlicher zugespitzt durch schräg "abgeschnittenem" posterodorsalen Abschnitt. Ventralrand gerade und leicht durch ventrolaterale Schalenaufwölbung verdeckt. Vorderrand breit und stark asymmetrisch gerundet mit deutlich abgeflachtem dorsalem Abschnitt.

**Ornamentierung:** Drei breite wulstartige Rippen erstrecken sich über den mittleren und vorderen Bereich der Lateralfläche, von denen die ventrale annähernd parallel zum Ventralrand verläuft. Die zwei dorsal anschließenden Rippen beginnen wenig hinter dem vorderen Dorsalwinkel und verlaufen in anteroventraler Richtung, um so zusammen gegen die ventrale Rippe zu konvergieren. Dieses Muster erzeugt zwei kräftige schräg nach vorn verlaufende Furchen in der oberen Gehäusehälfte und eine schwächere longitudinale Furche wenig unterhalb der Mitte. Bei einigen Individuen wurde eine schwache Retikulation der Lateralfläche beobachtet. Vorn und hinten heben sich die glatten abgeflachten Randzonen deutlich von der Lateralfläche ab. Die Ventralfläche ist durch drei feine Längsrippen pro Klappe gekennzeichnet.

**Sexualdimorphismus:** Deutlich. Männchen in Lateral- und Dorsalansicht schlanker mit wesentlich flacher abfallendem Dorsalrand und der größten Höhe weiter vorn als beim Weibchen.

Maße (in mm):	Länge:	Höhe:	Länge/Höhe:
Weibchen:	0,33 - 0,41	0,18 - 0,24	1,48 - 2,11
Männchen:	0,39 - 0,44	0,18 - 0,23	1,78 - 2,44

**Vergleich:** Die beschriebene Art weist mit *Glyptocythere huniensis* BASHA 1980 in Gehäuseform und Ornamentierung eine große Ähnlichkeit auf. Die Berippung erscheint bei *G. huniensis* etwas kräftiger als bei der hier beschriebenen Art, und *G. huniensis* in ROSENFELD et al. 1987 ist dorsal gesehen stärker gewölbt. Die größeren Maße des Holotypus und der Paratypen bei BASHA (1980) und der Originale bei RO-

SENFELD, GERRY & HONIGSTEIN (1987) und die sehr geringen Gehäusegrößen, die DEPECHE et al. (1987) beobachteten, deuten darauf hin, daß hier unterschiedliche Arten vorliegen können. ROSENFELD, GERRY & HONIGSTEIN (1987) weisen, in Übereinstimmung mit eigenen Beobachtungen, auf eine gelegentliche, rudimentär erhaltene und selten auch gut erhaltene retikuläre Ornamentierung hin. *Glyptocythere oblonga* (BASHA 1980) weist auf der Lateralfläche eine deutlich retikuläre Ornamentierung aus triangular angeordneten Rippen auf. Das gleiche gilt für *Ektyphocythere* BASHA 1980 und für *Ektyphocythere triangula* BASHA 1980.

**Bemerkungen:** Die Gattungszuordnung von *Glyptocythere huniensis* BASHA 1980 ist fraglich, da sie sich nach BASHA (1980) ausschließlich auf die ähnliche Gehäuseform und das entomodonte Schloß dieser Art stützt (pers. Mitt. Dr. H. Malz). Zudem treten im Gegensatz zur Gattung *Glyptocythere* bei *Gl. huniensis* Augenflecken auf. Bei dem vorliegenden Material konnten interne Merkmale wegen des Erhaltungszustandes zur Bestimmung nicht herangezogen werden.

**Vorkommen:** ? Bathonium, Wadi Huni, Jordanien, BASHA 1980. Unteres Bathonium, mittlere Dhruma-Formation, (Einheit D 5), DEPECHE et al. 1987. ? Bajocium-Bathonium, Sherif-Formation, Sinai, Ägypten, ROSENFELD, GERRY & HONIGSTEIN 1987. Untere Garure-Formation, unteres Callovium, Profil Dhadhabo, Probe 20/1/7.

Gattung: *Lophocythere* SYLVESTER-BRADLEY 1948

Typusart: *Cytheridea ostreata*  
JONES & SHERBORN 1888

*Lophocythere* ? sp.  
(Taf. 3, Abb. 13, 14)

**Material:** 9 Klappen

**Beschreibung:** Die Art ist in Lateralansicht abgerundet dreieckig; in Dorsalansicht annähernd flach-elliptisch mit deutlich lateral verengtem und spitz zulaufendem Vorder- und Hinterende. Größte Länge auf halber Gehäusehöhe; größte Höhe im vorderen Bereich bei einem Viertel der Länge. Dorsalrand deutlich zum Hinterende abfallend und konkav durch den deutlich

herausragenden vorderen und hinterem Dorsalwinkel. Vorderrand breit gerundet und anterodorsal etwas abgeflacht. Ventralrand leicht konkav und posteroventral unter flacher Rundung zum Hinterende ansteigend. Hinterrand etwas unterhalb der Mitte zugespitzt durch schräg "abgeschnittenen" posterodorsalen Rand. Auf der dorsalen Ansatzstelle der vordersten ventral gerichteten Rippe befindet sich ein Augenknoten.

**Ornamentierung:** Die Lateralfläche ist durch eine grobe vertikale Berippung und eine kräftige ventrale Längsrippe skulpturiert. Von den insgesamt sieben vertikalen Rippen sind drei besonders kräftig ausgeprägt; die eine entspringt am vorderen Dorsalwinkel, die anderen zwei gabeln sich von einem gemeinsamen, kielartig über den Dorsalrand ragenden Ausgangspunkt am hinteren Dorsalrand bei etwa zwei Drittel der Gehäuselänge. Die ventral gerichteten Rippen stoßen kurz oberhalb des Ventralrandes auf die Ventralrippe. Diese erstreckt sich von einem Punkt wenig oberhalb des anteroventralen Randes in einem zum Ventralrand ausladenden Bogen bis kurz vor das Hinterende.

**Maße** (in mm): Länge: 0,62 - 0,76 Höhe: 0,34 - 0,44

Länge/Höhe: 1,70 - 1,91

**Vergleich:** Die schlechte Erhaltung des Materials, bei dem interne Merkmale nicht zugänglich sind, erlauben keine klare Gattungszuordnung. *Lophocythere* ? sp. hat im Vergleich zur Gattung *Lophocythere* schmaler zulaufendes Hinterende. Ähnlichkeiten zu *Lophocythere* ergeben sich aus der kräftig entwickelten Ventralrippe und dem Auftreten eines Augenknotens. Die durch vertikale Leisten charakterisierte Skulpturierung ist ähnlich der von *Lophocythere scabra* TRIEBEL 1951 und *Lophocythere propinqua* MALZ 1975, die im Bathon von Frankreich und England verbreitet sind.

**Vorkommen:** Untere Garure-Formation, unteres Callovium, Profil Manaa, Probe 3/2/7.

Familie: Cytherideidae SARS 1925

Unterfamilie: Cytherideinae SARS 1925

Gattung: *Afrocytheridea* BATE 1975

Typusart: *Afrocytheridea laevigata* BATE 1975

*Afrocytheridea somaliensis* n. sp.  
(Taf. 6, Abb. 1-13)

? 1966 - *Progonocythere* ? aff. *anoda* PETERSON - MAYNC: pl. 10, fig. 48, 81-83.

1987 - *Afrocytheridea* aff. *faveolata* Bate - DEPECHE, LE NINDRE, MANIVIT & VASLET: p. 243, pl. 7, figs. 11-15.

1991 - *Afrocytheridea faveolata* BATE - ROSENFELD & HONIGSTEIN: 139-140, pl. 3, figs. 1-10.

**Holotypus:** Pr. 28/2/8: Ap 82/24, Gehäuse, Weibchen, (Tafel 6, Abb. 8).

**Paratypoiden:** Pr. 28/2/8: Ap 62/8, 82/13, 17, 18, 19, 20, 21, 78/15, 18 und weitere 17 Gehäuse und 4 Klappen.

**Derivatio nominis:** Bezogen auf das Vorkommen der Art in Somalia.

**Locus typicus:** Profil Xabaal Garure, ca. 30 Km südwestlich Bosaso, östliches Ahi Mado, Nordsomalia (H 11 01'32"/R 49 05' 48").

**Stratum typicum:** Gadaare-Formation, unteres Mergel-Member, 5,5m - 10,4m über Formationsbasis, unteres - ? mittleres Oxfordium, Pr. 27/1/8, 28/2/8, 27/1/9 (Abb. 27).

**Diagnose:** *Afrocytheridea*-Art mit grober Netzskulptur, wobei die Intercostalfelder durch feinere Querleisten und Knoten ornamentiert sind. Die Schloßleiste des lobodonten Schlosses ist im posteromedianen Teil auf der Dorsalseite fein crenulat und im anteromedianen Teil in 5 Zähnchen gekerbt.

**Beschreibung:** Gehäuse in Seitenansicht annähernd trapezförmig mit sehr breiter, lateral verengter Randzone am Hinterende, die sich markant von der kräftig ornamentierten Lateralfläche abhebt. Der seitlich abgeflachte Vorderrand ist dagegen sehr schmal. Gehäuseumriß in Dorsalansicht annähernd oval mit deutlich abgesetztem, kielartig verengtem Hinterende. Maximale Länge etwas unterhalb der Mitte; maximale Höhe beim vorderen Dorsalwinkel bei etwa einem Drittel (Weibchen) bzw. einem Viertel der Länge; maximale Breite im hinteren Gehäuseabschnitt bei etwa drei Fünftel der Länge.

Linke Klappe größer als die rechte und letztere posterodorsal bis zum Hinterende mäßig, anterodorsal deutlich überlappend. Dorsalrand leicht zum Hinterende abfallend; rechts leicht konvex und links leicht konkav. Vorderrand breit gerundet und rechts anterodorsal etwas abgeflacht und fließend in den Dorsalrand übergehend; links anterodorsal etwas stärker konvex. Ventralrand gerade und fließend in Vorderrand und posteroventralen Rand übergehend. Hinterrand

wenig unter der Mitte zugespitzt mit schwach nach hinten ansteigendem posteroventralem Rand. Links ist der posterodorsale Rand durch den hinteren Dorsalwinkel deutlich gegen den Dorsalrand abgesetzt, und fällt steil unter geringer Rundung zum Hinterende ab. Der rechte posterodorsale Rand ist in einen steileren konkaven Abschnitt auf etwa halber Höhe und einen flacheren konkaven, subdorsalen Abschnitt gegliedert. Direkt unterhalb des vorderen Dorsalwinkels erstreckt sich in anteroventraler Richtung eine relativ breite Furche. Sie setzt etwa unterhalb des hinteren Dorsalwinkels an, verläuft nach vorn in einem zum Dorsalrand gewölbten Bogen und erstreckt sich bis zu einem Punkt, der knapp über der Mitte und wenig vor dem vorderen Dorsalwinkel liegt.

**Ornamentierung:** Grobe Netzskulptur: Kräftige, abgerundete Leisten, die subkonzentrisch angeordnet sind, bilden ein sehr grobes, unregelmäßiges retikuliertes Muster, wobei die Intercostalfelder durch feinere Querleisten untergliedert und durch einzelne Knoten zusätzlich ornamentiert sind. Bei diesen Knoten handelt es sich möglicherweise um Porenkegel der flächenständigen Porenkanäle. Die Größe der Felder nimmt zum Vorder- und Hinterende leicht und zur Ventralfläche deutlich ab. Die Dicke der Leisten variiert bei den einzelnen Exemplaren deutlich. Auf der Ventralfläche und entlang des Vorderrandes bilden die Längs- und Querleisten längliche, rechteckige und randparallel ausgerichtete Felder. Am Vorderrand münden die vertikalen Leisten kurz oberhalb der Gehäusemitte in eine durch zwei kleine Grübchen gekennzeichnete sonst aber glatte Schalenaufwölbung bzw. -verstärkung. Diese umgibt den vorderen Dorsalwinkel, der dadurch herausgehoben ist, und geht fließend über in den verstärkten freien Dorsalrand.

**Schloß:** Lobodont: Vordere Zahngrube der linken Klappe stark gewölbt und 6-fach gekerbt. Hintere Zahngrube der linken Klappe leicht gewölbt und 6- oder 7-fach gekerbt (wegen schlechter Erhaltung nicht näher zu bestimmen). Posteromedianer Teil der Schloßleiste der linken Klappe auf der Vertikalseite glatt und auf der Dorsalseite gleichmäßig fein crenulat. Anteromedianer Abschnitt der Leiste fünffach gekerbt in nach vorn zunächst größer werdende Zähnchen, die in Seitenansicht leicht sinusförmig vertikal gegeneinander versetzt sind: Gegenüber den ersten zwei relativ flachen Zähnchen heben sich das dritte und das vierte, rundliche Zähnchen in Lateral- und Dorsalansicht deutlich hervor; nach vorn schließt sich ein stark zurücktretendes und nur durch schwache Kerbung abgesetztes Zähnchen an. Die mediane Schloßfurche der rechten Klappe weist im anteromedianen Teil entsprechende Grübchen und im posteromedianen Teil

eine feine Crenulation auf der dorsalen Seite auf. Auf der linken Klappe erstreckt sich oberhalb der medianen Schloßleiste über deren gesamte Länge eine an den Enden spitz auslaufende Ausweichfurche.

**Sexualdimorphismus:** Männchen insgesamt größer und in Seitenansicht schlanker als Weibchen; Weibchen in Dorsalansicht stärker konvex.

Maße (in mm):	Länge:	Höhe:	Länge/Höhe:
Weibchen:	0,67-0,77	0,39-0,41	1,70-1,94
Männchen:	0,78-0,87	0,39-0,44	1,93-2,12

**Bemerkungen:** Die Abweichungen in der Dicke der Leisten auf der Gehäuseoberfläche zwischen einzelnen Exemplaren wird als intraspezifische Variation aufgrund ökologischer Faktoren gedeutet.

**Vergleich:** *Afrocytheridea faveolata* BATE 1975 ist höher und insgesamt robuster gebaut: der Vorder- und Hinterrand sind schmaler abgesetzt und die Leisten auf der Lateralfläche sind breiter, so daß die Inter-costal-Felder in Relation dazu kleiner und rundlich erscheinen. Das anteromediane Schloßelement ist in nur zwei Zähnen gekerbt und die posteromediane Schloßleiste ist gröber und auf der Vertikalfläche crenuliert. *Afrocytheridea laevigata* BATE 1975 ist nicht ornamentiert, und Vorder- und Hinterrand sind nur leicht lateral verengt.

*Afrocytheridea* aff. *faveolata* BATE in DEPECHE, LE NINDRE, MANIVIT & VASLET 1987 stimmt mit der vorliegenden Art in der Form des Gehäuses und der Ornamentierung weitgehend überein. Die bei DEPECHE et al. 1987 abgebildeten Individuen entsprechen in ihrem Länge/Höhe-Verhältnis ausschließlich den weiblichen Gehäusen des hier beschriebenen Materials. Da die genannten Autoren keine Beobachtungen zum Sexualdimorphismus angeben, ist nicht auszuschließen, daß entsprechende männliche Individuen zur Artbeschreibung nicht vorlagen. Der zu *A. faveolata* BATE unterschiedliche Bau des medianen Schloßelementes im vorliegenden Material fordert möglicherweise eine weitere Untergliederung von *Afrocytheridea* auf der Gattungsebene, wenn die internen Merkmale der vorliegenden Form besser erfaßt sind.

ROSENFELD & HONIGSTEIN (1991) stellten *Afrocytheridea* aff. *faveolata* BATE (in DEPECHE et al. 1987) zu *A. faveolata* BATE und deuteten die deutlichen Abweichungen in der Ornamentierung und im Umriss als intraspezifische Variation aufgrund ökologischer oder evolutionärer Faktoren. Diese Annahme steht im Widerspruch zu oben erwähnten Differenzen im Schloßbau. Die vorliegende Art stimmt in den äußeren Merkmalen mit *A. faveolata* BATE in ROSEN-

FELD & HONIGSTEIN weitgehend überein. Geringe Abweichungen sind der stärker aufgewölbte hintere Dorsalwinkel und das in Dorsalansicht etwas breitere Hinterende bei *A. faveolata*.

Die Arten *Lophocythere* 323 a GREKOFF, *Loph.* 323 b GREKOFF und *Progonocythere* ? aff. *anoda* PETERSON in MAYNC 1966 werden anhand der Gehäuseform und Ornamentierung zur Gattung *Afrocytheridea* gerechnet. *Lophocyth.* 323 a ist im Vergleich zu *Afrocytheridea somaliensis* gröber ornamentiert und die glatte Schalenaufwölbung am vorderen Dorsalwinkel ist größer. *L.* 323 b ist wesentlich kleiner und die Netzleisten sind anders angeordnet. *Progonocythere* ? aff. *anoda* ist in der Gehäuseform und in der Ornamentierung der vorliegenden Art ähnlich. Ob *P.* ? aff. *anoda* zu *A. somaliensis* zu stellen ist, läßt sich aufgrund des Fehlens einer Beschreibung und der undeutlichen Abbildungen dieser Form nicht sicher entscheiden.

**Vorkommen:** ? Oberes Bathonium bis oberes Oxfordium, Israel, MAYNC (1966). Unteres Oxfordium, Hanifa-Formation, Saudi Arabien, DEPECHE et al. 1987. Gadaare-Formation, unteres Mergel-Member, unteres - ? mittleres Oxfordium, Profil Xabaal Garure, Proben 27/1/8, 27/1/9, 28/2/8 (Abb. 27).

Unterfamilie: Schulerideinae MANDELSTAM 1959

Gattung: *Pirileberis* GREKOFF 1963

Typusart: *Pirileberis prognata* GREKOFF 1963

*Pirileberis madoensis* n. sp.

(Taf. 7, Abb. 1-5)

? 1975 - *Pirileberis prognata* GREKOFF - BATE 1975: pl. 8, figs. 9, 10, 11, p. 194.

**Holotypus:** Pr. 28/2/12: Ap 79/23, Gehäuse, Weibchen, (Tafel 7, Abb. 2).

**Paratypoiden:** Pr. 28/2/12: Ap 79/3, 16, 24, Pr. 27/1/17: Ap 75/30, 76/6, 82/4 und weitere 43 Klappen und Gehäuse.

**Derivatio nominis:** Ahl Mado: Gebirge im Norden Somalias; bezogen auf das Vorkommen dieser Art in Nordsomalia.

**Locus typicus:** Profil Xabaal Garure, ca. 30 Km südwestlich Bosaso, östliches Ahl Mado, Nordsomalia (H 11 01'32"/R 49 05' 48").

**Stratum typicum:** Gadaare-Formation, Oberes Gadaare Mergel-Member, 13,2 m - 36 m über Formationsbasis, oberes Oxfordium - unteres Kimmeridgium, Proben 28/2/12, 27/1/17, 27/1/18 (Abb. 27).

**Diagnose:** Eine *Pirileberis*-Art mit deutlichem hinterem Dorsalwinkel, einem in sechs Zähnen gegliederten hinteren Schloßelement und mit deutlichem Sexualdimorphismus. Das Männchen hat in Dorsalansicht einen ovalen Gehäuseumriß.

**Beschreibung:** Gehäuse in Seitenansicht unregelmäßig oval, birnenförmig; in Dorsalansicht abgerundet rhomboedrisch (Weibchen) bzw. elliptisch (Männchen) mit schmaler, seitlich leicht verengter Randzone am Vorderrand. Größte Länge auf halber Gehäusehöhe oder knapp darunter; größte Höhe kurz vor der Mitte; größte Breite wenig hinter der Mitte.

Die größere linke Klappe überlappt die rechte am Vorder- und Hinterrand leicht und deutlich entlang des Dorsal- und Ventralrandes. Rechter Dorsalrand gerade; linker Dorsalrand annähernd gerade mit leichter Konkavität kurz vor dem hinteren Dorsalwinkel. Vorderrand breit gerundet; rechts anterodorsal annähernd gerade, links flach gerundet. Vorderer Dorsalwinkel beim Weibchen deutlich, beim Männchen schwach. Ventralrand insgesamt stark konvex und durch die lateroventrale Schalenaufwölbung in der Mitte leicht verdeckt. Der Ventralrand ist bei halber Gehäuselänge abgewinkelt und steigt von da an gerade bis schwach konvex zum Hinterrand an. Hinterrand auf halber Gehäusehöhe leicht zugespitzt mit konvexem posteroventralem Teil, der fließend in den Ventralrand übergeht und mit schräg abfallendem posterodorsalem Teil. Letzterer ist bei der rechten Klappe gerade, bei der linken Klappe leicht konkav und in beiden Fällen durch einen markanten hinteren Dorsalwinkel deutlich vom Dorsalrand abgesetzt.

**Ornamentierung:** Glatt; häufig sind die feinen Öffnungen der flächenständigen Porenkanäle erkennbar.

**Schloß:** Antimerodont: Hintere Zahngrube der linken Klappe 6-fach gekerbt; mediane Schloßleiste der linken Klappe crenulat; vordere Zahngrube der linken Klappe mit mindestens 5 Kerben (wegen schlechter Erhaltung nicht näher zu bestimmen). Bei der linken Klappe erstreckt sich oberhalb der medianen Schloßleiste über deren gesamte Länge eine breite Ausweichfurchung. Rechtes Schloß nicht beobachtet.

**Sexualdimorphismus:** Männchen schlanker als Weibchen; Weibchen in Dorsalansicht stärker konvex mit abgerundet rhomboedrischem Umriß; hinterer Ventralrand beim Weibchen steiler zum Hinterrand ansteigend.

Maße (in mm):	Länge:	Höhe:	Länge/Höhe:
Weibchen:	0,64 - 0,77	0,39 - 0,50	1,45-1,69
Männchen:	0,70 - 0,87	0,36 - 0,46	1,70-1,85

**Vergleich:** Die vorliegende Art ähnelt *Pirileberis prognata* GREKOFF 1963 in Gehäuseform, -größe, Schloßtyp und der glatten Schalenoberfläche. Sie läßt sich jedoch anhand des deutlicheren hinteren Dorsalwinkels unterscheiden. Bei *P. prognata* ist das hintere Schloßelement in 5 Zähnen gegliedert. Der Sexualdimorphismus ist bei *P. prognata* deutlicher ausgeprägt durch die im Verhältnis zur Länge höheren Gehäuse der Weibchen. Die Männchen sind bei *P. madoensis* in Dorsalansicht nicht rautenförmig wie bei *P. prognata* sondern oval. Dagegen stimmt das beschriebene Material in den Maßen und im Gehäuseumriß weitgehend mit *Pirileberis prognata* in BATE (1975) überein. Da keine Angaben zu den inneren Merkmalen der Originale bei BATE vorliegen, muß diese Zuordnung jedoch fraglich bleiben.

*Pirileberis* ? sp. in BATE (1975) ist insgesamt kleiner, relativ kürzer, und ein Sexualdimorphismus wurde nicht beobachtet. Die in den äußeren Gehäusemerkmalen ähnlichen Arten der Gattung *Galliaecytheridea* lassen sich allgemein abgrenzen durch das hemimerodonte Schloß. BATE (1975) beschrieb *Galliaecytheridea manyuliensis*, die im Gegensatz zu den übrigen Arten dieser Gattung ein antimerodontes Schloß besitzt. Die vorliegende Art weicht ab von *G. manyuliensis* durch das relativ kürzere und höhere Gehäuse, die weiter hinten liegende größte Höhe und das Fehlen von Randzähnen am Vorderrand.

**Vorkommen:** Gadaare-Formation, oberes Mergel-Member, oberes Oxfordium - unteres Kimmeridgium, Profile Xabaal Garure und Manaa, Proben 28/2/12, 27/1/17, 27/1/18, 11/2/2, 11/2/3, 11/2/4. (Abb. 17, 27).

Gattung: *Amicytheridea* BATE 1975

*Amicytheridea minima* n. sp.

(Taf. 7, Abb. 6-13)

**Holotypus:** Pr. 20/1/7: Ap 77/5, Gehäuse, Weibchen, (Tafel 7, Abb. 7, 12).

**Paratypoiden:** Pr. 20/1/7: Ap 77/1, 4, 6, 78/5, 6, 79/13, 14, 16 und weitere 73 Klappen und Gehäuse.

**Derivatio nominis:** Minima (lat.): die kleinste; bezogen auf die geringe Gehäusegröße der vorliegenden Art.

**Locus typicus:** Profil Dhadhabo, ca. 22 Km südlich Elayu, östliches Ahl Mado, Nordsomalia (H 11 02'00''/ R 48 53'00'').

**Stratum typicum:** Untere Garure-Formation, 11 m über Formationsbasis, unteres Callovium, Probe 20/1/7 (Abb. 16).

**Diagnose:** Eine sehr kleine Art von *Amicytheridea* mit kräftiger Netzskulptur auf der Lateralfläche aus triangular angeordneten Rippen, die durch feinere Querleisten verbunden sind und mit deutlicher ventraler Berippung.

**Beschreibung:** Gehäuse in Lateralansicht abgerundet trigonal; in Dorsalansicht stark konvex, annähernd elliptisch mit schmaler verengter Randzone am Hinterende und etwas breiterer Randzone am Vorderende. Größere linke Klappe über die rechte deutlich entlang des Dorsalrandes und etwas schwächer am Vorder- und Hinterrand übergreifend. Maximale Länge etwas unter der Gehäusemitte; maximale Höhe wenig vor der Mitte; größte Breite etwa in der Mitte.

Dorsalrand gerade bis leicht konvex, deutlich zum Hinterende abfallend und durch ganz schwachen hinteren Dorsalwinkel leicht gegen den Hinterrand abgesetzt. Hinterrand etwas unter halber Gehäusehöhe spitz zulaufend mit leicht konkavem Abschnitt etwa auf halber Höhe. Ventralrand gerade; leicht durch lateroventrale Schalenaufwölbung verdeckt und fließend in Vorder- und Hinterrand übergehend. Vorderrand breit gerundet und stark assymetrisch durch deutliche anterodorsale Abflachung. Vorderer Dorsalwinkel deutlich. Im anterodorsalen Bereich erstreckt sich eine breite randliche Furche vom vorderen Dorsalwinkel bis auf fast halbe Höhe schräg nach vorn.

**Schloß:** Terminale Schloßelemente der rechten Klappe mit ca. 5-6 relativ großen Zähnen (schlecht erhalten). Breite Ausweichfurche über linkem Schloß.

**Ornamentierung:** Netzskulptur aus Rippen, die durch feinere Querleisten verbunden sind und zusammen ein Dreieck bilden, dessen Basis parallel zum Ventralrand verläuft und dessen Apex kurz hinter dem vorderen Dorsalwinkel liegt. Entlang des Vorderrandes weisen Männchen und Weibchen eine sehr breite, von der Lateralfläche abgesetzte und verengte Randzone auf. Die dorsale und hintere Randzone ist ebenfalls deutlich abgesetzt aber schmaler. Die Ventralfläche ist durch vier Längsrippen ornamentiert. Innere Merkmale konnten aufgrund des schlechten Erhaltungszustandes nicht detailliert untersucht werden.

**Sexualdimorphismus:** Deutlich: Männchen schlanker und in Dorsalansicht weniger konvex als Weibchen.

Maße (in mm):	Länge:	Höhe:	Länge/Höhe:
Weibchen:	0,31 - 0,41	0,18 - 0,26	1,42 - 1,95
Männchen:	0,38 - 0,49	0,19 - 0,26	1,58 - 2,3

**Vergleich:** *Amicytheridea minima* unterscheidet sich von allen übrigen Arten von *Amicytheridea* durch die sehr geringe Gehäusegröße. *Amicytheridea triangulata* BATE 1975 gleicht der vorliegenden Art in der Gehäuseform und der Ornamentierung weitgehend, ist jedoch insgesamt um etwa ein Drittel größer, und das vordere Schloßelement ist in wesentlich kleinere Zähnen gegliedert. *Amicytheridea dhumaensis* DEPECHE et al. 1987 hat einen ausgeprägten hinteren Dorsalwinkel, einen schwachen vorderen Dorsalwinkel, und die Berippung ist feiner. *Amicytheridea dierallensis* (BASHA 1980) in DEPECHE et al. 1987 weist bei der linken Klappe eine ähnlich breite und flache Ausweichfurche auf wie die vorliegende Art. Zusätzlich zu der anterodorsalen Furche befindet sich eine tiefe Furche unterhalb des vorderen Dorsalwinkels. Die Netzskulptur ist unregelmäßiger.

*Amicytheridea ihopyensis* (GREKOFF 1963) ist feiner retikulat ornamentiert, der Dorsalrand der linken Klappe ist deutlich konvex, und die verengten Randzonen am Vorder- und Hinterende sind nur gering von der Lateralfläche abgesetzt. Bei *Amicytheridea oblonga* DEPECHE et al. 1987 ist der Dorsalrand ebenfalls stärker konvex, der hintere Dorsalwinkel ist deutlicher, und entlang des anterodorsalen Randes verläuft eine kräftige Rippe.

**Vorkommen:** Untere Garure - Formation, unteres Callovium, Profil Dhadhabo, Probe 20/1/7 (Abb. 16).

Familie: Trachyleberididae  
SYLVESTER-BRADLEY 1948

Gattung: *Oligocythereis* SYLVESTER-BRADLEY 1948

Typusart: *Cythereis fullonica*  
JONES & SHERBORN 1888

*Oligocythereis* ? sp.

(Taf. 5, Abb. 14-16)

**Material:** 3 Klappen und 6 Gehäuse

**Beschreibung:** Gehäuse in Lateralansicht abgerundet trigonal und in Dorsalansicht annähernd länglich-rechteckig mit parallelen Seitenlinien und kurzer seitlich verengter Randzone am Vorderende. Größte Länge auf halber Gehäusehöhe; größte Höhe vorn bei einem Viertel der Länge.

Dorsalrand konkav und deutlich nach hinten abfallend. Hinterrand dreieckig abgewinkelt, wenig unter der Mitte spitz zulaufend und bei einem hinteren Dorsalwinkel von etwa 100 Grad in den Dorsalrand übergehend. Vorderer Ventralrand gerade und gegen den schräg nach hinten ansteigenden hinteren ventralen Rand abgewinkelt. Vorderrand annähernd gleichmäßig breit gerundet. Linke Klappe größer als die rechte und letztere am Hinter- und Vorderrand übergreifend.

**Ornamentierung:** Kräftige, grobe Netzskulptur auf der gesamten Lateralfläche, wobei die Größe und Form der einzelnen Intercostralfelder unregelmäßig ist. Vordere verengte Randzone durch regelmäßig angeordnete radiale Leisten verstärkt. Die Lateralfläche wird randlich durch zwei kräftige Rippen eingefasst: Eine Rippe entspringt am vorderen Dorsalwinkel, wo der freie Rand wulstartig verstärkt ist, und erstreckt sich entlang des Vorderrandes und des Ventralrandes bis zum Hinterende. Die zweite Rippe beginnt wenig unterhalb des Dorsalrandes kurz vor der Mitte und läuft nach hinten in einem über den Dorsalrand hinaus gewölbtem Bogen, um am Hinterende auf die ventrale Rippe zu stoßen. In Dorsalansicht verlaufen parallel zum hinteren Dorsalrand zwei Längsrippen.

**Maße** (in mm): Länge: 0,5 - 0,64    Höhe: 0,3 - 0,36  
Länge/Höhe: 1,66 - 2,1

**Vergleich:** Gehäuseform und Ornamentierung deuten auf eine Verwandtschaft zu *Oligocythereis*. Es sind jedoch keine Augenknollen und kein subzentraler Tuberkel vorhanden. Da interne Gehäusemerkmale nicht herangezogen werden konnten, ist eine Klärung der Gattungszugehörigkeit nicht möglich. *Oligocythereis* aff. *fullonica* (JONES & SHERBORN 1888) in MAYNC 1966 und DEPECHE et al. 1987 hat Augenhöcker, ist in Dorsalansicht stark konvex und weist neben Rippen entlang des Vorderrandes und des hinteren Dorsalrandes eine zusätzliche mediane Rippe nahe des subzentralen Tuberkels im vorderen Bereich der Lateralfläche auf. *Oligocythereis* sp. 603 in DEPECHE et al. 1987 ist in Dorsalansicht ebenfalls stark konvex, hat unterhalb des vorderen Dorsalrandes zwei laterale Einmündungen, und die linke Klappe übergreift die rechte wesentlich deutlicher.

**Vorkommen:** Untere Garure - Formation, unteres Callovium, Profil Dhadhabo, Probe 20/1/7.

Unterordnung: Platycopina SARS 1866

Familie: Cytherellidae SARS 1866

Gattung: *Cytherelloidea* ALEXANDER 1929

Typusart: *Cythere (Cytherella) williamsoniana*  
JONES 1849

*Cytherelloidea bisulcata* n.sp.

(Taf. 3, Abb. 9-12)

**Holotypus:** Pr. 20/1/7: Ap 81/23, Gehäuse, Weibchen (Tafel 3, Abb. 9, 10).

**Paratypoiden:** Pr. 20/1/7: Ap 82/11 und weitere 14 Klappen und Gehäuse.

**Derivatio nominis:** Sulcus (lat.): Furche; bezogen auf die kräftige Skulpturierung der Lateralfläche durch zwei Furchen.

**Locus typicus:** Profil Dhadhabo, ca. 22 Km südlich Elayu, östliches Ahl Mado, Nordsomalia (H 11 02'00"/R 48 53'00").

**Stratum typicum:** Untere Garure-Formation, 11 m über Formationsbasis, unteres Callovium, Probe 20/1/7 (Abb. 16).

**Diagnose:** Eine Art der Gattung *Cytherelloidea* mit kräftiger Skulpturierung durch eine vertikale mediane Muskelfurche und eine zweite kräftige Furche, die sich direkt vor der seitlichen Gehäuseaufwölbung am Hinterende in dorsaler Richtung bis auf etwa zwei Drittel der Gehäusehöhe erstreckt.

**Beschreibung:** Gehäuse in Seitenansicht annähernd oval; in Dorsalansicht keilförmig mit leicht konvexen zum Vorderende zulaufenden Seitenlinien und mit einer lateralen rundlichen Aufwölbung des Hinterende, die beim Weibchen deutlich und beim Männchen etwas schwächer ausgeprägt ist. Größte Länge auf halber Gehäusehöhe; größte Höhe am hinteren Dorsalwinkel bei etwa drei Fünfteln der Länge; größte Breite kurz vor dem Hinterende.

Die größere rechte Klappe übergreift die linke deutlich entlang des Dorsalrandes und leicht am Vorderend, am posterodorsalen Rand und am Ventralrand. Vorderrand gleichmäßig gerundet. Dorsalrand ganz leicht nach hinten ansteigend; links konkav und rechts gerade bis leicht konvex. Hinterrand asymmetrisch mit flach gewölbtem und zum Hinterende abfallendem posterodorsalem Rand, der gegen den Dorsalrand etwas abgewinkelt ist. Der linke posteroventrale Rand ist gleichmäßig gerundet; der rechte dagegen steigt bei deutlicher Abflachung schräg zum Hinterende an.

Ventralrand sehr gering konvex.

Die Lateralfläche ist durch zwei kräftige Furchen geprägt, von denen die vordere die zentrale Muskelnarben-Vertiefung darstellt. Diese erstreckt sich in Gehäusemitte vom Dorsalrand annähernd vertikal, d.h. mit etwas nach vorn konvexem Verlauf bis auf halbe Gehäusehöhe. Die Furche in der hinteren Gehäusehälfte liegt direkt vor der Gehäuseaufwölbung am Hinterende und verläuft vom Ventralrand in vertikaler Richtung bis auf zwei Drittel der Höhe.

**Sexualdimorphismus:** Deutlich. Männliches Gehäuse in Seitenansicht schlanker und in Dorsalansicht hinten weniger aufgewölbt als das weibliche Gehäuse.

Maße (in mm):	Länge:	Höhe:	Länge/Höhe:
Weibchen:	0,58 - 0,63	0,35 - 0,39	1,58 - 1,75
Männchen:	0,58; 0,63	0,31	1,94; 2,03

**Vergleich:** Die vorliegende Art differiert von den mir aus der Literatur bekannten *Cytherelloidea*-Arten durch die zwei kräftigen vertikalen Furchen. *Cytherelloidea brentonensis* DINGLE ist durch eine geschlossene randparallele Furche gekennzeichnet. *Cytherelloidea* sp. BATE besitzt eine sigmoidale zentrale Rippe, die von einem peripheren Wulst umschlossen ist. *Cytherelloidea aazourensis* BISCHOFF ist ebenfalls durch einen geschlossene randparallelen Wulst und eine sigmoidale Innenfeldrippe charakterisiert. *Cytherelloidea* sp. C in DEPECHE et al. 1987 weist irreguläre Vertiefungen und eine partielle feine Retikulation der Oberfläche auf. *Cytherelloidea ipis* GREKOFF weist drei horizontale Rippen im vorderen Bereich der Oberfläche und zentrale Muskelnarbenvertiefungen auf.

**Vorkommen:** Untere Garure - Formation, unteres Callovium, Profil Dhadhabo, Probe 20/1/7 (Abb. 16).

*Cytherelloidea* sp. 1

(Taf. 3, Abb. 3)

**Material:** 1 Klappe

**Diagnose:** *Cytherelloidea* - Art mit drei parallel zum ventralen und anteroventralen Rand verlaufenden Rippen und einer breiten, wulstartigen Rippe, die sich entlang des Dorsalrandes und des Hinterrandes bis zum hinteren Ventralrand erstreckt.

**Beschreibung:** Die Art ist in Lateralansicht subrectangular; in Dorsalansicht elliptisch mit gering nach

vorn zulaufenden geraden Seiten und leicht zugespitztem Hinterende. Maximale Länge auf halber Höhe; maximale Höhe im vorderen Bereich bei etwa einem Viertel der Länge; maximale Breite kurz vor dem Hinterende bei etwa drei Viertel der Länge.

Dorsal- und Ventralrand leicht nach hinten konvergierend. Ventralrand deutlich konkav. Vorderrand breit gerundet und anteroventral leicht abgeflacht. Dorsalrand gerade und im hinteren Abschnitt zum Hinterende unter flacher Rundung abfallend. Hinterrand stumpf gerundet mit fließendem Übergang in den Dorsalrand und in einem 90-Grad-Winkel unter enger Rundung in Ventralrand übergehend. Die Lateralfläche weist insgesamt vier randparallele Rippen auf: eine randnahe Rippe, entlang des anteroventralen Randes und des Vorderrandes; zwei etwas kräftigere nach unten gewölbte Rippen, Innenfeldrippen nach der Definition von BISCHOFF (1964), die sich in der unteren Gehäusehälfte über die Länge des Ventralrandes erstrecken; eine breite, wulstförmige Rippe entlang des Dorsal- und Hinterrandes, die am hinteren Ventralrand verflacht und endet. Im vorderen Bereich der Lateralfläche und im dorsolateralen Bereich ist undeutlich eine feine Retikulation zu erkennen, die vermutlich ursprünglich die gesamte Seitenfläche bedeckte, aber aufgrund des schlechten Erhaltungszustandes nicht nachzuweisen ist.

Maße (in mm):	Länge:	Höhe:
	0,45	0,26
	Länge/Höhe: 1,65	

**Vergleich:** *Cytherelloidea weberi* STEGHAUS 1951 hat eine längs ausgerichtete Rippe auf etwa halber Gehäusehöhe und eine zweite Rippe entlang des Ventral-, Vorder- und Dorsalrandes, wo sie sich aufgabelt und undulös verläuft. Bei *Cytherelloidea paraweberi* OERTLI 1957 sind Ventral-, Dorsal-, Vorder- und Hinterrippe zu einem geschlossenen Ring verschmolzen. Das gleiche gilt für *Cytherella aazourensis* BISCHOFF 1964 und *Cytherelloidea jugosa* (JONES) BATE 1969, die nur eine sinuos verlaufende Innenfeldrippe aufweisen. *Cytherelloidea agyroides* DINGLE 1969 ist durch jeweils eine Rippe entlang des Vorder- und Hinterrandes und zwei Innenfeldrippen gekennzeichnet, von denen die dorsale sinuos verläuft.

**Vorkommen:** Gadaare - Formation, Unteres Mergel-Member, unteres - ? mittleres Oxfordium, Profil Xabaal Garure, Probe 27/1/9.

*Cytherelloidea* sp. 2

(Taf. 3, Abb. 4-8)

? 1980 - *Cytherelloidea besrineensis* BISCHOFF -  
BASHA: p. 238, pl. 1, figs. 4,5.

**Material:** 16 Klappen und Gehäuse

**Diagnose:** *Cytherelloidea* - Art mit glatter Oberfläche und auffälligen Bruthohlräumen beim Weibchen in Form von zwei kräftigen runden Aufwölbungen am Hinterende (Tafel 3, Abb. 4, 7).

**Beschreibung:** Gehäuse in Seitenansicht abgerundet rechteckig; in Dorsalansicht länglich-elliptisch mit leicht zugespitztem Hinter- und Vorderende (Männchen) bzw. länglich triangular (Weibchen). Größte Breite beim Männchen bei drei Fünftel der Länge und beim Weibchen kurz vor dem Hinterende; größte Länge auf halber Höhe.

Dorsalrand und Ventralrand parallel oder beim Weibchen ganz leicht nach vorn und beim Männchen schwach nach hinten konvergierend. Vorderrand gleichmäßig breit gerundet. Dorsal- und Ventralrand sind leicht konkav. Hinterer Dorsalrand bei etwa zwei Drittel der Länge flach nach hinten abfallend. Hinterendrand posteroventral gleichmäßig gerundet und posterodorsal beim Weibchen leicht und beim Männchen deutlich abgeflacht. Die größere rechte Klappe überlappt die linke entlang des Vorder-, Ventral- und Dorsalrandes leicht.

Die Lateralf Flächen sind glatt. Im Dorsolateral-Bereich sind in Dorsalansicht beim Männchen schwach und beim Weibchen deutlicher zwei sehr flache vertikale Einmuldungen kurz vor und kurz hinter der Gehäusemitte zu beobachten.

**Sexualdimorphismus:** Deutlich: Weibchen am Hinterende stark seitlich aufgewölbt in Form von zwei kräftigen runden, partiell verschmolzenen Aufwölbungen, die Bruthohlräume darstellen. In Ventralansicht erscheint die Anschwellung als eine gleichmäßig runde Gehäuse-Verdickung, an die sich vorn, vom Ventralrand ausgehend eine kurze vertikale Furche anschließt.

Maße (in mm):	Länge:	Höhe:	Länge/Höhe:
Weibchen:	0,66 - 0,80	0,35 - 0,41	1,79 - 1,97
Männchen:	0,61 - 0,66	0,34 - 0,37	1,86 - 1,88

**Vergleich:** Aufgrund der glatten Gehäuseoberfläche weist diese Art Übereinstimmungen mit einigen Arten der Gattung *Cytherella* auf. Ausschlaggebend für die Zuordnung zur Gattung *Cytherelloidea* ist die

Anwesenheit von zwei runden Bruthohlräumen bei den weiblichen Gehäusen. *Cytherelloidea besrineensis* BISCHOFF 1964 ist etwas kleiner. Sie gleicht der vorliegenden Art in der Form des Gehäuses bis auf die etwas deutlichere Abwinkelung des vorderen Dorsalrandes gegen den schräg nach hinten abfallenden posterodorsalen Rand beim Weibchen. Der Sexualdimorphismus ist identisch ausgeprägt. Eine feine Retikulation der Oberfläche wie bei *C. besrineensis* wurde hingegen nicht beobachtet. BASHA (1980) beschreibt eine Form als *C. besrineensis*, die nach den Abbildungen keine Ornamentierung erkennen läßt und daher mit der vorliegenden Form scheinbar übereinstimmt. Da BASHA keine weitere Beschreibung der Art liefert, muß eine Zuordnung fraglich bleiben.

*Cytherella mandawaensis* BATE 1975 ähnelt den männlichen Individuen der vorliegenden Art in der Gehäuseform. Bei *C. mandawaensis* ist jedoch der Dorsalrand der rechten Klappe stärker abgerundet, der vordere Dorsalrand der linken Klappe ist immer konkav und bildet mit dem posterodorsalen Rand regelmäßig einen deutlichen Winkel. Die Klappen weisen keine Einmuldung im Dorsolateral-Bereich auf und es wurde kein Sexualdimorphismus beobachtet. Die dorsolaterale Vertiefung, die BATE als "muscle scar depression" beschreibt, ist ähnlich aber deutlicher, als beim hier beschriebenen Material.

**Vorkommen:** ? Kimmeridgium, Ain-Khumeizier Gebiet (Bohrkern-Material), Jordanien, BASHA 1980. Gadaare - Formation, unteres Mergel - Member, unteres - ? mittleres Oxfordium, Profil Xabaal Garure, Proben 27/1/8, 27/1/9, 28/2/8.

Gattung: *Cytherella* JONES 1849

Typusart: *Cytherina ovata* ROEMER 1840

*Cytherella* cf. *rannaensis* NEALE & SINGH 1986

(Taf. 2, Abb. 5-8)

? 1986 - *Cytherella rannaensis* n. sp. - NEALE, J.W. & SINGH, P.: p. 353, pl. 1, figs. 10,11.

? 1991 - *Cytherella* aff. *index* OERTLI - ROSENFELD & HONIGSTEIN: p. 136, pl. 1, figs. 1, 2.

**Material:** 30 Klappen und 1 Gehäuse

**Beschreibung:** Gehäuse in Lateralansicht suboval, in Dorsalansicht linsenförmig und leicht konvex: nach

vorne annähernd gerade und zum Hinterende leicht konvex zulaufende Seitenlinien. Maximale Länge bei halber Gehäusehöhe; maximale Höhe kurz hinter der Mitte; maximale Breite wenig hinter der Mitte bei etwa drei Fünftel der Länge.

Die größere rechte Klappe überlappt die linke Klappe deutlich am Dorsal- und Ventralrand und schwach am Vorder- und Hinterrand. Rechter Ventralrand gerade bis leicht konvex. Linker Ventralrand gerade bis leicht konkav. Vorderrand gleichmäßig breit gerundet und fließend in den Ventralrand übergehend. Anterodorsaler Rand dagegen enger gerundet. Rechter Dorsalrand vorn gerade und bis etwa zur Gehäusemitte sehr schwach nach hinten ansteigend; knapp hinter der Mitte bei gleichmäßig flacher Rundung deutlich nach hinten abfallend und fließend in den Hinterrand übergehend. Vorderer linker Dorsalrand schwach konkav und beim Männchen leicht, beim Weibchen stärker nach hinten ansteigend; hinterer linker Dorsalrand kurz hinter der Gehäusemitte gegen den vorderen Dorsalrand abgewinkelt und bei Männchen gerade, beim Weibchen leicht konvex zum Hinterende abfallend. Der Hinterrand ist posterodorsal flach gerundet und rechts auf etwa bei halber Gehäusehöhe gegen den flach gerundeten und steil nach hinten ansteigenden posteroventralen Rand abgewinkelt. Links ist das Hinterende dagegen stärker abgerundet. Die Gehäuseoberfläche ist glatt.

Sexualdimorphismus: Die Männchen sind im Durchschnitt etwas größer und schlanker als die Weibchen.

Maße (in mm):	Länge:	Höhe:	Länge/Höhe:
Weibchen:	0,61 - 0,70	0,35 - 0,40	1,58 - 1,92
Männchen:	0,63 - 0,75	0,31 - 0,38	1,87 - 2,0

Vergleich: Die beschriebene Art gleicht in Seitenansicht *Cytherella rannaensis* NEALE & SINGH 1986 in der Gehäuseform weitgehend. Da die Autoren keine Angaben zum Sexualdimorphismus liefern und Abbildungen des Gehäuses von *C. rannaensis* in Dorsalansicht fehlen, muß die Zuordnung unsicher bleiben. Übereinstimmungen im Gehäuseumriß in Seitenansicht sind auch gegenüber *Cytherella suprajurassica* OERTLI 1957 zu verzeichnen. Im Durchschnitt sind bei *C. suprajurassica* die Gehäuse im Verhältniss zur Länge etwas höher. In Dorsalansicht ist *C. suprajurassica* stärker konvex, und das Hinterende ist bei den Weibchen stumpf und bei den Männchen nur gering zugespitzt.

Die Unterscheidungskriterien zu *Cytherella index* OERTLI 1959 sind der gleichmäßiger gerundete Hinterrand, der Sexualdimorphismus und das schlankere Gehäuse. Bei *Cytherella mandawaensis* BATE 1975

liegt ebenfalls kein Sexualdimorphismus vor. Dorsal- und Ventralrand verlaufen parallel, und der Hinterrand ist gleichmäßiger gerundet. *Cytherella knysnaensis* DINGLE hat einen deutlich konkaven Ventralrand, der posteroventrale Rand der rechten Klappe steigt gerade zum Hinterende an, und die Lateralfäche weist in der Gehäusemitte eine auffällige runde Einmuldung auf. *Cytherella cf. rannaensis* ist sehr ähnlich *Cytherella aff. index* OERTLI in ROSENFELD & HONIGSTEIN 1991. *C. aff. index* weist jedoch im Gegensatz zur vorliegenden Art keinen Sexualdimorphismus auf.

Vorkommen: ? Callovium/Oxfordium, Bohrkern-Material, Kutch, Indien, NEALE, J.W. & SINGH, P.1986. ? Callovium - Oxfordium, Israel, ROSENFELD & HONIGSTEIN 1991. Gadaare-Formation, unteres Mergel-Member, unteres - ? mittleres Oxfordium, Profil Xabaal Garure, Proben 27/1/9, 28/2/8.

*Cytherella mandawaensis* BATE 1975

(Taf. 2, Abb. 9-12)

1975 - *Cytherella mandawaensis* n. sp. - BATE: p. 172, pl. 1, figs. 3, 4, 7-9.

Material: 12 Klappen

Beschreibung: Die Art ist in Lateralansicht oval; in Dorsalansicht linsenförmig mit schmalem schwach zugespitztem Vorderende und abgerundetem Hinterende. Maximale Länge auf halber Gehäusehöhe; maximale Höhe vorn bei etwa einem Drittel der Länge; maximale Breite in der hinteren Gehäusehälfte bei etwas mehr als zwei Drittel der Länge.

Dorsal- und Ventralrand parallel. Ventralrand gerade. Vorderrand gleichmäßig breit gerundet. Rechter Dorsalrand gerade bis leicht konvex. Linker Dorsalrand leicht konkav. Posterodorsaler Rand ab etwa zwei Drittel der Gehäuselänge unter flacher Rundung schräg nach hinten abfallend, und bei der linken Klappe mit dem Dorsalrand einen Winkel bildend. Hinterrand schwach asymmetrisch gerundet mit einem posteroventralen Abschnitt, der links gleichmäßig rund und rechts mehr oder weniger leicht abgeflacht ist und so wenig über der Mitte einen Winkel mit dem schräg nach hinten fallenden flachen Posterodorsalrand bildet. Bei etwa halber Länge sind die Klappen im Dorso-lateral-Bereich leicht abgeflacht. Bei einigen Individuen wurden in diesem Bereich knapp über der Mitte

1 bis 3 kleine rundliche, schwach bis deutlich ausgeprägte Gruben von Muskelnarben beobachtet. Ein Sexualdimorphismus wurde nicht beobachtet.

**Maße** (in mm): Länge: 0,60 - 0,70 Höhe: 0,36 - 0,40  
Länge/Höhe: 1,66 - 1,83

**Vergleich:** Die vorliegende Art gleicht *Cytherella mandawaensis* BATE 1975 in den Maßen und dem Gehäuseumriß sowohl in Lateral- als auch in Dorsalansicht. *C. mandawaensis* weist nach BATE relativ deutliche Gruben der zentralen Muskelnarben auf. In dem vorliegenden Material variiert dieses Merkmal dagegen stärker.

*C. mandawaensis* unterscheidet sich von *Cytherella suprajurassica* OERTLI 1957 durch den in Dorsalansicht geringer konvexen Umriß, das Fehlen eines Sexualdimorphismus und den weiter hinten abgewinkelten Dorsalrand. Die Abweichungen gegenüber *Cytherella masuguluensis* BATE 1975 bestehen in dem schwächeren hinteren Dorsalwinkel, dem geraden Ventralrand und dem Auftreten von Muskelnarben-Vertiefungen. *Cytherella woltersdorfi* OERTLI 1959 hat einen konkaven Dorsal- und Ventralrand, die Enden sind beide annähernd symmetrisch gerundet, und das Gehäuse ist in Dorsalansicht keilförmig mit stumpfem Hinterende und gering zugespitztem Vorderende. Bei *Cytherella collapsa* GREKOFF 1963 ist der Dorsal- und Ventralrand in der Mitte deutlich konkav, und die Seitenfläche ist durch eine tiefe, markante Muskelnarben-Vertiefung charakterisiert. *Cytherella neuburgensis* OERTLI 1965 ist zu unterscheiden durch den in Dorsalansicht keilförmigen Umriß. Außerdem ist die rechte Klappe an den Enden annähernd symmetrisch gerundet, während die linke Klappe durch eine wechselseitige Abschrägung am posterodorsalen und anteroventralen Rand gekennzeichnet ist.

**Vorkommen:** Mittleres/oberes Kimmeridgium; Mandawa River, Madagaskar, BATE 1975. Gadaare-Formation, oberes Mergel-Member, oberes Oxfordium, Profile Xabaal Garure und Manaa, Proben 28/2/12, 11/2/2, 11/2/3, 11/2/4.

*Cytherella* aff. *woltersdorfi* OERTLI 1959

(Taf. 2, Abb. 13-15)

? 1959 - *Cytherella woltersdorfi* n. sp. - OERTLI: S. 15, Taf. 1, Fig. 3-12.

**Material:** 5 Klappen

**Beschreibung:** Die Art ist in Lateralansicht abgerundet rechteckig; in Dorsalansicht keilförmig mit stumpf gerundetem und beim Weibchen etwas breiterem Hinterende und spitz zulaufendem Vorderende. Maximale Länge auf halber Gehäusehöhe; maximale Breite kurz vor dem Hinterende. Dorsal- und Ventralrand parallel. Dorsalrand leicht konkav; beim Männchen links ab etwa zwei Drittel der Länge schwach nach hinten abfallend; bei der rechten Klappe des Weibchens dagegen nur ganz leichte Abflachung des posterodorsalen Randes kurz vor dem Hinterende. Hinterrand stumpf gerundet und ventral leicht ausladend. Ventralrand gerade bis leicht konkav. Vorderrand symmetrisch und breit gerundet.

**Sexualdimorphismus:** Männchen länger und schlanker als Weibchen; Weibchen am Hinterende aufgewölbt.

<b>Maße</b> (in mm):	Länge:	Höhe:	Länge/Höhe:
Weibchen:	0,76	0,40	1,88
Männchen:	0,78-0,81	0,38-0,42	1,9-2,1

**Bemerkungen:** Während vom Männchen linke und rechte Klappen vorliegen, stützt sich die Beschreibung des Weibchen nur auf eine rechte Klappe. Aufgrund der geringen Anzahl an Individuen und des schlechten Erhaltungszustandes muß die Zuordnung fraglich bleiben.

**Vergleich:** In Lateral- und Dorsalansicht erinnert die Gehäuseform an die etwas kleinere *Cytherella woltersdorfi* OERTLI 1959. Bei *Cytherella hausmanni* BRENNER & OERTLI 1976 wurde kein Sexualdimorphismus beobachtet, und der hintere Dorsalrand ist deutlich gegen den vorderen Dorsalrand abgewinkelt.

**Vorkommen:** ? Mittleres Oxfordium ("Argovo-Rauracien") Schweiz, OERTLI 1959. Gadaare-Formation, oberes Mergel-Member, oberes Oxfordium, Profile Xabaal Garure und Manaa, Proben 28/2/12, 11/2/2, 11/2/3.

*Cytherella index* OERTLI 1959

(Taf. 2, Abb. 16, 17)

- 1959 - *Cytherella index* n. sp. - OERTLI:  
S. 16, Taf. 1, Fig. 13-25.
- 1963 - *Cytherella index* OERTLI 1959 - GREKOFF:  
S. 1720, Taf. 1, Fig. 6-9.
- 1963 - *Cytherella index* OERTLI 1959 - OERTLI:  
pls. 33, 35, 36.
- 1987 - *Cytherella index* OERTLI 1959 - DEPECHE  
et al.: p. 226, pl. 1, fig. 4.
- 1991 - *Cytherella index* OERTLI - ROSENFELD &  
HONIGSTEIN: p. 135-136, pl. 1, fig. 3.

**Material:** 1 Gehäuse

**Maße (in mm):** Länge: 0,73 Höhe: 0,46

Länge/Höhe: 1,59

**Vergleich:** Das vorliegende Exemplar entspricht *Cytherella index* OERTLI in der Gehäuseform, Gehäuseoberfläche und den Maßen. Die fehlende Überlapung der rechten über die linke Klappe am posteroventralen Rand ist durch eine leichte Korrosion des Gehäuses an dieser Stelle bedingt. *Cytherella ex gr. pyriformis* (CORNUEL 1846) in GREKOFF 1963 ist in Dorsalansicht stärker konvex, am Hinterende gleichmäßig gerundet und hat einen konvexen Ventralrand. *Cytherella suprajurassica* OERTLI 1957 ist durch einen stärker gerundeten, asymmetrischen Hinterrand gekennzeichnet, und der Dorsalrand der linken Klappe bildet kurz hinter der Gehäusemitte einen deutlichen Winkel. Bei *Cytherella toarcensis* BIZON 1960 weist die Lateralfäche im dorsomedianen Bereich eine flache Einmündung auf und der Dorsalrand ist geringer gewölbt.

**Vorkommen:** Unteres Oxfordium von Liesberg und Fringeli, Schweiz; Oberes Callovium - mittleres Oxfordium des Pariser Beckens, Frankreich, OERTLI 1959. Unteres Callovium, Madagaskar, GREKOFF 1963. Oberes Callovium ? - oberes Oxfordium, Israel, MAYNC 1966. Hanifa-Formation, mittleres Callovium - mittleres Oxfordium, Saudi Arabien, DEPECHE et al. 1987. Callovium-Oxfordium, Israel, ROSENFELD & HONIGSTEIN 1991. Gadaare - Formation, unteres Mergel-Member, unteres - ? mittleres Oxfordium, Profil Xabaal Garure, Probe 27/1/9.

*Cytherella mediasulcata* n. sp.

(Taf. 2, Abb. 18-20; Taf. 3, Abb. 1, 2)

- ? 1975 - *Cytherella cf. collapsa* GREKOFF - BATE:  
p. 171, pl. 1, fig. 11.

**Holotypus:** Pr. 20/1/7: Ap 82/12, Gehäuse, Weibchen (Tafel 2, Abb. 18, Tafel 3, Abb. 1).

**Paratypoiden:** Pr. 20/1/7: Ap 79/7, 8, 9, 82/10 und weitere 15 Klappen und Gehäuse.

**Derivatio nominis:** Media (lat.): in der Mitte gelegen, Sulcus (lat.): Furche. Bezogen auf die Skulpturierung der Lateralfäche durch eine Muskelnarben-Vertiefung in Form eines medianen Sulcus.

**Locus typicus:** Profil Dhadhabo, ca. 11 Km südlich Elayu, östliches Ahi Mado, Nordsomalia (H 11 02' 00" / R 48 53' 00").

**Stratum typicum:** Untere Garure-Formation, 11 m über Formationsbasis, unteres Callovium, Probe 20/1/7 (Abb. 16).

**Diagnose:** *Cytherella*-Art mit deutlicher Muskelnarben-Vertiefung in Form einer tiefen vertikalen Furche, die von der Gehäusemitte zum Dorsalrand verläuft.

**Beschreibung:** Gehäuse in Lateralansicht oval und in Dorsalansicht annähernd elliptisch mit gleichmäßig konvexen Seiten und leicht zugespitztem Vorder- und Hinterende. Die größere rechte Klappe übergreift die linke allseitig bis auf den posteroventralen Rand; am stärksten entlang des vorderen Dorsalrandes, etwas schwächer am hinteren Dorsalrand und Ventralrand und am geringsten entlang des Vorderrandes. Maximale Länge auf halber Gehäusehöhe; maximale Breite beim Männchen in der Mitte, beim Weibchen bei etwa zwei Drittel der Länge.

Ventralrand gerade bis leicht konvex. Vorderrand gleichmäßig breit gerundet. Dorsalrand parallel zum Ventralrand und links konkav, rechts gerade bis leicht konvex. Posterodorsaler Rand gerade bis leicht konvex und unter Bildung eines schwachen Winkels mit dem Dorsalrand zum Hinterende abfallend. Posteroventraler Rand annähernd gleichmäßig rund. Charakteristisch für die Lateralfäche ist eine tiefe vertikale Furche, die sich vom Bereich des dorsalen Winkels etwas hinter der Gehäusemitte in einem nach vorn gekrümmten Bogen bis zum Zentrum der Lateralfäche erstreckt. Die Furche, die sich in vertikaler Richtung deutlich vertieft, endet abrupt in der Gehäusemitte. Sexualdimorphismus: Männliche Gehäuse in Seitenansicht schlanker als weibliche Gehäuse; Weibchen in

Dorsalansicht in der hinteren Gehäusahälfte aufgewölbt.

Maße (in mm):	Länge:	Höhe:	Länge/Höhe:
Weibchen:	0,54 - 0,62	0,33 - 0,39	1,55 - 1,67
Männchen:	0,54 - 0,62	0,29 - 0,35	1,70 - 1,83

**Vergleich:** *Cytherella mediasulcata* n. sp. weist in Lateralansicht große Ähnlichkeit auf mit einer Art, die BATE (1975) als *Cytherella cf. collapsa* GREKOFF beschreibt. Eine leichte Abweichung stellen der schwach konkave Ventralrand und die im Verhältnis zur Länge etwas geringere Höhe bei *C. cf. collapsa* dar. Da bei BATE (1975) keine Abbildung und keine Beschreibung der Gehäuseform in Dorsalansicht vorliegt, kann keine sichere Zuordnung erfolgen.

Die Unterschiede zu *Cytherella umbilica* BATE 1975 bestehen in der Form der medianen Muskelfurche und dem elliptischen Gehäuseumriß bei der vorliegenden Art. Bei *Cytherella collapsa* GREKOFF 1963 sind der Dorsal- und Ventralrand in der Mitte deutlich konkav, das Hinterende ist breiter gerundet, und der mediane Sulcus setzt deutlich unterhalb des Dorsalrandes ein. *Cytherella perennis* BLASZYK 1967 weicht von *C. mediasulcata* durch den in Dorsalansicht keilförmigen Umriß, den konkaven Ventralrand und das mehr gerundete Hinterende ab.

**Bemerkungen:** Bei einem abgebildeten Exemplar (Tafel 2, Abb. 20) ist im anterodorsalen Bereich eine flache, schräg nach vorn fallende Furche zu erkennen. Diese Struktur stellt kein natürliches Merkmal dar, sondern ist auf nachträgliche Beschädigung der Schalenoberfläche zurückzuführen.

**Vorkommen:** ? Mittleres Callovium, Wami River Gebiet, Tanzania, BATE 1975. Untere Garure-Formation, unteres Callovium, Profil Dhadhabo, Probe 20/1/7 (Abb. 16).

*Cytherella* sp. 1

(Taf. 1, Abb. 15-18)

**Material:** 29 Klappen und Gehäuse

**Beschreibung:** Gehäuse in Lateralansicht annähernd oval; in Dorsalansicht keilförmig mit geraden nach vorn konvergierenden Seiten und mit stumpf gerundetem Hinterende. Maximale Länge auf halber Gehäusehöhe; maximale Höhe und Breite kurz hinter der Mitte bei etwas weniger als drei Fünfteln der Länge.

Die größere rechte Klappe übergreift die linke Klappe bis auf den posteroventralen Abschnitt am gesamten Rand. Ventralrand rechts gerade und links leicht konkav. Vorderrand breit und im dorsalen Bereich etwas flacher als ventral gerundet. Vorderer Dorsalrand leicht nach hinten ansteigend, links gerade bis leicht konkav und rechts leicht konvex. Hinterer Dorsalrand kurz hinter der Mitte bei fast drei Fünftel der Länge leicht gegen den vorderen Dorsalrand abgewinkelt und bei flacher Rundung zum Hinterende abfallend. Linker Hinterrand posterodorsal flach und posteroventral enger gerundet. Rechter Hinterrand etwas über halber Gehäusehöhe deutlich abgewinkelt mit flach konvexem, zum Hinterende abfallendem posterodorsalem Abschnitt und ebenfalls flach gewölbtem, steil nach hinten ansteigendem posteroventralem Abschnitt.

**Sexualdimorphismus:** Männchen in Dorsalansicht weniger konvex und mit spitzerem Hinterende als beim Weibchen.

Maße (in mm):	Länge:	0,75 - 0,88	Höhe:	0,43 - 0,50
			Länge/Höhe:	1,62 - 1,82

**Vergleich:** Die hier beschriebene Art ist *Cytherella suprajurassica* OERTLI 1957 in Seitenansicht sehr ähnlich. Unterschiede ergeben sich zum einen aus dem in Dorsalansicht geringer zugespitzten Hinterende beim Männchen. Zum anderen ist das Gehäuse insgesamt etwas kleiner, und der Ventralrand ist bei der linken Klappe gerade und rechts konvex. *Cytherella* sp. 1 unterscheidet sich von *Cytherella turgida* DONZE 1977 durch den deutlicheren hinteren Dorsalwinkel und die fast ganzrandige Überlappung der linken Klappe durch die rechte. Bei *Cytherella index* OERTLI 1959 fällt der posteroventrale Rand gerade nach vorn, der Dorsalrand der rechten Klappe weist einen deutlichen Winkel auf, und der Sexualdimorphismus ist schwächer ausgeprägt. Bei *Cytherella paramuensteri* SWAIN & PETERSON 1951 ist der Ventralrand deutlich konkav, das Hinterende ist in Dorsalansicht stumpf, und die rechte Klappe übergreift die linke ganzrandig. *Cytherella* sp. 1 stimmt im Gehäuseumriß mit *Cytherella* sp. 3 MAYNC 1966 überein, ist aber in Seiten- und Dorsalansicht schlanker.

**Vorkommen:** Untere Garure-Formation, unteres Callovium, Profil Manaa, Probe 3/2/7.

*Cytherella* sp. 2

(Taf. 1, Abb. 19-21; Taf. 2, Abb. 1, 2)

**Material:** 5 Klappen und 1 Gehäuse

**Beschreibung:** Gehäuse in Lateralansicht annähernd oval mit gering gewölbtem Dorsalrand. In Dorsalansicht annähernd lanzett- bis rautenförmig mit geraden nach vorn und nach hinten konvergierenden Seiten. Maximale Länge bei halber Gehäusehöhe; maximale Höhe und maximale Breite kurz hinter der Mitte.

Die größere rechte Klappe übergreift die linke Klappe bis auf den posteroventralen Abschnitt am gesamten Rand; besonders deutlich entlang des Ventral- und Dorsalrandes und des posterodorsalen Randes; geringer dagegen am Vorderrand. Linker Ventralrand gerade. Rechter Ventralrand gerade oder leicht konkav. Vorderrand breit und symmetrisch gerundet. Vorderer Dorsalrand beider Klappen gerade bis leicht konkav und schwach nach hinten ansteigend. Hinterer Dorsalrand gerade bis leicht konvex und unter Bildung eines schwachen Winkels kurz der Mitte zum Hinterende abfallend und fließend in den posterodorsalen Rand übergehend. Der rechte Hinterrand zeichnet sich durch einen relativ scharfen Winkel bei oder wenig über der Mitte aus, wo der flach gerundete steil nach hinten ansteigende posteroventrale Rand endet. Der linke posteroventrale Rand dagegen ist stärker abgerundet.

**Sexualdimorphismus:** Männliche Gehäuse länger und in Seitenansicht schlanker als die weiblichen Gehäuse.

Maße (in mm):	Länge:	Höhe:	Länge/Höhe:
Weibchen:	0,61 - 0,74	0,39 - 0,48	1,54 - 1,58
Männchen:	0,68 - 0,78	0,38 - 0,47	1,62 - 1,69

**Vergleich:** Die vorliegende Art weist in Lateralansicht Ähnlichkeit mit *Cytherella inaequalva* DINGLE 1969 auf. Abweichungen bestehen in dem Auftreten eines Dorsalwinkels in der rechten Klappe, dem stärker gerundeten anteroventralen Rand und dem etwas flacher nach hinten ansteigendem posterodorsalen Rand. *Cytherella index* OERTLI 1959 ist in Dorsalansicht stärker konvex, der posteroventrale Rand fällt gerade nach vorn, und der Ventralrand ist gerade oder konvex. Bei *Cytherella suprajurassica* OERTLI 1957 ist das Hinterende stärker abgerundet, der Ventralrand gerade bzw. leicht konvex; die Gehäuse sind dorsal gesehen deutlicher konvex und weisen einen Sexualdimorphismus auf. Bei *Cytherella rannaensis* NEALE & SINGH 1986 ist die Überlappung der rechten über die linke Klappe gleichmäßig, die rechte Klappe hat keinen Dorsalwinkel, und der posteroventrale Rand fällt flacher nach vorn.

**Vorkommen:** Untere Garure-Formation, unteres Callovium, Profil Manaa, Probe 3/2/7.

*Cytherella* sp. 3

(Taf. 2, Abb. 3, 4)

**Material:** 1 Gehäuse

**Beschreibung:** Gehäuse in Lateralansicht gleichmäßig oval; in Dorsalansicht keilförmig mit stumpfem Hinterende und geraden, nach vorn zulaufenden Seiten. Maximale Breite bei etwas mehr als zwei Drittel der Länge.

Dorsal- und Ventralrand parallel. Rechter Dorsal- und Ventralrand deutlich konvex und annähernd symmetrisch gerundet. Linker Ventralrand etwas geringer konvex und linker Dorsalrand gerade. Vorderrand und rechter Hinterrand gleichmäßig breit gerundet. Linker Hinterrand posterodorsal etwas abgeflacht. Die größere rechte Klappe überlappt die linke in der oberen Gehäusehälfte und im mittleren Bereich des Ventralrandes. Die Überlappung ist besonders deutlich entlang des Dorsalrandes und läuft antero- und posterodorsal in ventraler Richtung aus. Ornamentierung nicht beobachtet.

<b>Maße (in mm):</b>	Länge: 0,62	Höhe: 0,34
	Länge/Höhe: 1,82	

**Vergleich:** *Cytherella* sp. 3 unterscheidet sich von *Cytherella* ex gr. *pyriformis* (CORNUEL 1846) durch das in Lateral- und Dorsalansicht geringer gewölbte Gehäuse und die geringere Überlappung der linken Klappe durch die rechte. Bei *Cytherella indica* NEALE & SINGH 1986 fällt der hintere Dorsalrand stärker zum Hinterende ab, und der Ventralrand der rechten Klappe ist leicht konkav.

**Vorkommen:** Untere Garure-Formation, unteres Callovium, Profil Dhadhabo, Probe 20/1/7.

## 5.8 Systematische Beschreibung der Kalkalgen

Die Taxonomie der Dasycladaceae basiert auf den Arbeiten von BASSOULET et al. 1978, BASSOULET et al. 1979 und von DELOFFRE, R. 1988. Die Klassifikation von *Permocalculus* wurde von WRAY (1977) übernommen.

### 5.8.1 Systematik

Klasse: Chlorophyceae KÜTZING 1843

Ordnung: Dasycladales PASCHER 1931

Familie: Acetabulariaceae (ENDLICHER)  
HAUCK 1885

Tribus: Acetabularieae DECAISNE 1842

Gattung: *Acicularia* D'ARCHIAC 1843

*Acicularia elongata elongata* (CAROZZI)  
BOUROULLEC & DELOFFRE 1970

(Taf. 14, Abb. 4)

1948 - *Acicularia elongata* n. sp. - CAROZZI 1947:  
p. 15, figs. 52, 53, tab. 6, fig. 6.

1955 - *Acicularia elongata* CAROZZI 1947 -  
CAROZZI: p. 62, fig. 18, tab. 6, fig. 8, 9.

1970 - *Acicularia elongata elongata* CAROZZI 1947  
- BOUROULLEC & DELOFFRE: p. 95, 96,  
pl. 8, fig. 8.

? 1990 - *Acicularia elongata elongata* CAROZZI 1947  
- HITCHINGS: p. 157, 158, pl. 1, text-fig. 2.

? 1990 - *Acicularia* sp. - KUSS: p. 62.

**Material:** 11 Exemplare

**Maße** (in mm): D (Spiculae): 0,15 - 0,28; P: 0,03 - 0,05;  
W: 5 - 14

**Vergleich:** Die vorliegende Art *Acicularia elongata* CAROZZI 1947 stimmt in Bezug auf den Durchmesser der Spiculae (fertile Zweige) sowie die Anzahl und den Durchmesser der Sporangien mit der Unterart *A. elongata elongata* (CAROZZI) BOUROULLEC & DELOFFRE 1970 aus dem Malm von Südwestfrankreich

überein. Die aus dem oberen Jura und der Unterkreide von Jugoslawien beschriebene *A. elongata elongata* in NIKLER & SOKAC 1967 unterscheidet sich durch den größeren Durchmesser der Spiculae und der Sporangien sowie durch die höhere Sporangienanzahl von der hier beschriebenen Art. Das gleiche gilt für die im Lias verbreitete Unterart *A. elongata aquitanica* BOUROULLEC & DELOFFRE 1970.

Eine Unterscheidung von der im Oxford von England auftretenden *A. elongata elongata* in HITCHINGS 1990 ist aufgrund der geringen Anzahl an beobachteten Exemplaren nicht möglich. In der Probe 4f-14 wurden zwei schlecht erhaltene Exemplare von *Acicularia* nachgewiesen, deren Zugehörigkeit zu *Acicularia elongata elongata* CAROZZI aufgrund des etwas größeren Durchmessers der Spiculae (0,33-0,4 mm) und der Poren (0,04-0,08 mm) fraglich ist.

**Vorkommen:** Oxfordium, oberes Kimmeridgium und Portlandium, Aquitaine Becken, Südwestfrankreich, BOUROULLEC & DELOFFRE 1970. Portlandium, Berrias, Valangin, Genfer Becken, Schweiz, CAROZZI 1947, 1955. ? Oxfordium, Coralline Oolite-Formation, England, HITCHINGS 1990. (Zusammenfassung der Verbreitung siehe HITCHINGS 1990). ? oberes Bathonium, Keheila-Formation, Gebel Maghara, Sinai; ? Bajocium - Callovium, Hamanlei-Formation, Äthiopien, KUSS 1990. ? Oxfordium - Kimmeridgium, Kesroune Limestone-Formation, Libanon, BASSON & EDGELL 1971. ? Oberer Jura, Jabal Kaur, Oman, Arabien, ELLIOTT 1968. ? Oberes Bathonium - Callovium, Italien, CHIOCHINI et al. 1979. Untere und mittlere Garure-Formation, unteres - mittleres Callovium, Profil Xabbaal Garure, Proben 12/3/11, 26/2/14. Obere Garure-Formation, mittleres/oberes Callovium, Profil Manaa, Probe 7/2/14.

Familie: Dasycladaceae KÜTZING 1843

Tribus: Cyliindroporelleae PAL 1976

Gattung: *Heteroporella* (PRATURLON 1966)  
OTT 1968

*Heteroporella anici* (NIKLER & SOKAC 1965)  
OTT 1968

(Taf. 13, Abb. 1)

**Material:** 1 Exemplar

**Maße** (in mm): D: 0,48 - 0,7; d: 0,14 - 0,3;  
P: 0,07 x 0,1 - 0,1 x 0,11

**Beschreibung:** Der zylindrische Thallus weist ringförmig angeordnete primäre Zweige auf, die sich in vertikaler Richtung abwechseln mit Wirteln von Sporangien und mit den fertilen Zweigen vertikale Reihen bilden. Die vorliegende Art stimmt in der Form und Anordnung der primären Zweige mit *Heteroporella anici* (NIKLER & SOKAC 1965) überein. Das hier beschriebene Exemplar hat einen größeren Thallusquerschnitt und größere Sporangien als das Typus-Exemplar.

**Vorkommen:** Bisher war *H. anici* lediglich aus dem oberen Jura des mediterranen Raums bekannt, u.a. Oxfordium, Italien, CHIOCHINI et al. 1979; Malm, Velebit (Jugoslawien), NIKLER & SOKAC 1965. Stratigraphisch ist die Art vom oberen Bathonium bis Kimeridgium nachgewiesen (pers. Mitt. M. CONRAD). Untere Garure-Formation, unteres Callovium, Profil Xabaal Garure, Probe 26/2/14.

*Heteroporella* sp. 1  
(Taf. 13, Abb. 5)

**Material:** 1 Exemplar

**Maße** (in mm): D: 0,533; d: 0,133; P: 0,10 - 12;  
d/D: 0,25; w: 6 - 8

**Vergleich:** *Heteroporella* sp. 1 entspricht in den Massen des Thallusquerschnitts und in der Größe, Form und Anzahl der Sporangien *Heteroporella lemmensis* (BERNIER 1971). Der Axialkanal ist übereinstimmend mit *H. lemmensis* sehr schmal. Das Verhältnis der Durchmesser vom Axialkanal und vom Thallus ist jedoch höher. Nach M. CONRAD (pers. Mitt.) liegt die Art morphologisch zwischen *H. lemmensis* und *H. jafrezoi* BERNIER 1984.

**Vorkommen:** Obere Garure-Formation, mittleres/oberes Callovium, Profil Xabaal Garure, Probe 27/1/4.

Gattung: *Cylindroporella* JOHNSON 1954

*Cylindroporella* sp. 1  
(Taf. 13, Abb. 2-4)

? 1990 - *Cylindroporella* ? n. sp. - KUSS:  
p. 6, pl. 16, figs. 16-19.

**Material:** 17 Exemplare

**Maße** (in mm): D: 0,20 - 0,38; d: 0,1 - 0,15; D/d: 3 - 4,  
P: 0,06 x 0,1 - 0,08 x 0,11; W: 10 - 14.

**Beschreibung:** *Cylindroporella* sp. 1 hat einen sehr kleinen Thallus mit einem verhältnismäßig breiten Axialkanal. Die Anzahl der Sporangien ist relativ hoch und ihre Form ist leicht elliptisch. Die primären Zweige sind irregulär angeordnet. Die distalen Partien der sterilen Zweige sind in den meisten Fällen kaum kalzifiziert und nur bei wenigen Exemplaren erhalten. Der Durchmesser des Thallus und der Sporangien und die Anzahl der Sporangien ist gut vergleichbar mit entsprechenden Werten bei *Cylindroporella* n. sp. KUSS 1990. Bei der erwähnten Form sind jedoch die primären Zweige im distalen Abschnitt stärker verkalkt. *Cylindroporella arabica* ELLIOTT 1957 ist durch die geringere Anzahl an Sporangien, den größeren Thallusdurchmesser und die regelmäßige Anordnung der Sporangien von *Cylindroporella* sp. 1 zu unterscheiden.

**Vorkommen:** ? Oberes Bathonium, Keheila-Formation, Gebel Maghara, Sinai, KUSS 1990. Top der Garure-Formation, unteres Oxfordium, Profil Manaa, Probe 7/2/17.

Tribus: Salpingoporelleae BASSOULET et al. 1979

Gattung: *Salpingoporella* PIA 1918

*Salpingoporella grudii* (RADOICIC)  
CONRAD, PRATURLON & RADOICIC 1972  
(Taf. 14, Abb. 1-3)

1962 - *Pianella grudii* n. sp. - RADOICIC:  
p. 191, pl. 1-3.

1967 - *Macroporella (Pianella) grudii* (RADOICIC) -  
NIKLER & SOKAC 1967: p. 112, pl. 2, figs. 8, 9.

1972 - *Pianella grudii* (RADOICIC) - CHAMPETIER:  
p. 37

1978 - *Salpingoporella grudii* (RADOICIC) -  
BASSOULET et al. 1978: p. 241-242, pl. 29,  
figs. 1, 4, 9, 10.

**Material:** ca. 150 Exemplare

**Maße** (in mm): D: 0,19 - 0,75; d: 0,08 - 0,38;  
h: 0,096 - 0,16; W: 12 - 20.

**Vergleich:** Der zylindrische Thallus weist im Tangentialschnitt eine mit *Salpingoporella grudii* übereinstimmende Gliederung auf. Im transversalen Schnitt ist deutlich die Trichterform der Poren mit ihrer Erweiterung im distalen Abschnitt zu erkennen. Durch die hohe Anzahl an Poren unterscheidet sich die vorliegende Art von der ansonsten sehr ähnlichen *Salpingoporella annulata* CAROZZI. Tangentiale Anschnitte vom distalen Bereich der Fortsätze, wie bei BASSOULET et al. abgebildet, liegen nicht vor. Die Variationsbreite für die Maße des Thallus- und des Axialkanaldurchmessers ist größer, d. h. es treten diesbezüglich höhere maximale Werte auf, als bei BASSOULET et al. für *S. grudii* angegeben.

**Vorkommen:** *Salpingoporella grudii* ist bisher vor allem aus dem mediterranen Raum bekannt und reicht stratigraphisch vom Oxfordium bis in die untere Kreide. Bekannte Vorkommen sind u. a.: Oberes Kimeridgium, Jugoslawien, RADOICIC 1962. Untere Kreide, Italien, DEVOTO & PAROTTO 1967. Mittlerer Malm, Velebit (Jugoslawien), NIKLER & SOKAC 1967. Unterer Malm, Kroatien, (Jugoslawien), BABIC & GUSIC 1969. Oberes Kimeridgium-Neokom, Spanien, CHAMPETIER 1972. Oxfordium, Iran, GOLLESTANEH 1974. (Weitere Angaben siehe EMBERGER & JAFFREZO 1975). Top der Garure-Formation, unteres Oxfordium, Profil Manaa, Probe 7/2/17.

Familie: Seletonellaceae (KORDE 1950)  
BASSOULET et al. 1975

Tribus: Seletonelleae (KORDE 1950) BASSOULET  
et al. 1979

Gattung: *Holosporella* PIA 1930

*Holosporella siamensis* PIA  
(Taf. 13, Abb. 7-9)

- 1930 - *Holosporella siamensis* n. gen. n. sp. - PIA:  
pl. 4, figs. 1-6.  
1963 - Dasycladaceae... - LEMOINE & SARFATI:  
p. 242, figs. 1-4.

- 1970 - *Cylindroporella* ? sp. - BRUN: pl. 6, figs. 44,  
45.  
1972 - *Cylindroporella* n. sp. - BONNEFOUS: pl. IV,  
figs. 12-14.  
1973 - *Sarfatiella dubari* n. gen. n. sp. - CONRAD &  
PEYBERNES: p. 304, 305, fig. 4, pl. 1, pl. 2,  
figs. 1, 2.  
1975 - *Cylindroporella* cf. *arabica* ELLIOTT -  
ELLIOTT: pl. 50, fig. 2, 4.  
1978 - *Sarfatiella dubari* CONRAD & PEYBERNES  
1973 - BASSOULET et al.: p. 256, 257,  
pl. 31, figs. 7-9.  
1983 - *Sarfatiella dubari* CONRAD & PEYBERNES  
1973 - ELLIOTT: p. 671-675, pl. 70.  
1990 - *Sarfatiella dubari* CONRAD & PEYBERNES  
1973 - KUSS: p. 64, pl. 16, figs. 9-12.

**Material:** 30 Exemplare

**Beschreibung:** Der Axialkanal des zylindrischen Thallus ist umgeben von horizontalen Wirteln aus 8 bis 10 kugeligen "Ampullen" bzw. Sporangien, die mit dem zentralen Kanal durch eine kurze verengte Zone verbunden sind. Sterile Zweige sind nicht erhalten und wahrscheinlich auch ursprünglich nicht vorhanden gewesen (s. BASSOULET et al. 1978 und ELLIOTT 1983). Die Wand der Sporangien ist in Form einer einfachen Schicht aus feinspartischem Kalzit erhalten und in der Regel wesentlich stärker verkalkt als die übrigen Partien des Thallus.

**Maße** (in mm): D: 0,3 - 0,48; d: 0,1 - 0,19; P: 0,06 - 0,13;  
W: 8-10. Die maximale gemessene Länge des Thallus beträgt 2,1 mm.

**Vorkommen:** *Holosporella siamensis* wurde erstmals aus der oberen Trias von Thailand beschrieben (PIA 1930). *Sarfatiella dubari* CONRAD & PEYBERNES, die mit *H. siamensis* synonym ist (pers. Mitt. M. CONRAD), ist stratigraphisch hauptsächlich vom oberen Aalenium bis zum mittleren Callovium bekannt und regional vor allem im mediterranen Raum, Israel, Nepal und Madagaskar nachgewiesen (siehe Zusammenfassung: BASSOULET et al. 1978, ELLIOTT 1983). Von Nordafrika und Sinai sind folgende Vorkommen bekannt: Oberes Bajocium-Bathonium, Calcaire Carniche, "Marnes Rhynchonelles", Nordöstlicher Atlas, Marokko, BRUN 1970. Mittleres Callovium, Tunesien, BONNEFOUS 1972. Unterer Bajocium - oberes Bathonium, Mahl Formation Keheila-Formation, Gebel Maghara; Bajocium/Bathonium, Golf von Suez (Nord Galala), Sinai, KUSS 1990. Dhadhabo-Formation, oberes Dhadhabo-Member,

unteres Toarcium, Profile Dhadhabo und Xabaal Garure, Proben 27/1/1A, 29/1/6, 29/1/8, 15/1/13b, 16/1/24. Mittlere und obere Garure-Formation, mittleres/oberes Callovium, Profil Xabaal Garure, Proben 12/3/13, 27/1/4.

**Bemerkungen:** Das Vorkommen von *H. siamensis* in der Probe 27/1/4 kann aufgrund der Begleitfauna (u. a. *Kumubia palastiniensis*) und des stratigraphischen Alters der überlagernden Mergelabfolge (s.Kap. 5.3) in das obere Callovium eingestuft werden. Damit stellt dieser Fund den bisher stratigraphisch jüngsten Nachweis von *H. siamensis* dar. Das Auftreten der Art in Schichten des unteren Toarcium (Dhadhabo-Formation, s.Kap. 5.1) ist das bisher älteste Vorkommen im ostafrikanisch-arabischen Raum.

Klasse: Rhodophyceae RUPRECHT 1901

Ordnung: Cryptonemiales SCHMITZ 1892

Familie: Gymnodiaceae ELLIOTT 1955

Gattung: *Permocalculus* ELLIOTT 1955

*Permocalculus* sp.

(Taf. 11, Abb. 6)

? 1990 - *Permocalculus* sp. - KUSS: p. 66, pl. 16, figs. 1-4, pl. 18, figs. 8-11.

**Material:** 2 Exemplare

**Beschreibung:** Von der vorliegenden *Permocalculus*-Art wurden nur wenige vollständige Individuen aber zahlreiche Fragmente gefunden. Der Thallus ist zylindrisch fingerförmig. Der Innenkanal ist vom Thallus nur unscharf abgegrenzt. Die Poren durchsetzen die Wand im Querschnitt senkrecht und im Längsschnitt senkrecht bis leicht schräg zur Wandoberfläche. Im zentralen Thallusbereich biegen sie um und verlaufen annähernd parallel zur Wandoberfläche. Im Tangentialschnitt bilden die Poren ein wabenförmiges Muster.

**Maße** (in mm): Thallusdurchmesser: 0,8; 1,45; Durchmesser des Innenkanals: 0,5; 0,9; Wanddicke: 0,15; 0,28; Porendurchmesser: 0,025 - 0,05.

**Vergleich:** In der Form und den Maßen des Thallus,

der Größe der Poren und vor allem in der wabenartigen Wandstruktur weist die vorliegende Art Ähnlichkeit auf mit *Permocalculus* sp. KUSS 1990 aus dem Bajoc von Sinai und dem Bajoc-Bathon von Äthiopien. Im Vergleich zu dem von KUSS abgebildeten Exemplaren sind die Porenwände in den meisten Stücken des hier beschriebenen Materials dicker. Dies ist vermutlich diagenetisch, d. h. durch eine stärkere sparitische Umkristallisation dieser Kalkalge bedingt. *Permocalculus ampullaceus* ELLIOTT 1959 unterscheidet sich durch den größeren Thallusdurchmesser, die größere Wanddicke und den deutlicher begrenzten Innenkanal von *Permocalculus* cf. sp. KUSS. *Permocalculus inopinatus* ELLIOTT 1956b und *Permocalculus irenae* ELLIOTT 1958 weisen rundliche Poren auf, die Thalluswand ist bei der erstgenannten Art schmaler, und die Porengröße ist bei letzterer Art geringer.

*Permocalculus* sp. weist Ähnlichkeit auf mit einigen Arten aus der Familie der Udoteacea. *Arabicodium elongatus* DRAGASTAN hat jedoch kleinere Poren mit der Tendenz sich zu verbreitern und Büschel zu bilden. *Arabicodium jurassicum* DRAGASTAN unterscheidet sich ebenfalls durch die kleineren Poren, den zylindrischen Thallus und einen größeren Innenkanal. Die Gattung *Boueina* läßt sich vom vorliegenden Material abgrenzen durch ein dichteres und feineres Verzweigungsmuster im peripheren Bereich und die Verringerung des Porendurchmessers von innen nach außen.

**Vorkommen:** ? Oxfordium, Beersheva-Formation, Israel, DERIN & REISS 1966. ? Unteres Bajocium, Mahl-Formation und oberes Bathonium, Keheila-Formation, Gebel Maghara, Sinai; Bajocium-Bathonium, Hamanlei-Formation (Bohrproben), Äthiopien, KUSS 1990. Mittlere Garure-Formation, ? unteres/mittleres Callovium, Profil Xabaal Garure, Probe 12/3/13. Untere Garure-Formation, unteres Callovium, Profil Dhadhabo, Probe 19/1/12.

## 5.9 Systematische Beschreibung der Crustaceen-Pellets

Die Taxonomie der Crustaceen-Pellets basiert auf der Arbeit von BRÖNNIMANN & NORTON 1960.

### 5.9.1 Systematik

Klasse: Crustacea

Ordnung: Decapoda (Anomura)

Stamm: Thallassinidea

Gattung: *Favreina* BRÖNNIMANN 1955

Typusart: *Favreina salevensis* (PAREJAS) 1948

*Favreina fendiensis*  
BRÖNNIMANN & ZANINETTI 1972

(Taf. 15, Abb. 2, 5)

1969 - *Favreina* type 2 - CUVILLIER, BASSOULET & FOURCADE, E. p. 184, pl. 1, figs. 3, 4, 11.

1972 - *Favreina fendiensis* n. sp. - BRÖNNIMANN & ZANINETTI: p. 223, text-fig. 2.

**Material:** 5 Exemplare

**Maße** (in mm): Breite des Pellets: 0,7 - 0,77; Höhe des Pellets: 0,6 - 0,64; Durchmesser der Kanäle: ca. 0,012; Anzahl der Kanäle: ca. 90.

**Vergleich:** Diese Art weist die für *Favreina fendiensis* BRÖNNIMANN & ZANINETTI 1972 charakteristische Anordnung der Kanäle auf. Das Muster besteht aus zwei medianen Reihen mit je etwa zwölf Kanälen und insgesamt sechs symmetrischen, halbkreisförmigen Reihen, von denen die zwei inneren von je fünf bis sechs Kanälen und die äußeren Reihen von fünfzehn bis achtzehn Kanälen gebildet werden. In den vier äußeren Reihen ist eine mehr oder weniger deutliche zickzackförmige Anordnung der Kanäle zu erkennen. Die Maße des Pellets entsprechen ebenfalls denen von *Favreina fendiensis*. *Favreina murciensis* CUVILLIER et al. 1969 ist leicht anhand der geringeren Größe und der geringeren Anzahl an Kanälen von *Favreina fendiensis* zu unterscheiden. Die irrtümlich zu *Favreina* type 2 CUVILLIER, BASSOULET & FOURCADE gestellte Form aus dem Lias von Grie-

chenland in BASSOULET, J. P. & GUERNET, CL. 1970 weist eine gleichmäßige spiralige Anordnung der Kanäle auf. Durch die Anordnung der Kanäle differiert die vorliegende Art auch von den übrigen bekannten *Favreina*-Arten des Jura.

**Vorkommen:** Mittlerer Jura, Nördliche Sahara, Algerien, COUVILLIER, J.; BASSOULET, J.-P. & FOURCADE, E. 1969. ?Bathonium, Südfrankreich, DUFAURE, Ph. 1958. Untere Garure-Formation, unteres Callovium, Profil Xabaal Garure, Probe 1/2/6.

*Favreina* sp. 1

(Taf. 15, Abb. 3)

**Material:** 1 Exemplar

**Maße** (in mm): Breite des Pellets: 0,9; Höhe des Pellets: 0,83; Durchmesser der Kanäle: 0,025-0,038; Anzahl der Kanäle: ca. 110.

**Vergleich:** Die vorliegende Form kann von *Favreina salevensis* (PAREJAS) und den übrigen aus dem oberen Jura beschriebenen Arten von *Favreina* durch die hohe Anzahl der Kanäle und ihre zickzackförmige Anordnung der Kanäle in komplexen spiraligen Reihen unterschieden werden. Bei *Favreina fendiensis* BRÖNNIMANN & ZANINETTI 1972 aus dem mittleren Jura von Algerien sind die Kanäle gleichmäßig in zwei medianen Reihen und insgesamt sechs halbkreisförmigen Reihen angeordnet. *Favreina prusensis* (PAREJAS) hat eine größere Anzahl an Kanälen und diese sind im zentralen Bereich regellos verteilt. *Favreina thebensis* BRÖNNIMANN & ZANINETTI 1972 ist kleiner, und die Kanäle sind in gleichmäßigen spiraligen Reihen angeordnet.

**Vorkommen:** Mittlere Garure-Formation, unteres - mittleres Callovium, Profil Xabaal Garure, Probe 26/2/15.

*Favreina* sp. 2

(Taf. 15, Abb. 6)

? 1960 - *Palaxius habanensis* n. sp. - BRÖNNIMANN & NORTON, P.: p. 838-840, text-fig. 4a-e.

**Material:** 3 Exemplare

**Maße** (in mm): Breite des Pellets: 0,85; Höhe des Pellets: 0,88; Durchmesser der Kanäle: ca. 0,025; Länge der Kanäle: 0,09 - 0,11; Anzahl der Kanäle: 10.

**Vergleich:** Die abgebildete Art stimmt in den Maßen des Pellets und der Kanäle sowie der Anzahl und Anordnung der Kanäle mit *Palaxius habanensis* BRÖNNIMANN & NORTON 1960 überein. Bei *Favreina* sp. 2 sind die sichelförmigen Kanäle an den "Enden" hakenförmig umgebogen und verbreitert. Durch dieses Merkmal weicht die vorliegende Art von *Palaxius habanensis* BRÖNNIMANN & NORTON ab. *Palaxius decaochetarius* PALIK 1965 differiert von *Favreina* sp. 2 durch die wesentlich geringere Krümmung der Kanäle. Das gleiche gilt für *Favreina decemlunulatus* (PAREJAS 1948), die unter anderem in der Great Oolite Series von Oxfordshire verbreitet ist (s. KENNEDY; JAKOBSON M. E. & JOHNSON 1969). Bei dieser Art sind außerdem

die außen gelegenen Kanäle annähernd gleichmäßig konzentrisch ausgerichtet.

**Bemerkungen:** Die Gattung *Palaxius* wurde von BRÖNNIMANN & NORTON (1960) für Formen von Crustaceen-Pellets eingeführt, die sichelförmige oder hakenförmige Kanäle aufweisen. Der Name bezieht sich dabei auf die Ähnlichkeit dieser Formen zu den Koprolithen der rezenten Art *Axis stirhynchus* MOORE 1932. Eine Zuordnung zu dieser Gattung ist jedoch fragwürdig, da nach ELLIOTT (1962) von anderen Arten verschiedener rezenter Anomuren-Gattungen Pellets bekannt sind, die normale sowie sichelförmige Kanäle in unterschiedlichen Kombinationen aufweisen.

**Vorkommen:** ? Mittleres Eozän, Kuba, BRÖNNIMANN & NORTON 1960. Obere Garure-Formation, mittleres - oberes Callovium, Profil Manaa, Probe 7/2/8.

## 6. Zusammenfassung und Interpretation der Ergebnisse

### 6.1 Regionale stratigraphische Korrelation

(s. Abb. 4a)

Insgesamt läßt sich die jurassische Schichtenfolge des östlichen Ahl Mado (Ahl Mado-Gruppe) unterteilen in eine zyklisch aufgebaute flachmarine klastisch-karbonatische Serie (Dhadhabo-Formation, Qarariye-Formation, Dahab-Formation) des unteren bis mittleren Jura (unteres Toarcium bis Bathonium) und eine vorwiegend offenmarine karbonatische Abfolge (Garure-Formation, Gadaare-Formation) des späten mittleren und oberen Jura (Callovium bis unteres / ?oberes Tithonium) mit einer transgressiven unteren Einheit und, im Osten, einer regressiven oberen Einheit (Abb. 7-9). Die drei erstgenannten stratigraphisch ältesten Formationen entsprechen zeitlich in etwa der Hamanlei-Formation (Südsomalia, Ogaden), der Ischia Baidoa-Formation (Mandera-Lugh-Bekken) und der Meregh-Formation (Mudugh-Becken).

Die transgressive Basis der Dhadhabo-Formation wird anhand der Ammonitenfunde (*Bouleiceras*) in das tieferes Untertoarcium gestellt (Kap. 5.1). Die Basis des oberen Dhadhabo-Member läßt sich durch das Auftreten von *Bouleiceras* und *Hildaites* auf höheres Untertoarcium datieren (s. Abb. 23). Zum Hangenden reicht die Formation vermutlich in das mittlere/obere Toarcium. Die Einheit ist damit korre-

lierbar mit dem Uanei-Member (Toarcium) der Ischia Baidoa-Formation in Südsomalia (Mandera-Lugh-Bekken). Aus dem Uanei-Member beschrieben CANUTI et al. (1983) Ammonitenfaunen des unteren Toarcium (*Tenuicostatum*-Zone), die sich aus *Protogrammoceras madagascariense* (THEVENIN) und *Hildaites* zusammensetzen. In etwa zeitgleich ist außerdem die Marrat-Formation (unteres bis mittleres/oberes Toarcium) in Zentralarabien (Jebel Tuwayq) mit *Bouleiceras*, *Protogrammoceras* und *Nejdia* (ARKELL 1952, 1956, ENAY et al. 1987).

Aufgrund fehlender biostratigraphischer Daten ist eine zeitliche Einordnung und ein stratigraphischer Vergleich der Qarariye-Formation und der (deltatischen) Dahab-Formation mit den Schichteinheiten Südsomalias und des Ogaden nur sehr grob möglich (s. Kap. 3.2.2, 3.2.3). Für eine Korrelation mit Schichtenfolgen in Nordsomalia lagen nicht genügend Daten zur Lithologie und Stratigraphie der Hamanlei-Formation vor. Die grobklastischen und deltatischen Einschaltungen der Qarariye- und Dahab-Formation sind auf die tektonische Aktivität eines nahen Hebungsbereiches (vermutlich Hadhrumut-Sattel, Südarabien, s. SAINT-MARC 1978) zurückzuführen und daher vermutlich von geringer regionaler Verbreitung (s. Kap. 2.2, Abb. 5). Die deltatische Dahab-Formation, für die aufgrund der stratigraphischen Einstu-

fung der Basis der Garure-Formation (unteres Callovium) ein Bathonium-Alter anzunehmen ist, läßt sich möglicherweise mit dem Goloda-Member der Ischia Baidoa-Formation (Bathonium - unteres Callovium) parallelisieren (BOSELLINI 1989). Die Qarariye-Formation wurde vermutlich im Intervall Aalenium bis Bajocium abgelagert, was zeitlich dem Baidoa-Member der Ischia Baidoa-Formation entspricht.

Die Garure-Formation (Callovium) entspricht biostratigraphisch und lithofaziell in etwa dem Bihen Limestone (oberes Bathonium bis oberes Callovium) und der "lower" und "upper subunit" des Sa Wer Limestone (s. ABBATE et al. 1974) im Borama-Bihendula-Gebiet. Es handelt sich bei der Garure-Formation, dem Bihen Limestone sowie dem unteren Sa Wer Limestone im wesentlichen um bioklastische Wacke- bis Grainstones der Strandzone und der flachen bis offenen Lagune. Die Zusammensetzung der Fossilvergesellschaftungen an der Basis der Garure-Formation (Kap. 5. 2), des Sa Wer Limestone und des Bihen Limestone ist sehr ähnlich. Die Faunen aus dem Bihen Limestone und dem Sa Wer Limestone wurden jedoch aufgrund einer unterschiedlichen Interpretation der Faunenelemente nicht in das Callovium sondern in das obere Bathonium gestellt (ABBATE et al. 1974). In der Garure-Formation im Profil Manaa ist übereinstimmend mit dem Bihen Limestone (BOSELLINI 1989) eine Verflachung zum Hangenden durch Karbonatsande der äußeren Plattform am Top der Formation dokumentiert (Kap. 3. 2. 4).

Die Gadaare-Formation ist biostratigraphisch korrelierbar mit der Urandab- und der Gabredarre-Formation bzw. der Anole- und der Uegit-Formation in Südsomalia sowie mit dem Gahodleh Shale, Wanderer Limestone, Daghani Shale und dem Gawan Limestone in Nordwest-Somalia. Demnach entspricht das Gadaare Mergel-Member im unteren Abschnitt (Oxfordium) zeitlich dem Gahodleh Shale und im obersten Abschnitt (unt.-mittl. Kimmeridgium) dem Daghani Shale. Das Gadaare Kalkstein-Member (mittleres - ?oberes Kimmeridgium) ist stratigraphisch in etwa äquivalent zum unteren Gawan Limestone. Das Gadaare Sandstein-Member (unteres ?Tithonium) und das Dolomit-Member (oberes ?Tithonium) sind wahrscheinlich ein Pendant zum mittleren oder höheren (?) Gawan Limestone. Neben den biostratigraphischen Übereinstimmungen ist eine fazielle Ähnlichkeit zwischen der Gadaare-Formation und den Schichten des oberen Jura im Berbera-Becken (Gahodleh Shale bis Gawan Limestone) zu verzeichnen. Die Lithologie (keine Schwarzschiefer) und Biofazies der Gadaare-Formation entspricht jedoch einer geringe-

ren maximalen Wassertiefe als bei Berbera. Die Faziesbedingungen erscheinen eher vergleichbar mit dem randlichen Bereich des Berbera-Beckens (Borama-Gebiet), wo im Oxford und Kimmeridge vorwiegend Kalke und Mergel der flachen Karbonatplattform und des offenen Schelfs (Sa Wer Limestone, Daghani Shale) zur Ablagerung kamen.

Gut korrelierbar erscheint der stratigraphische Abschnitt mit erhöhtem Anteil an terrigenem Detritus, d.h. die Urandab-Formation, der Gahodleh Shale und das Gadaare Mergel-Member. In diesen Schichteinheiten des Oxfordium ist ein Zusammenhang mit erhöhter Beckensubsidenz (geringere Karbonatproduktion) oder klimatischen Änderungen denkbar. Die Ergebnisse der tonmineralogischen Analysen im Untersuchungsgebiet (M. BUßMANN, TU Berlin) deuten anhand des deutlich erhöhten Anteils an Smectit auf Eintrag von festländischem Verwitterungsmaterial, das unter warm-humiden Bedingungen gebildet wurde. Bei der klastischen Einschaltung im unteren Tithonium bzw. oberen Kimmeridgium (Gadaare Sandstein-Member), die eine Verflachung des Sedimentationsraumes im östlichen Bereich des Ahl Mado (Profil Dhadhabo und Xabaal Garure) dokumentiert, ist eine Verbindung mit Krustenbewegungen im arabischen Raum denkbar (Kap. 2. 2). In Yemen bildete sich im Kimmeridgium das Jawf-Marib-Grabensystem (BEYDOUN 1991), und es kamen Evaporite zur Ablagerung (Sabatayn-Formation), in denen synsedimentäre Aufarbeitung und Blockverwerfungen nachgewiesen wurden (KAINZ 1990).

## 6.2 Stratigraphie, Fazies und paläogeographische Schlußfolgerungen.

Im Anschluß an eine Phase terrestrischer Verwitterung und Erosion während des Paläozoikum und frühen Mesozoikum wurde das Gebiet des östlichen Ahl Mado im Zeitraum Trias/unterer Jura Teil eines Beckens mit zunächst kontinentaler, hauptsächlich fluviatiler Sedimentation (Adigrat-Formation). Aufgrund der nach Osten (Ras Antara) und nach Westen (westliches Ahl Mado) abnehmenden Mächtigkeiten sowie der Faziesverteilung innerhalb der Adigrat-Formation (Kap. 3. 1) lag das Beckenzentrum nahe dem Profil Dhadhabo (Abb. 8). Die grobklastischen Ablagerungen eines verflochtenen Flußsystems gehen zum Hangenden und zum randlichen Beckenbereich (Profil Manaa) über in Sande eines gering

mäandrierenden Flußsystems, Uferbanksande und -tone mit Bodenbildungen und schließlich in randlich marine Bildungen mit zum Teil ooidführenden Strand-sanden und Dolomiten. Das Liefergebiet war den Paläoströmungsrichtungen zufolge der im Norden gelegene Hadhramut-Sattel (Südarabien, s. SAINT-MARC 1978, Abb. 5). Die Schrägschichtungsgefüge in der Adigrat-Formation weisen auf ein Hebungsgebiet im Norden des Ahl Mado mit Ost-West verlaufender Küstenlinie hin. Die Tonmineralvergesellschaftungen der zwischengeschalteten Ton- und Siltlagen deuten durch den hohen Anteil an Kaolinit auf die Erosion von Böden, die unter warmen und trockenen Klimabedingungen entstanden sind (pers. Mitt. M. BUßMANN).

Die Beckenkonfiguration blieb vom Toarcium bis zum höheren mittleren Jura (Bathonium) bestehen. Dies ergibt sich neben der Faziesentwicklung auch aus der hier insgesamt höheren Mächtigkeit der Sequenz aus Dhadhabo-, Qarariye- und Dahab-Formation von 407 m gegenüber derjenigen in den Profilen Xabaal Garure von 371 m und Manaa von 335 m (Abb. 7, 8, 9). Im unteren Toarcium wurde das Ahl Mado-Gebiet vermutlich sowohl in Verbindung mit frühen Riftprozessen zwischen West- und Ostgondwana als auch dem weltweiten Meeresspiegelanstieg in diesem Zeitraum vom flachen Schelfmeer erfaßt. Die Transgression ist korrelierbar mit dem Zyklus UAB-4/4.3 (s. HAQ et al. 1987).

Die Litho- und Biofazies der transgressiven Dhadhabo-Formation belegt für das untere bis mittlere/obere Toarcium normalmarine lagunäre Bedingungen im Profil Dhadhabo und randlich marine Sedimentation bei Xabaal Garure und Manaa (Kap. 3.2.1). Die Ammoniten- und Pelecypodenfauna weist auf Verbindung mit den Meeresbecken in Südsomalia (Mandera-Lugh-Becken), Madagaskar und Zentralarabien (Jebel Tuwayq) hin (Kap. 5.1). Das untertoarcische Ahl Mado-Becken ist vermutlich als eine nach Norden gegen Yemen und Südarabien begrenzte, marine Bucht zu deuten, die umgeben war von einem sehr flachen, randlich marinen Raum mit karbonatischer (dolomitische Kalke) und lokal evaporitischer Sedimentation (BARNES 1976) mit einem nach Norden (Richtung Hadhramut-Sattel) zunehmenden Anteil an klastischen Einschaltungen (Abb. 5).

Den Bohrdaten bzw. der lithologischen Zusammensetzung der Hamanlei-Formation zufolge (BARNES 1976) blieben diese Faziesbedingungen in weiten Teilen Nordsomalias während des mittleren Jura im wesentlichen bestehen. Dementsprechend sind die vermutlich im Intervall Aalenium-Bathonium eingeschalteten Klastika und Evaporite (Sabkha-Fazies,

Qarariye-Formation) und deltaisichen Sande (Dahab-Formation) im Untersuchungsgebiet wahrscheinlich auf eine tektonische Heraushebung des Hadhramut-Sattels zurückzuführen. Die Schrägschichtungsgefüge deuten auf einen Sedimenttransport aus dem Norden und einen Ost-West gerichteten Verlauf der Küstenlinie (Kap. 3.2.2, 3.2.3). Die Schwankungen im Verhältnis von Sand-, Silt- und Tonanteil sind im Westen (Profil Manaa) schwächer ausgeprägt als im Osten (Profil Xabaal Garure). Dies entspricht einer zunehmenden Entfernung vom Liefergebiet in westlicher Richtung (pers. Mitt. M. BUßMANN). Die wegen fehlender Fossildaten nur sehr grobe stratigraphische Einstufung der Qarariye-Formation und der Dahab-Formation erlaubt keine Korrelation der Trans- und Regressionszyklen mit denen in Südsomalia (Baidoa-Formation) und im Ogaden (Hamanlei-Formation). Auch ein regionaler Vergleich in Nordsomalia ist wegen der sehr spärlichen Daten zur Stratigraphie und Fazies der Hamanlei-Formation nicht möglich. Innerhalb der Qarariye-Formation deutet der hohe Anteil an Konglomeratlagen mit Grundgebirgsgerölen im Profil Xabaal Garure gegenüber vorwiegend mittel- bis feinklastischer Sedimentation in den beiden weiter westlich gelegenen Profilen auf tektonische Aktivität im Liefergebiet. Die Tonmineralassoziationen stammen dem hohen Anteil an Smectit zufolge aus Böden des tropischen bis subtropischen Klimabereichs. Die transgressiv-regressive Faziesentwicklung in dem Oolith-Member am Top der Qarariye-Formation deutet auf eine Verlagerung des Beckentiefsten in östlicher Richtung zum Profil Xabaal Garure und stärkere Verflachung im Westen (Abb. 7, 8, 9). Die in die Oolithabfolge eingeschalteten Biomikrite, die auf normalmarine Sedimentation hinweisen, keilen in westlicher Richtung zum Profil Manaa hin aus. Aufgrund fehlender stratigraphischer Daten ist eine überregionale Einordnung dieses Sedimentationszyklus ist nicht möglich.

Die durchgehend konstante Mächtigkeit und die gleichmäßige fazielle Ausprägung der deltaisichen, mittel- bis feinklastischen Dahab-Formation (Bathonium) spricht dafür, daß das im unteren Jura angelegte Paläorelief im ausgehenden mittleren Jura in etwa ausgeglichen und das Ahl Mado-Becken ein morphologisch nur gering differenzierter Sedimentationsraum war. Dagegen ist eine unterschiedliche tektonische Entwicklung in Nordwest-Somalia und im Ahl Mado-Gebiet offensichtlich aufgrund der unterschiedlichen Sedimentfazies (Abb. 4b) sowie der erheblichen Mächtigkeitsunterschiede der Schichten des unteren bis mittleren Jura (prä-Callovium) bei Bihendula (130m) und im östlichen Ahl Mado (484m

bei Dhadhabo, 412m bei Xabaal Garure, 346m bei Manaa). Die überlagernden flach- bis normalmarinen vorwiegend lagunären Kalke und Kalkmergel des Callovium (Garure-Formation) spiegeln ausgeglichene Faziesbedingungen im Untersuchungsgebiet wider (Kap. 3. 2. 4).

Das Ahl Mado-Gebiet wurde in Verbindung mit dem globalen Meeresspiegelanstieg und mit regionaler Krustenabsenkung im späten mittleren Jura (Rifting zwischen Ost- und Westgondwana, s. HAQ et al. 1987; RABINOWITZ et al. 1983) im Callovium in den vollmarinen Bereich einbezogen. Die den gesamten ostafrikanischen und arabischen Raum erfassende Transgression im oberen Bathonium bis Callovium ist gekennzeichnet durch das verbreitete Auftreten einer reichen normalmarinen benthischen Fauna ("*Eligmus*-Fauna": u. a. Brachiopoden, Pelecypoden, Korallen, Echinodermen, Ostrakoden, Foraminiferen). Die Zusammensetzung der "*Eligmus*-Fauna" (Kap. 5.2) sowie die Mikrofazies der Kalke der unteren Garure-Formation (Kap. 4.10) weisen auf ein küstennahes, bewegtes aber normalmarines Ablagerungsmilieu im Untersuchungsgebiet hin. Im Anschluß daran setzten sich im Ahl Mado-Becken vorübergehend flachlagunäre Bedingungen durch. Als Ursache für diese Entwicklung, ähnlich der im Bihen Limestone (BRUNI & FAZZUOLI 1976), ist ein relativ schnelles Wachstum und dadurch eine Verflachung der Karbonatplattform denkbar. Ein hoher Gehalt an Kaolinit und Smectit (Profil Xabaal Garure) in den Tonmineralfraktionen belegt einen relativ hohen Eintrag festländischen Verwitterungsmaterials in der tieferen Garure-Formation (pers. Mitt. M. BUBMANN).

Zum Ende des mittleren Jura (oberes Callovium) ist bei küstenferner normalmariner Plattformsedimentation in westlicher Richtung eine leichte Verflachung und Akkumulation von sortierten Karbonatsanden im stark bewegten flachen Plattformrandbereich zu verzeichnen. Die Übereinstimmungen der Garure-Formation mit dem etwa gleich alten Bihen Limestone und dem unteren Sa Wer Limestone sowohl in litho- als auch in biofazieller Hinsicht (Kap. 2. 2, 3. 2. 4) deuten für das Callovium auf einen gemeinsamen Ablagerungsraum im Ahl Mado und im Borama - Bihendula-Gebiet. Hinweise auf ein nahes Hebungsgebiet im Westen ("*Erigavo*-Mukalla-High"), wie es BRUNI & FAZZUOLI (1980) annehmen (Auskeilen der Karbonatsequenzen und zunehmend mächtigere terrestrische Einschaltungen nach Westen), gibt es in der Garure- und Gadaare-Formation nicht. Unter Berücksichtigung der etwas geringeren Mächtigkeit der Garure-Formation bei Manaa ist jedoch stattdessen eine untermeerische Schwellenregion im Callo-

vium denkbar. Auf eine postjurassische Hebung und Erosion der jurassischen Sedimente im *Erigavo*-Gebiet deutet auch der von Westen (Profil Manaa) nach Osten (Profil Xabaal Garure) abnehmende Anteil an Kalksteingeröllen im Transgressionskonglomerat der überlagernden Kreide (LUGER et al. in prep.).

Vergleichbar der Sedimentationsgeschichte im randlichen Bereich des Berbera-Beckens (Borama-Gebiet) setzte sich die relativ flache Plattformsedimentation im küstenfernen normalmarinen Milieu im frühen Oxfordium (unteres Gadaare Mergel-Member) fort (Kap. 3. 2. 5a). Die in westlicher Richtung (Profile Dhadhabo und Manaa) beobachtete deutliche Diversitätsverringering innerhalb der benthischen normalmarinen Fossilgemeinschaften (Brachiopoden, Pelecypoden, Korallen, Echinodermen, Ostrakoden, Foraminiferen) ist auf eine stärkere biofazielle Differenzierung des Meeresraumes entweder durch unterschiedliche Nährstoffzufuhr oder instabile Lebensbedingungen (z.B. Verflachung) zurückzuführen.

Im oberen Oxfordium bis unteren Kimmeridgium wurde das östliche Ahl Mado wahrscheinlich hauptsächlich bedingt durch regionale Krustenabsenkung (Rifting zwischen Ostafrika, Madagaskar und Indien; ? in Verbindung mit Beckenvertiefung im Borama-Bihendula-Gebiet) in den offenen Schelfbereich (tiefes Subtidal) einbezogen. Daran schloß sich im unteren Tithonium bzw. oberen Kimmeridgium eine Umgestaltung der Beckenkonfiguration d.h. eine Verlagerung des Beckenzentrums nach Westen an: während für das Profil Manaa anhand einer über 100 Meter mächtigen Schichtenfolge aus Mudstones und Wackestones (Gadaare Kalkstein-Member) kontinuierliche Ablagerung im offenen Schelfbereich bis in das mittlere oder obere Kimmeridgium anzunehmen ist, gerät der weiter östlich gelegene Raum (Profile Dhadhabo und Xabaal Garure) wahrscheinlich aufgrund tektonischer Heraushebung in die küstennahe flachlagunäre (Gadaare Dolomit-Member) bis eulitorale Zone (Gadaare Sandstein-Member, Kap. 3. 2. 5. c, d). Es wird ein Zusammenhang mit Hebungsprozessen in Arabien (evaporitische Sedimentation; Blockverwerfungen innerhalb der Madbi- und der Sabatain-Formation; Bildung des Jawf-Marib-Grabens in Yemen, BEYDOUN 1991; SAINT-MARC 1978, KAINZ 1990, Kap. 2. 2) vermutet.

Obwohl bisher keine gesicherten Daten über die fazielle Entwicklung des Jura im westlichen Ahl Mado (zwischen Las Koreh und *Erigavo*) vorliegen, ergibt sich somit das Bild eines nach Westen sich vertiefenden und dem Berbera-Becken lateral angegliederten Tithon-Meeres (Abb. 6). Diese Annahme wird ge-

stützt durch den Fund von Calpionellen im Transgressionskonglomerat der überlagernden Kreide (Apt) bei Xabaal Garure, die pelagische Sedimentation bis in das obere Tithon (- ? Berrias) anzeigen (s. LUGER et al. in prep.). Außer der Fazies spricht, auch unter Berücksichtigung der erheblichen postjurassischen Erosion, die relativ geringe Sedimentmächtigkeit der spät mittel- bis oberjurassischen Schichtenfolge (Garure - Formation, Gadaare - Formation) von 210 Metern bei Manaa gegenüber 450 Metern bei Borama und 930 Meter bei Bihendula (Bihen Limestone/ Gahodleh Shale - Gawan Limestone) für eine deutlich geringere Subsidenzrate im Ahl Mado. BOTT et al. (1992) geben eine Mächtigkeit von etwa 350 Metern für die mittel- bis oberjurassische Schichtenfolge ("obere Hamanlei-Formation") im westlichen Ahl Mado (Bohrung Dab Qua 1) an. Ein Zusammenhang zwischen der Beckenentwicklung im Ahl Mado und in Südsomalia (Mandera-Lugh-Becken) im oberen Jura ist wegen der unterschiedlichen lithofaziellen Entwicklung in der Urandab-Formation und Gabredarre - Formation (mehrere Transgressions - Regressionszyklen im flachmarinen Plattformbereich) nicht zu erkennen.

### 6.3 Die paläobiogeographische Bedeutung der Fossilvergesellschaftungen.

Die Fossilassoziationen aus dem Jura des östlichen Ahl Mado sind generell zur "Äthiopischen Faunenprovinz" im Sinne von ARKELL (1956) und HALLAM (1977) zu rechnen, die Ostafrika, Madagaskar, Indien (Kutch), Saudi Arabien und Pakistan umfaßt. Sie wird als Teil der "Indopazifischen Provinz" (sensu STEVENS 1965) aufgefaßt, die neben den erwähnten Gebieten auch Nepal, Westaustralien, Indonesien und Neuseeland, also insgesamt den östlichen Tethysraum beinhaltet. Diese Einteilung bezieht sich auf die Verbreitung der Faunen von Ammoniten (s. CARIOU 1973), Belemniten (STEVENS 1963, 1965, 1973) und von Bivalven (HALLAM 1977).

Im unteren Toarcium ist mit *Bouleiceras* eine typische Ammonitengruppe der "Äthiopischen Provinz" vertreten. Die Gattung stellt in Bezug auf ihre begrenzte paläogeographische Verbreitung innerhalb der durch geringen Provinzialismus gekennzeichneten Ammonitenfaunen des Toarcium (s. HOWARTH 1973, DONOVAN, 1967) eine Ausnahme dar. Ihr Hauptverbreitungsgebiet erstreckt sich entlang des Nordrandes des Gondwana-Kontinents von Marokko und Spanien bis Madagaskar, also in den verhältnis-

mäßig schmalen Meeresarm, der sich im Zuge des beginnenden Rifting zwischen Ostafrika und Madagaskar geöffnet hatte (s. Kap. 5.1). In diesem Zusammenhang ist interessant, daß *Bouleiceras* nahezu in allen Gebieten mit der ersten marinen Ingression und in Vergesellschaftung mit *Protogrammoceras* auftritt (HOWARTH 1973). Das Erscheinen von *Bouleiceras* im unteren Toarcium von Zentral-Südamerika (Anden) (s. VON HILLEBRANDT 1973) könnte auf eine Meeresverbindung zur westlichen Tethys, d.h. eine prä-ozeanische Migrationsroute ("Hispanischer Korridor", VON HILLEBRANDT 1981, ENAY 1985, RICCARDI 1991) zwischen Gondwana, Europa und Nordamerika zurückzuführen sein, die die genannten Autoren aufgrund des Auftretens gemeinsamer Faunenelemente im Ostpazifischen Raum (Südamerika), dem "borealen Raum" (Nordamerika, Eurasia) und dem südlichen Tethysraum vermuten.

Die Pelecypodenfauna des unteren Toarcium (Kap. 5.1) weist mit *Plagiostoma ? colcanapi* (THEVENIN) und *Weyla ambongoensis* (THEVENIN) deutliche Übereinstimmungen zu der des Toarcium von Madagaskar auf (s. ARKELL 1956). Demgegenüber sind im Vergleich zu den Pelecypodenfaunen, die aus dem oberen Lias von Südsomalia überliefert sind, keine Parallelen festzustellen (s. ANGELUCCI et al. 1983). Für die an der transgressiven Basis der toarcischen Schichten häufig vertretene *Weyla ambongoensis*, die aus Ostafrika, Madagaskar, Pakistan, Marokko und Chile, (s. VON HILLEBRANDT 1981) bekannt ist, zeichnet sich eine paläogeographische Verbreitung ähnlich der von *Bouleiceras* ab. Durch den Nachweis von *Holosporella siamensis* PIA im Untersuchungsgebiet (Kap. 5.1) kann das Vorkommen dieser Dasycladaceen-Art auf einen in etwa entsprechenden Raum (Südeuropa, Nordafrika, Naher Osten, Madagaskar, Ostafrika) eingegrenzt werden (s. ELLIOTT 1983). Charakteristische Elemente der Pelecypodenfaunen innerhalb der "Äthiopischen Provinz" sind nach HALLAM (1977) *Africogryphaea costellata* (DOUVILLE), *Eligmus rollandi* DOUVILLE, *Lima (Pl.) harronis* DACQUE, *Weyla ambongoensis* (THEVENIN), *Pholadomya lirata* (SOWERBY), *Indogrammatodon*, *Ceratomyopsis* und *Arcomytilus*. Hiervon sind die drei erstgenannten Arten sowie die Gattungen *Ceratomyopsis* und *Arcomytilus* auch in den vorliegenden Bivalvenfaunen des unteren Callovium vertreten (Kap. 5.2).

Das Fehlen von Ammoniten in der Garure-Formation (Callovium) sowie in gleichalten Schichten im Bihendula-Gebiet (Bihen Limestone) und Südsomalia (Ischia Baidoa-Formation) ist wahrscheinlich auf fazielle Ursachen, d.h. vermutlich eine zu geringe

maximale Wassertiefe zurückzuführen. Auffällig ist daher das Auftreten von Ammonitenfaunen im Callovium Äthiopiens (Harar Provinz), was nach ZEISS (1974) für einen Ammoniten-Migrationsweg von Zentralarabien nach Äthiopien über Yemen und Nordwest-Somalia (Bihendula-Gebiet) spricht. Nach ZEISS sind von den in Äthiopien vorkommenden Gattungen außerdem lediglich Funde aus Indien (Kutch), Marokko, Syrien und der Normandie bekannt. Der Provinzialismus der Ammonitenfaunen war im Callovium jedoch nach neueren Untersuchungen weniger ausgeprägt als bisher angenommen. Er beruhte demnach weniger auf geographischer Separierung als auf den paläoklimatischen und faziellen Bedingungen im Bereich der "Äthiopischen Provinz" (CARIOU et al. 1990).

Ein überregionaler Vergleich der Brachiopodenfaunen ist wegen der begrenzten Anzahl an Arbeiten über gleichalte Brachiopodenfaunen (Kap. 5.2) nur bedingt möglich. Es liegen lediglich Veröffentlichungen über Vorkommen im arabischen Raum (ALMERAS 1987, PICARD & HIRSCH 1987) und Indien (KITCHIN 1990) vor. Dagegen konnten zum Vergleich der Ostrakodenassoziationen jeweils eine Arbeit über Tansania (BATE 1975), Madagaskar (GREKOFF 1963), zwei Arbeiten über Indien (LJUBIMOVA, GUHA & MOHAN 1960, NEALE & SINGH 1986) und mehrere Publikationen über den arabischen Raum (MAYNC 1966, BASHA 1980, DEPECHE et al. 1987, ROSENFELDT et al. 1987) herangezogen werden. Die Aussagekraft der Ostrakodenfaunen in Bezug auf paläobiogeographische Zusammenhänge ist bedingt durch die geringe Artendiversität nicht sehr stark. Von den insgesamt einunddreißig unterschiedenen Arten konnten zudem nur zehn Arten bereits beschriebenem Material zugeordnet werden, was auf einen ausgeprägten endemischen Faunencharakter hindeutet. Von diesen zehn bekannten Arten treten jeweils drei in Saudi Arabien und Tansania, zwei in Madagaskar, Jordanien, Israel und Europa und eine in Ägypten (Sinai) und Indien (Kutch) auf.

Generell weisen sowohl die Brachiopoden als auch die Ostrakoden auf eine starke Affinität zu den Faunen von Saudi Arabien und deutlichere Unterschiede zu denen von Madagaskar und vor allem von Indien auf. Demzufolge stellte das Riftbecken zwischen Madagaskar, Indien und Somalia vermutlich schon im Callovium eine Barriere für die Migration von Flachwasserorganismen zwischen Somalia und Indien dar. Übereinstimmungen in den Ammonitenfaunen des Callovium von Tansania, Madagaskar und Indien sprechen für eine Verbindung durch einen pelagischen Meeresraum (KAMEN-KAYE 1978). Fau-

nistische Ähnlichkeiten zu Saudi Arabien ergeben sich insbesondere durch den Nachweis von folgenden sechs gemeinsamen Brachiopodenarten im vorliegenden Material aus Schichten des unteren Callovium in Somalia und Saudi Arabien: *Bihenithyris weiri* MUIR-WOOD, *B. barringtoni* MUIR-WOOD, *Daghani-rhynchia subversabilis* (WEIR), *D. daghaniensis* MUIR-WOOD, *Cererithyris africana* (WEIR) und *C. wylliei* WEIR. Keine Gemeinsamkeit ist dagegen mit Callovium-Faunen aus Kutch (Indien) zu verzeichnen.

Die Ostrakoden von der Basis der Garure-Formation (Kap. 5.2) sowie aus dem Gadaare Mergel-Member (Kap. 5.5) zählen entsprechend der Vergesellschaftung mit *Amicytheridea*, *Majungaella* und *Pirileberis* zur "östlichen Süd-Gondwana-Fauna" (sensu DINGLE 1988), die sich durch das häufige Auftreten eben dieser Ostrakoden und von *Progonocythere* auszeichnet. Bisher bekannte jurassische Faunen dieser vom Bajocium bis Apt bestehenden Provinz stammen aus dem Bajocium-Bathonium von Madagaskar (GREKOFF 1963), dem Callovium von Kutch (LUBIMOVA et al. 1960) und Tansania (BATE 1974, 1975), dem Oxfordium/Kimmeridgium von Westaustralien und dem Portlandium von Südafrika (DINGLE & KLINGER 1972). Die im gleichen Zeitraum existierende "westliche Süd-Gondwana-Fauna" ist im Raum von Argentinien, Südafrika und dem Falkland Plateau verbreitet und durch die Gattungen *Sondagella*, *Rostrocytheridea* und *Cytherelloidea* gekennzeichnet. Der Autor verweist auf die allgemein relativ geringe Diversität der Cytheraceae-Komponente innerhalb der "Süd-Gondwana-Fauna". Eine Vermischung der östlichen und westlichen Faunenprovinzen, verbunden mit einer merklichen Zunahme der Artenzahl, erfolgt erst im Alb-Cenoman, was nach DINGLE auf den eustatischen Meeresspiegelanstieg im späten Alb und die Bildung flacher und tieferer Meeresverbindungen zwischen dem Südatlantik und der südlichen Tethys zurückzuführen ist. Bei den gering diversen Ostrakodenvorkommen aus der Garure-Formation erinnert das massenweise Auftreten von *Glyptocythere* ? cf. *huniensis* BASHA und der Gattung *Amicytheridea* eher an die Faunen aus Saudi Arabien als an diejenigen aus Tansania und Madagaskar. Die Gattung *Lophocythere* tritt dagegen sowohl in Saudi Arabien als auch in Madagaskar auf.

Die Foraminiferenassoziationen des Callovium und Oxfordium (Kap. 5.2-5.5) sind aufgrund des hohen Anteils an *Lenticulina* und *Nodosaria* zu den "Schelf-Vergesellschaftungen" (sensu GORDON 1970) zu stellen. Während diese von Nodosariiden (v. a. *Lenticulina*) dominierten Faunen nach GORDON vorwiegend am Nord- und Südrand der Tethys verbreitet sind,

kennzeichnen an lituoliden Formen reiche "Tethys-Vergesellschaftungen" den zentralen Tethysraum. Ursache für diese Faunenverteilung sind demnach neben einer Klimazonierung vor allem unterschiedliche geotektonische-sedimentäre Bedingungen in den zentralen und randlichen Tethysbereichen.

Für das untere bis mittlere Oxfordium (Kap. 5.4) ergeben sich in Bezug auf die Brachiopoden- und Ostrakodenfaunen ähnliche paläobiogeographische Beziehungen wie für das untere Callovium. Von den Brachiopodenvergesellschaftungen aus dem Raum Israel/Libanon (PICARD & HIRSCH 1987) sind *Somalirhynchia africana* MUIR-WOOD, *S. bihendulensis* MUIR-WOOD und *S. africana* var. *mesoloba* MUIR-WOOD auch aus Nordsomalia nachgewiesen. Außerdem sind zwei gemeinsame Arten mit Europa und eine in Indien vorkommende Art nachgewiesen (Kap. 5.4). Bei den Ostrakoden ist vor allem *Afrocytheridea somaliensis* n.sp. von Bedeutung, die aus Saudi Arabien als *A. cf. faveolata* BATE bekannt ist (s. DEPECHE et al. 1987). Diese oder eine nah verwandte Art in Israel (MAYNC 1966) sowie verwandte Arten in Madagaskar und Tansania lassen diese Gattung sowohl für die Stratigraphie als auch für paläobiogeographischen Vergleiche als nützlich erscheinen. Mit *Cytherella index* OERTLI und *Cytherella cf. rannaensis* NEALE & SINGH liegen erstmals Anklänge an die Ostrakodenassoziationen Europas und Indiens (Kutch) vor. Mit *Pirileberis* ist ein typisches Element der "östlichen Süd-Gondwana-Fauna" vertreten (DINGLE 1988).

*Belemnopsis tanganensis* FUTTERER ist im ostafrikanischen Raum, Yemen und in Saudi Arabien vom oberen Oxfordium bis zum mittleren Kimmeridgium verbreitet (s. Kap. 5.5). Die Belemniten-Art wird als Element der *Belemnopsis orientalis-gerardi* -Gruppe zur "Indo-Pazifischen Belemniten-Provinz" (STEVENS 1965) gezählt, die neben den oben genannten Gebieten, Madagaskar, Indien, Australien und Neuseeland beinhaltet. Im unteren Kimmeridgium bildet

die *B. orientalis-gerardi* -Gruppe innerhalb der indo-pazifischen Belemnitenfaunen eine "Äthiopische Provinz" im Raum Ostafrika, Madagaskar, Äthiopien und Indien (Kutch) (STEVENS 1973). STEVENS führt die Entstehung der "Indo-Pazifischen Provinz" während des Oxfordium auf eine Unterbrechung der Migration von Belemniten aus dem westlichen Tethysraum, d.h. aus dem mediterranen Bereich Europas infolge von tektonischen Prozessen im Alpen-Balkan-Kaukasus-Gebiet zurück (STEVENS 1965). Dem Autor zufolge spielten für die Verbreitung der Belemnitengruppen paläogeographische und hydrographische Gegebenheiten eine größere Rolle als klimatische Faktoren. Er geht dabei davon aus, daß die meisten Belemnitenarten ökologisch an den Schelfbereich gebunden waren, so daß tiefe Meeresbecken oder Ozeane eine wirksame Barriere gegen deren Ausbreitung darstellten.

Mit *Majungaella cf. praeperforata* BATE und *Cytherella cf. mandawaensis* BATE bestehen im oberen Oxfordium bis mittleren Kimmeridgium Übereinstimmungen zu den Vorkommen in Tansania (BATE 1975). Aus den gering diversen Faunen aus dem Oxfordium von Kutch sind dagegen keine gemeinsamen Arten beschrieben (s. NEALE & SINGH 1986). Zu dem Material aus Saudi Arabien und Madagaskar können, vermutlich aus faziellen Gründen, ebenfalls keine Beziehungen festgestellt werden. Für diese Deutung spricht die sehr geringe Artenzahl im Oxfordium (Hanifa Formation) und vor allem im unteren Kimmeridgium (Jubaila Limestone) von Saudi Arabien (s. DEPECHE et al. 1987) und im Oxfordium von Madagaskar (s. GREKOFF 1963). Unter den Ammoniten ist *Orthaspidoceras aff. Iparum* (OPPEL) (s. Kap. 5.5, 3.2.5), im Kimmeridgium von Äthiopien (Harar Provinz, ZEISS 1984) verbreitet und damit auch in der "Äthiopischen Provinz" vertreten. Die Ammonitengattung *Virgatosphinctes* ist ebenfalls durch zahlreiche Arten im Tithon Äthiopiens (Harar) repräsentiert (ARKELL 1956).

## LITERATUR

- ABBATE, E., BRUNI, P. & SAGRI, M. (1987b): The Mesozoic to Tertiary deposits. - Intern. Meeting: "Geology of Somalia and surrounding regions", Excursion B Guidebook: 12-22, Somali Nat. Univ., Deptm. Geology, Mogadishu.
- ABBATE, E., BRUNI, P., FAZZUOLI, M. & SAGRI, M. (1988): The Gulf of Aden continental margin of Northern Somalia: Tertiary sedimentation, rifting and drifting. - Mem. Soc. Geol. Ital., **31** (1986), 1427-445, Rom.
- ABBATE, E., FICCARELLI, G., PIRINI RADRIZZANI, C., SALVIETTI, A., TORRE, D. & TURI, A. (1974): Jurassic sequences from the Somali coast of the Gulf of Aden. - Riv. Ital. Paleont. Stratigr., **80** (3), 409 - 478, Mailand.
- AGER, D.V. (1965): The adaption of Mesozoic brachiopods to different environments. - Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., **1**, 143-172, Amsterdam.
- AGER, D.V. (1974): Storm deposits in the Jurassic of the Moroccan High Atlas. - Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., **15**, 83 - 93, Amsterdam.
- AIGNER, T. (1979): Schilltpestitute im Oberen Muschelkalk (Trias, SW-Deutschland). - N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **157** (3), 326-343, Stuttgart.
- AIGNER, T. (1985): Storm Depositional Systems. - In: FRIEDMAN, G. M., NEUGEBAUER, H. J. & SEILACHER, A. (eds.): "Lecture Notes in Earth Sciences", **3**, 174 S., Berlin - Heidelberg - New York - Tokyo (Springer).
- ALI KASSIM, M., CARMIGNANI, L. & FAZZUOLI, M. (1987): Geology of the Luuq-Mandera Basin. - Intern. Meeting "Geology of Somalia and surrounding regions", Excursion A Guidebook, 43 S., Somali Nat. Univ., Deptm. Geol., Mogadishu.
- ALMERAS, Y. (1987): Les Brachiopodes du Lias-Dogger: Paleontologie et biostratigraphie. - Geobios, mem. spec. **9**, 161-196, Lyon.
- ANGELUCCI, A., BARBIERI, F., CABDULQADIR, M. M., FAADUMA, C. C., FRANCO, F., ARUSH, C. A. & PICCOLI, G. (1983): The Jurassic stratigraphic series in Gedo and Bay Regions (Southwestern Somalia). - Mem. Sc. Geol., **36**, 73-94, Padua.
- ARKELL, W. J. (1952): Jurassic Ammonites from Jebel Tuwaiq, Central Arabia. - Philos. Trans. R. Soc. London, s. B. Biol. Sciences, **236** (633), 241-313, London.
- ARKELL, W. J. (1956): Jurassic Geology of the World. - 806 S., London (Oliver & Boyd).
- ASSEFA, G. (1988): Potential hydrocarbon-generating rock units within the Phanerozoic sequence of the Ogaden Basin, Ethiopia: A preliminary assessment using the Lopatin Model. - J. Petrol. Geol., **11** (4), 461-472, Beaconsfield, Bucks.
- AYERS, F. M. (1952): Geology of the Wajir Mandera District, North East Kenya. - Rep. Geol. Surv. Kenya, **22**.
- AZZAROLI, A. (1968): On the evolution of the Gulf of Aden. - Proc. 23rd Int. Geol. Congr. Praha, **1**, 125 - 134, Prag.
- AZZAROLI, A. & FOIS, V. (1964): Geological outlines of the northern end of the Horn of Africa. - Proc. 22nd Int. Geol. Congr., **4**, 293 - 314, New Delhi.
- BABIC, L. J. & GUSIC, Iv. (1968-1969): New data about the Jurassic and Lower Cretaceous in Goroki Kotar (Croatia). - Geol. Vjesn., **22**, 17-23.
- BARNES, S.U. (1976): Geology and oil prospects of Somalia, East Africa. - A. A. P. G. Bull., **60** (3), 389 - 413, Tulsa.
- BARRINGTON BROWN, E. (1931): The Geology of north-eastern British Somaliland. - Quart. Journ. Geol. Soc. London, **87**, 259 - 280, London.
- BASHA, S.H. (1980): Ostracoda from the Jurassic System of Jordan. - Rev. Esp. Micropaleont., **12** (2), 231-254, Madrid.
- BASSIOUNI, M. A. (1969): Technische Hinweise zur Säuberung von Ostracoden-Schalen. - Paläont. Z., **43** (3/4), 230-231, Stuttgart.
- BASSON, P. W. & EDGELL, H. S. (1971): Calcareous algae from the Jurassic and Cretaceous of Lebanon. - Micropaleont., **17** (4), 411-433, New York.
- BASSOULET, J. P. & GUERNET, C. L. (1970): Le Trias et le Jurassique de la region des Lacs de Thebes (Beotie et Locride, Grece). - Rev. Micropaleont., **12** (4), 209-217, Paris.
- BASSOULET, J. P., BERNIER, P., CONRAD, M. A., DELOFFRE, R. & JAFFREZO, M. (1978): Les Algues Dasycladales du Jurassique et du Cretace. - Geobios, Mem. Spec., **2**, 1-330, Lyon.
- BASSOULET, J. P., BERNIER, P., DELOFFRE, R., GENOT, P., JAFFREZO, M. & VACHARD, D. (1979): Essai de classification des Dasycladales en Tribus. - 2nd Symp. Int. Algues fossiles. Bull. Centr. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine, **3** (2), 429-442, Pau.
- BASSOULET, J. P., BERNIER, P., DELOFFRE, R., GENOT, P., PONCET, J. & ROUX, A. (1983): Les Algues Udoteacees du Paleozoique au Cenozoique. - Bull. Centr. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine, **7** (2), 449-621, Pau.
- BATE, R. H. (1963a): Middle Jurassic Ostracoda from North Lincolnshire. - Bull. Br. Mus. (Nat. Hist.) Geol., **8** (4), 175-219, London.
- BATE, R. H. (1963b): Middle Jurassic Ostracoda from South Yorkshire. - Bull. Br. Mus. (Nat. Hist.) Geol., **9** (2), 19-46, London.
- BATE, R. H. (1969): Some Bathonian Ostracoda of England with a revision of the Jones 1884 and Jones & Sherborn 1888 collections. - Bull. Br. Mus. (Nat. Hist.) Geol., **17** (8), 379-437, London.
- BATE, R. H. (1974): Upper Jurassic Ostracoda from Tanzania, East Africa. - Actes du VI. Colloque Africain de Micropaleontologie - Tunis 1974. Ann. Mines Geol., **28**, 163-183, Tunis.
- BATE, R. H. (1975): Ostracods from Callovian to Tithonian sediments of Tanzania, East Africa. - Bull. Br. Mus. (Nat. Hist.) Geol., **26** (5), 163-223, London.
- BATE, R. H. & COLEMAN, B. E. (1975): Upper Lias Ostracoda from Rutland and Huntingdonshire. - Bull. Geol. Surv. Great Britain, **55**, 1-42, London.
- BEAUCHEKAMP, J. (1977): La serie sedimentaire en Ethiopie centrale et orientale. - These de Doctorat, Univ. Claude Bernard, 419 S., Lyon.
- BELTRANDI, M. D. & PYRE, A. (1973): Geological evolution of Southwest Somalia. - In: BLANT, G. (ed.): "Sedimentary basins of the African coast, part 2: South and East Africa." Ass. Serv. Geol. Afr.: 159-178, Paris.

- BENSON, R.H. (1961): Ecology of ostracode assemblages. - In: MOORE, R. C. (ed.): Treatise on Invertebrate Paleontology, Part Q, Arthropoda 3, 53-63, Lawrence, Kansas (Univ. Kansas Press).
- BERNIER, P. (1971): Deux nouvelles Algues Dasycladaeées du Jurassique supérieur de Jura meridional. - *Geobios*, **4**, 173-184, Lyon.
- BERNIER, P. (1984): Les formations carbonatées du Kimmeridgien et du Portlandien dans le Jura meridional. Stratigraphie, Micropaleontologie, Sedimentologie. - *Docum. Lab. Fac. Sc. Lyon*, **92** (1-2), 803 S.
- BEYDOUN, Z.R. (1964): The Stratigraphy and Structure of the Eastern Aden Protectorate. - *Overseas Geol. Min. Res., Supp. Ser. 5*, 107 S., London.
- BEYDOUN, Z.R. (1966): Geology of the Arabian Peninsula, Eastern Aden Protectorate and part of Dhufar. - U. S. G. S. Prof. Paper **560-H**, 49 S., Washington.
- BEYDOUN, Z. R. (1970): Southern Arabia and Northern Somalia: comparative geology. - *Phil Trans. Roy. Soc. London, ser. A*, **267**, 267 - 292, London.
- BEYDOUN, Z.R. (1991): Arabian Plate hydrocarbon geology and potential - a plate tectonic approach. - *A. A. P. G. Studies in Geology*, **33**, 77 S., Tulsa, Oklahoma.
- BISCHOFF, G. (1964): Ostracoden-Studien im Libanon 3: Die Gattung *Cytherelloidea* im Oberen Jura und in der Unterkreide. - *Senck. leth.*, **45** (1/4), 1-27, Frankfurt.
- BIZON, J.J. (1960): Sur quelques Ostracodes du Lias du Bassin Parisienne. - *Rev. Micropaleont.*, **2** (4), 203-211, Paris.
- BLAISON, J. (1967): Etudes biometriques et revision de l'espèce *Protogrammoceras madagascariense* (THEVENIN) 1908. - *Ann. Sc. Uni. Besancon*, **3**, Ser. Geol. 3 S.
- BLAISON, J. (1968): Affinites, repartition et typologie du genre "*Bouleiceras*" THEVENIN 1906. - *Ann. Sci. de Univ. de Besancon, Geol.*, **3** (5), 41-49, Besancon.
- BLANFORD, W.T. (1870): Observations on the Geology and Zoology of Abyssinia. - 487 S., London (Mac Millan & Co.).
- BLASZYK, J. (1967): Middle Jurassic ostracods of the Czestochowa Region (Poland). - *Acta Paleont. Polonica*, **12** (1), 4-75, Warschau.
- BOCCALETTI, M., GETANEH, A. & BONAVIA, F. F. (1991): The Marda Fault: a remnant of an incipient aborted rift in the Paleo-African Arabian Plate. - *J. Petrol. Geol.*, **14**, 79-92, Beaconsfield, Bucks.
- BONNEFOUS, J. (1972): Contribution a l'étude stratigraphique et micropaleontologique du Jurassique de Tunisie (Tunisie septentrionale et centrale, Sahel, zone des Chotts). - *These Sc., Paris VI*, 3 vols., 398 S.
- BOSELLINI, A. (1986): East Africa continental margins. - *Geology*, **14**, 76-78.
- BOSELLINI, A. (1989): The continental margins of Somalia: their structural evolution and sequence stratigraphy. - *Mem. Sci. Geol. Mem. Inst. Geol. Mineral. Univ. Padova*, **41**, 373-458, Padua.
- BOTT, W. F., SMITH, B. A., OAKES, G., SIKANDER, A. H. & IBRAHAM, A. I. (1992): The tectonic framework and regional hydrocarbon prospectivity of the Gulf of Aden. - *J. Petrol. Geol.*, **15** (2), 211-243, Beaconsfield, Bucks.
- BOUROULLEC, J. & DELOFFRE, R. (1970): Les Algues du Jurassique Aquitain. - *Bull. Centre Rech. Pau-SNPA*, **4** (1), 79-127, Pau.
- BRANDT, E. & MALZ, H. (1962): Ostracoden-Studien im Dogger, 5: *Glyptocythere* n. g. - *Senck. leth.*, **43** (5), 433-435, Frankfurt.
- BRANDT, E. & MALZ, H. (1966): Ostracoden-Studien im Dogger, 6: Die Arten der Gattung *Glyptocythere* BRANDT & MALZ 1962 im NW-deutschen Dogger. - *Senck. leth.*, **47**, 481-535, Frankfurt.
- BRENNER, P. (1976): Ostracoden und Charophyten des spanischen Wealden (Systematik, Ökologie, Stratigraphie, Paläogeographie). - *Palaeontographica*, **A**, **152**, 113-201, Stuttgart.
- BRENNER, P. & OERTLI, H. J. (1976): Lower Cretaceous ostracodes (Valanginian to Hauterivian) from the Sundays River Formation, Algoa Basin, South Africa. - *Bull. Centr. Rech. Pau-SNPA*, **10/2**, 471-533, Pau.
- BRÖNNIMAN, P. (1955): Microfossils incertae sedis from the Upper Jurassic and Lower Cretaceous of Cuba. - *Micropaleont.*, **1** (1), 28-51, New York.
- BRÖNNIMANN, P. (1972): Remarks on the classification of fossil anomuran coprolites. - *Paläont. Z.*, **46** (1/2), 99-103, Stuttgart.
- BRÖNNIMANN, P. (1976): Revision of the lectotype of *Favreina salevensis* (PAREJAS) (Crustacea, Decapoda) and description of favreine form-species from the Jurassic and Cretaceous of Scotland, Portugal, Yugoslavia and Pakistan. - *Paläont. Z.*, **50** (1/2), 40-46, Stuttgart.
- BRÖNNIMANN, P., CARON, J.-P. & ZANINETTI, L. (1972): *Parafavreina* n. gen., a new thalassinid anomuran (Crustacea, Decapoda) coprolite form-genus from the Triassic and Liassic of Europa and North Africa. - *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, **21**, 941-956, Innsbruck.
- BRÖNNIMANN, P. & NORTON, P. (1960): On the classification of fossil fecal pellets and description of new forms from Cuba, Guatemala and Libya. - *Eclog. Geol. Helv.*, **53**, 832-842, Basel.
- BRÖNNIMANN, P. & ZANINETTI, L. (1972): New names for favreine and parafavreine thalassinid anomuran (Crustacea, Decapoda) coprolites from the Jurassic of Greece and Algeria. - *Paläont. Z.*, **46** (3/4), 221-224, Stuttgart.
- BRUN, L. (1970): Etude Biostratigraphique du Jurassique de la bordure Atlasique Nord-Orientale et Des Plis Marginaux (Maroc Oriental). - *Proc. 3. Afric. Micropal. Coll.*, 185-215.
- BRUNI, P. & FAZZUOLI, M. (1976): Sedimentological observations on Jurassic and Cretaceous sequences of Northern Somalia. - *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **95** (6), 1571-1588, Rom.
- BRUNI, P. & FAZZUOLI, M. (1980): Mesozoic structural evolution of the Somali coast of the Gulf of Aden. - *Accad. Naz. Lincei, Atti dei Convegni*, **47**, 193-207, Rom.
- BRUNI, P. & FAZZUOLI, M. (1987): Jurassic-Cretaceous sedimentary cycles. - In: ALI KASSIM, M. et al.: *Geology of the Luuq-Mandera Basin*. - Intern. Meeting "Geology of Somalia and surrounding regions", Excursion A Guidebook, Mogadishu.
- CANUTI, P., FAZZUOLI, M., FICCARELLI, G. & VENTURI, F. (1983): Occurrence of Liassic faunas at Waaney (Uanei), Province of Bay, south-western Somalia. - *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, **89** (1), 31-46, Mailand.
- CARIOU, E. (1973): Ammonites of the Callovian and Oxfordian. - In: HALLAM, A. (Ed.): *Atlas of*

- Paleobiogeography, 287-295 (Elsevier).
- CARIOU, E., KRISHNA, J. & ENAY, R. (1990): Dynamique biogéographique des Ammonites tethysiennes au Callovien inférieur et corrélations stratigraphiques entre les marges indienne et européenne. - C. R. Acad. Sci. Paris, 311, 373-379.
- CAROZZI, A. (1946): Sur quelques Dasycladacees du Purbeckien du Jura. - C. R. Soc. Phys. Hist. nat. Geneve, 63 (1), 24-26.
- CAROZZI, A. (1947): La microflore du Purbeckien du Jura Suisse. - C. R. Soc. Phys. Hist. nat. Geneve, 64, 13.
- CAROZZI, A. (1955): Dasycladacees du Jurassique supérieur du Bassin de Geneve. - Eclog. Geol. Helv., 48 (1), 32-67, Basel.
- CHAMPETIER, J. (1971): Le Jurassique dans la partie orientale des zones externes des Cordilleres Betiques. Description et correlation des facies du Jurassique a l'Est du Rio Albaida. - I. Coll. Estrat. Paleog. Jurasico Espana, Cuad. Geol. Iberica, 2, 125-135.
- CHAMPETIER, J. (1972): Le Prebetique et l'Iberique cotier dans le Sud de la Province de Valence et le Nord de la Province d'Alicante. - These Sc., Nancy et Sci. Terre, Mem. 24, 170 S..
- CHILDS, A. (1969): Upper Jurassic rhynchonellid brachiopods from Northwestern Europe. - Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.) Geol., suppl. 6, 1-119, London.
- CHIOCCHINI, M., MANCINELLI, A., MOLINARI-PAGANELLI, V. & TILIA-ZUCCARI, A. (1979): Repartition stratigraphique des Algues Dasycladales et Codiacees dans les successions mesozoiques de plate-forme carbonatee du Lazio centre-meridional (Italie). - Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 3 (2), 525-535, Pau.
- CLIFT, W.O. (1958): Sedimentary history of the Oga-den District, Ethiopia. - Proc. XX Int. Geol. Congress. Symp. Yacim. de Petr. y Gaz, 1, 89-112, Mexico.
- COLLIGNON, M. (1949): L'Oxfordien dans le sud-ouest de Madagascar. - Ann. Hebert et Haug, 7, 85 S. (Livre jubilaire Charles Jacob).
- CONRAD, M. A. & PEYBERNES, B. (1973): Sur quelques Dasycladales (Chlorophycees) du Dogger des Pyrenees centrales et orientales franco-espagnoles. - Arch. Sci. phys. nat., 26, 297-308, Genf.
- CONRAD, M. A., PRATURLON, A. & RADOICIC, R. (1973): Reinstatement of the genus *Salpingoporella* PIA (Dasycladaceae) followed by *S. steinhauseri*. - C. R. Soc. Phys. Hist. nat. Geneve, n. s., 7 (2-3), 103-111.
- COPE, J.C.W. et al. (1980): Boreal (British) ammonoid zones. - Geol. Soc. London Spec. Rep., 14, 73.
- CORNUEL, J. (1846): Description des Entomostraces fossiles du Terrain Cretace inférieur du Département de la Haute-Marne, Suivie d'indications sur les profondeurs de la mer qui a depose ce terrain. - Mem. Soc. Geol. France, ser. 2, 1 (5), 193-205, Paris.
- COX, L.R. (1935a): The Triassic, Jurassic and Cretaceous Gastropoda and Lamellibranchia of the Attock District. - Palaeontologia Indica, n. ser., 20 (5), 1-27, Kalkutta.
- COX, L.R. (1935b): Jurassic Gastropoda and Lamellibranchiata. - In: "The Mesozoic Paleontology of British Somaliland". Geol. Palaeont. Brit. Somaliland 2, 148-197, Cardiff.
- COX, L.R. (1965): Jurassic Bivalvia and Gastropoda from Tanganyika and Kenya. - Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.) Geol., suppl. 1, 213 S., London.
- CRICK, G.C. (1897): On the fossil Cephalopoda from Somaliland, Appendix to Donaldson Smith: Through unknown African Countries. London.
- CUVILLIER, J., BASSOULET, J.-P. & FOURCADE, E. (1969): Coprolithes du Jurassique et du Cretace d'Espagne et de quelques autres regions. - Rev. Micropaleont., 11 (4), 183-190, Paris.
- DACQUE, E. (1905): Beiträge zur Geologie des Somalilandes. II. Oberer Jura. - Beitr. Palaeont. Geol. Oest.-Ung., 17, 119 - 160, Wien.
- DACQUE, E. (1910): Dogger und Malm aus Ostafrika. - Beitr. Palaeont. Geol. Oest.-Ung., 23, 1-62, Wien.
- DACQUE, E. (1915): Neue Beiträge zur Kenntnis des Jura in Abessinien. - Beitr. Palaeont. Geol. Oest.-Ung., 27, 1-17, Wien.
- DAHANAYAKE, K. (1977): Classification of oncoids from the Upper Jurassic carbonates of the French Jura. - Sediment. Geol., 18, 337-353, Amsterdam.
- DAHAYANAKE, K. (1978): Sequential position and environmental significance of different types of oncoids. - Sediment. Geol., 20, 301-316, Amsterdam.
- DAINELLI, G. (1943): Geologia dell' Africa Orientale. - Reale Accad. Italia, 4 Vols., 1 geol. map 1 : 2.000.000, Rom.
- DAVIES, G.R. (1970): Algal laminated sediments. Gladstone Embayment, Shark Bay, Western Australia. - In: LOGAN, B. W., DAVIES, G. R., READ, J. F. & CEBULSKI, D. E. (eds.): "Carbonate sedimentation and environments, Shark Bay, Western Australia." A. A. P. G. Memoir, 13, 169-205, Tulsa.
- DEAN, W. T., DONOVAN, D. T., HOWARTH, M. K. (1961): The Liassic ammonite zones and subzones of the northwest European province. - Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.) Geol., 4 (10), 435-505.
- DELOFFRE, R. (1988): Nouvelle Taxonomie des Algues Dasycladales. - Bull. Centr. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine, 12 (1), 165-217.
- DEPECHE, F., LE NINDRE, Y. M., MANIVIT, J. & VASLET, D. (1987): Les Ostracodes du Jurassique d'Arabie Saoudite Centrale: Systematique, repartition stratigraphique et paleogeographique. - Geobios, mem. spec. 9, 221-257, Lyon.
- DERIN, B. & REISS, Z. (1966): Jurassic microfacies of Israel. - Israel Inst. Petrol., Spec. Publ., 43 S., Tel-Aviv.
- DEVOTO, G. & PAROTTO, M. (1967): Note geologiche sui rilievi tra Monte Crepacuore e Monte Ortara (Mte Ermici-Lazio nord orientale). - Geol. Roman., 6, 145-163.
- DIAZ-ROMERO, V. (1931): Contributo allo studio della fauna giurese della Danalia Centrale. - Palaeontogr. Ital., 31, 1-61, Pisa.
- DINGLE, R.V. (1969): Marine Neocomian Ostracoda from South Africa. - Trans. roy. Soc. S. Afr., 38, 139-164.
- DINGLE, R.V. & KLINGER, H.C. (1972): The stratigraphy and ostracod fauna of the Upper Jurassic sediments from Brenton, in the Knysna Outlier, Cape Province. - Trans. Roy. Soc. S. Afr., 40 (4), 279- 298, Kapstadt.
- DINGLE, R.V. (1982): Some aspects of Cretaceous ostracod biostratigraphy of South Africa and relationships with other Gondwanide localities. - Cretaceous Research, 3, 367-389, London.
- DINGLE, R.V. (1988): Marine ostracod distributions du-

- ring the early breakup of Southern Gondwanaland. - In: HANAI, T. et al. (eds.): "Evolutionary Biology of Ostracoda". Developments in Palaeont. and Stratigr., 11, 841-853, Amsterdam-Oxford-New York (Elsevier).
- DONOVAN, D.T. (1967): The geographical distribution of Lower Jurassic ammonites in Europe and adjacent areas. - In: ADAMS, C. G. & AGER, D. V. (eds.): "Aspects of Tethyan biogeography": 111-132, London (The Systematics Association).
- DONZE, P. (1977): Ostracodes des niveaux de la limite Jurassique-Cretace dans le sud-ouest Constantinois (Algerie). - VI. Colloque Africain de Micropaleontologie. - Tunis 1974. Ann. Mines Geol., 28, 201-215, Tunis.
- DRAGASTAN, O. (1971): New algae in the Upper Jurassic and Lower Cretaceous in the Bicaz Valley, East Carpathians (Romania).- Rev. Espan. Micropaleont., 3 (2), 155-192, Madrid.
- DRAGASTAN, O. (1981): Mesozoic Dasycladaceae from Romania: Distribution and biostratigraphic importance. - Facies, 4, 165-196, Erlangen.
- DREXLER, E. (1958): Foraminiferen und Ostracoden aus dem Lias von Siebeldingen/Pfalz. - Geol. Jb., 75, 475-554, Hannover.
- DUALEH, A. H. A., REUTHER, C.-D. & SCHECK, P. (1990): Basement structure and sedimentary cover of Somalia. - In: KLITZSCH, E. & SCHRANK, E. (eds.): "Research in Sudan, Somalia, Egypt and Kenya." Berliner geowiss. Abh., A, 120.2, 505-519, Berlin.
- DUBAR, G. (1948): La faune Domerienne du Jebel Bou-Dahar. - Notes Mem. Serv. Geol. Maroc, 68.
- DUFAURE, P. (1958): Contribution a l'etude stratigraphique et micropaleontologique du Jurassique et du Neocomien, de l'Aquitaine a la Provence. - Rev. Micropal., 1 (2), 87-115, Paris.
- DUNHAM, R. J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. - A. A. P. G. Mem., 1, 108-121, Tulsa.
- EBEID, Z. (1974): Taxonomic studies on foraminiferal fauna from subsurface sections (Western Desert-E.A.R.) (Part 1 - Wadi El Natrun). - VI. Colloque Africain de Micropaleontologie - Tunis 1974. Ann. Mines Geol., 28, 217-237, Tunis.
- EDER, W. (1982): Diagenetic redistribution of carbonate, a process in forming limestone - marl alternations (Devonian and Carboniferous, Rheinisches Schiefergebirge, W. Germany). - In: G. EINSELE, & A. SEILACHER (eds.): "Cyclic and Event Stratification.", 98-112, Berlin-Heidelberg - New York (Springer).
- ELLIOTT, G. F. (1955): Fossil calcareous algae from the Middle East. - Micropaleontology, 1 (2), 125-131, New York.
- ELLIOTT, G. F. (1956a): Further records of fossil calcareous algae from the Middle East. - Micropaleontology, 2 (4), 327-334, New York.
- ELLIOTT, G. F. (1956b): Algues calcaires codiacees fossiles d'Iraq, nouvelles et peu connues. - Bull. Soc. Geol. France, 6 (7-9), 789-795, Paris.
- ELLIOTT, G. F. (1957): New calcareous algae from the Arabian Peninsula. - Micropaleontology, 3 (3), 227-234, New York.
- ELLIOTT, G. F. (1958): Algal debris-facies in the Cretaceous of the Middle East. - Palaeontology, 1 (3), 254-259, London.
- ELLIOTT, G. F. (1959): New calcareous algae from the Cretaceous of Iraq. - Rev. Micropaleont., 1, 217-222, Paris.
- ELLIOTT, G. F. (1962): More microproblematica from the Middle East. - Micropaleontology, 8 (1), 29-44, New York.
- ELLIOTT, G. F. (1968): Permian to Palaeocene calcareous algae (Dasycladaceae) of the Middle East. - Brit. Mus. (Nat. Hist.) Bull. Geol., suppl. 4, 1-111, London.
- ELLIOTT, G. F. (1975): Transported algae as indicators of different marine habitats in the English Middle Jurassic. - Palaeontology, 18 (2), 351-366, London.
- ELLIOTT, G. F. (1983): Distribution and affinities of the Jurassic dasycladacean alga *Sarfatiella*. - Palaeontology, 26 (3), 671-675, London.
- EMBERGER, J. & JAFFREZO, M. (1975): Complements a un essai d'inventaire des algues Dasycladacees du Jurassique et du Cretace inferieur. - Bull. Inst. Geol. Bassin Aquitaine, 18, 59-132, Talence.
- ENAY, R. (1985): Seuils et voies d'echanges: role dans la distribution et l'evolution des Ammonites jurassiques. - Bull. Sect. Sci., 1985, 9, 203-215.
- ENAY, R. & MANGOLD, C. (1982): Dynamique biogeographique et evolution des faunes d'Ammonites au Jurassique. - Bull. Soc. geol. France, ser. 7, 24 (5-6), 1025-1046, Paris.
- ENAY, R., LE NINDRE, Y.-M., MANGOLD, C., MANIVIT, J. & VASLET, D. (1986): The Jurassic of Central Saudi Arabia: New data on lithostratigraphic units, paleo-environments, ammonite fauna, ages, and correlations. - Techn. Record BRGM-TR-06-3, 1-65, Dep. Min. Res, Jiddah.
- ENOS, P. (1983): Shelf. - In: SCHOLLE, P. A., BEBOUT, D. G. & MOORE, C. H. (eds.): "Carbonate Depositional Environments". A. A. P. G. Mem., 33, 267-297, Tulsa, Oklahoma.
- ENOS, P. & PERKINS, R. D. (1979): Evolution of Florida Bay from island stratigraphy. - Geol. Soc. Am. Bull., part I, 90, 59-83.
- FATMI, A. N. (1972): Stratigraphy of the Jurassic and Lower Cretaceous rocks and Jurassic ammonites from northern areas of West Pakistan. - Bull. Br. Mus. (Nat. Hist.) Geol., 20 (7), 300-380, London.
- FLÜGEL, E. (1974): Fazies-Interpretation der *Cladocarpis*-Kalke (Malm) auf Karaburun, W-Anatolien. - Archiv Lagerstättenforschung Ostalpen, Sonderband 2, 79-94, Leoben.
- FLÜGEL, E. (1979): Palaeoecology and microfacies of Permian, Triassic and Jurassic algal communities of platform and reef carbonates from the Alps. - Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 3 (2), 569-587, Pau.
- FLÜGEL, E. (1982): Microfacies analysis of limestones. - 633 S., Berlin-Heidelberg-New York (Springer).
- FLÜGEL, E. (1985): Diversity and environments of Permian and Triassic dasycladacean algae. - In: TOOMEY, D. F. & NITECKI, M. H. (eds.): "Paleoalgology: Contemporary Research and Applications.", 344-351, Berlin-Heidelberg (Springer).
- FOLK, R. L. (1959): Practical petrographic classification of limestones. - A. A. P. G., Bull., 43/1, 1-38, Tulsa.
- FOLK, R. L. (1962): Spectral subdivision of limestone types. - A. A. P. G., Mem., 1, 62-84, Tulsa.
- FÜRSICH, F. T. (1972): *Thalassinoides* and the origin of nodular limestone in the Corallian Beds (Upper Jurassic) of southern England. - N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1973 (3), 136-156, Stuttgart.

- FUTTERER, K. (1894): Beiträge zur Kenntnis des Jura in Ostafrika. IV. - Z. dtsh. geol. Ges., 46, 1-49, Hannover.
- GEBELEIN, D. C., STEINEN, R. P., HOFFMAN, E. J., GARRETT, P. & QUEEN, J. M. (1979): Mixing-zone dolomite in tidal flat sediments of central-west Andros Island, Bahamas (Abs.). - A. A. P. G. Bull., 63, 457, Tulsa, Oklahoma.
- GEYER, O. F. (1965): Einige Funde der arabo-madagassischen Ammoniten-Gattung *Bouleiceras* im Unterjura der Iberischen Halbinsel. - Paläont. Z., 39 (1/2), 26-32, Stuttgart.
- GOLLESTANEH, A. (1974): Biostratigraphie du "Khami-Group" et limite Jurassique-Cretace de la Province du Fars (Iran meridional). - Bull. B. R. G. M., sect. IV, 3, 165-197.
- GOLLESTANEH, A. (1979): The stratigraphic distribution of fossil calcareous algae in southern Iran. - Bull. Cent. Rech. Explor. - Prod. Elf-Aquitaine, 3 (2), 619-624, Pau.
- GORDON, W. A. (1970): Biogeography of Jurassic Foraminifera. - Geol. Soc. Am. Bull., 81, 1689-1704, Boulder.
- GOUIN, P. & MOHR, P. A. (1964): Gravity traverses in Ethiopia. - (Interim Report) Bull. Geophys. Obs. (Ethiopia), 3, 185-239.
- GREENWOOD, J. E. G. M. (1960): Geology of the Las Khoreh-Elayu area, Erigavo District.- Somalil. Protect. Geol. Survey, Rept. 3, 36 S., Hargeisa.
- GREGORY, J. W. (1900): On the geology and fossil corals and echinids of Somaliland. - Quart. Journ. Geol. Soc. London, 56, 26-45, London.
- GREKOFF, N. (1963): Contribution a l'etude des Ostracodes du Mesozoique Moyen (Bathonien-Valanginien) du Bassin de Majunga, Madagascar. - Rev. Inst. franc. Petrole, 18, 1709-1762, Paris.
- GUÉX, P. J. (1973): Aperçu biostratigraphique sur le Toarcien inferieur du Moyen-Atlas marocain et discussion sur la zonation de ce sous-etage dans les series mediterraneennes. - Eclogae geol. Helv., 66 (3), 493-523, Basel.
- GUÉX, P. J. (1974): Les Bouleiceratinae ARKELL (Ammonitina, Cephalopoda): sous-famille mono- ou polyphyletique? - Eclogae geol. Helv., 67 (2), 427-430, Basel.
- GUHA, D. K. (1976): On some Mesozoic Ostracoda from subcrops of Banni, Rann of Cutch, India. - Proc. VI Indian Coll. Micropal. Strat., 1976, 84-90.
- HALLAM, A. (1977): Jurassic bivalve biogeography. - Paleobiology, 3, 58-73, Chicago.
- HALLAM, A. (1988): A reevaluation of Jurassic eustasy in the light of new data and the revised Exxon Curve. - S.E.P.M., Spec. Publ. 42, 261-273, Tulsa, Oklahoma.
- HALLEY, R. B., HARRIS, P. M. & HINE, A. C. (1983): Bank margin environment. - In: SCHOLLE, P. A., BEBOUT, D. G. & MOORE, C. H. (eds.): "Carbonate depositional environments." A. A. P. G. Mem., 33, 463-507, Tulsa, Oklahoma.
- HAQ, B. U., HARDENBOL, J. & VAIL, P. R. (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. - Science, 235, 1156-1167, Washington.
- HELMDACH, F. F. (1971): Zur Gliederung limnisch-brackischer Sedimente des portugiesischen Oberjura (ob. Callovien - Kimmeridge) mit Hilfe von Ostrakoden. - N. Jb. Geol. Paläont., Mh. 1971 (11), 645-662, Stuttgart.
- HIRSCH, F. (1980): Jurassic bivalves and gastropods from Northern Sinai and Southern Israel. - Isr. J. Earth-Sci., 28 (1980), 128-163, Jerusalem.
- HITCHINGS, V. H. (1990): *Acicularia elongata*: A dasyclad alga from the Corallian (Upper Jurassic) of North Yorkshire, U. K.. - Micropaleont., 36 (2), 157-163, New York.
- HOLLAND, T. H. (1909): Liassic and Neocomian of Baluchistan, in General Report for 1908. - Rec. Geol. Surv. India, 38, 25.
- HOTTINGER, L. (1967): Foraminiferes imperfores du Mesozoique marocain. - Notes Mem. Serv. Geol. Maroc., 209, 7-168, Rabat.
- HOWARTH, M. K. (1973): Lower Jurassic (Pliensbachian and Toarcian) ammonites. - In: HALLAM, A. (ed.): "Atlas of Paleobiogeography", 275-282 (Elsevier).
- HUGHES, G. W. & BEYDOUN, Z. R. (1992): The Red Sea - Gulf of Aden: Biostratigraphy, lithostratigraphy and palaeoenvironments. - J. Petrol. Geol., 15 (2), 135-156, Beaconsfield, Bucks.
- HUNT, J. A. (1960): Report on the Geology of the Berbera-Sheikh area. - Somalil. Protect. Geol. Surv., Rept. 4, 27 S., London.
- JABOLI, D. (1959): Fossili giurassici dell'Harar (Africa Orientale). Brachiopodi, Lamellibrachi e Gastropodi. - In: "Missione Geologica dell' Azienda Petroli (A. G. I. P.) nella Dancalia meridionale negli altopiani harrarini (1936-1938)." Acc. Naz. dei Lincei, 4, 1-100, Document. Paleont., 1, Rom.
- JAFFREZO, M. (1980): Les formations carbonatees des Corbieres (France) du Dogger a l' Aptien: Micropaleontologie, stratigraphie, biozonation, paleoecologie. Extension des resultats a la Mesogee. - These Doct. Univ. Pierre et Marie Curie, Paris.
- JAIN, S. P. & MANNIKERI, M. S. (1975): Ostracoda from the Spiti Shales, Spiti Valley. - Himalayan Geology, 5, 133-138.
- JOHNSON, J. H. (1954): Cretaceous Dasycladaceae from Gillespie County, Texas. - J. Paleont., 28, 787-790, Lawrence, Kansas.
- JOHNSON, J. H. (1964): The Jurassic algae. - Quart. Colorado School Mines, 59 (2), 129 S., Golden.
- JONES, T. R. & SHERBORN, C. D. (1888): On some Ostracoda from the Fuller's Earth Oolithe and Bradford Clay. - Proc. Bath Nat. Hist. Fld Cl., 6, 249-278.
- KAINZ, W. (1990): The Jurassic of the southern margin of the Arabian Plate between Habban and Al Mukalla (Yemen). - Z. geol. Wiss., 18 (1990), 12, 1157-1158, Berlin.
- KAMEN-KAYE, M. (1978): Permian to Tertiary faunas and paleogeography: Somalia, Kenya, Tanzania, Mozambique, Madagascar, South Africa. - J. Petrol. Geol., 1 (1), 79-101, Beaconsfield, Bucks.
- KAMEN-KAYE, M. & BARNES, S. U. (1979): Exploration geology of northeastern Africa-Seychelles Basin. - J. Petrol. Geol., 2, 23-45, Beaconsfield.
- KAPILIMA, S. (1984): Biostratigraphische und paläontologische Untersuchungen im Jura und der Kreide des tansanischen Küstenstreifens im Hinterland von Dar-Es-Salaam und Bagamoyo. - Berl. Geowiss. Abh. A, 57, 1-77, Berlin.
- KAUFFMAN, E. G. (1969): Form, function and evolution. - In: MOORE, R. C. (ed.): Treatise on Invertebrate Paleontology, Part N, Mollusca 6, Bivalvia, 129-205, Lawrence (Univ. Kansas Press).
- KENDALL, C. G. St. C. & SCHLAGER, W. (1981): Carbonates and relative changes in sea level. - Marine Geol., 44, 181-212, Amsterdam.

- KENNEDY, W. J., JACOBSON, M. E. & JOHNSON, R. T. (1969): A *Favreina* - *Thalassinoides* association from the Great Oolite of Oxfordshire. - *Palaeontology*, 12 (4), 549-554, London.
- KITCHIN, F. L. (1900): The Jurassic fauna of Cutch. - *Palaeont. Indica*, ser. 9, 3 (1), 87 S., Kalkutta.
- KNITTER, H. (1983): Biostratigraphische Untersuchungen mit Ostracoden im Toarcium Süddeutschlands. - *Facies*, 8, 213-262, Erlangen.
- KOSSMAT, F. (1907): Geologie der Insel Sokotra, Semha und Abd el Kuri. - *Denkschr. Akad. Wiss., Wien (Mathem.-Naturwiss. Cl.)*, 71 (1), 1-62.
- KOZUR, H. & SADEDDIN, W. (1990): Holothurian sclerites from the Middle Jurassic of Wadi Huni, northwest Jordan. - *Micropaleontology*, 36 (4), 353-366, New York.
- KRÖMMELBEIN, K. (1975): African Cretaceous ostracodes and their relations to surrounding continents. - In: J. GRAY & A. J. BOUCOT (eds.): "Historical Biogeography, Plate Tectonics and the Changing Environment.", 305-310, (Oregon State Univ. Press).
- KUSS, J. (1990): Middle Jurassic calcareous algae from the Circum- Arabian Area. - *Facies*, 22, 59-87, Erlangen.
- LAUGHTON, A. S. (1966): The Gulf of Aden. - *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, ser. A, 259, 150 - 171, London.
- LAUGHTON, A. S., WHITMARSH, R. B. & JONES, M. T. (1970): The evolution of the Gulf of Aden. - *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, ser. A, 267, 227-266, London.
- LEMOINE, M. & SARFATI, J. (1963): Sur une Dasycladacee du Bajocien des Corbieres. - *C. R. somm. Soc. geol. Fr.*, 7, 242-243.
- LE PICHON, X. & FRANCHETAU, J. (1978): A plate-tectonic analysis of the Red Sea-Gulf of Aden area. - *Tectonophysics*, 46, 369-406, Amsterdam.
- LEWY, Z. (1982): *Gryphaeligmus* n. gen. (Bivalvia: Malleidae) from the Bathonian of the Middle East. - *J. Paleont.*, 56, 811-815, Lawrence, Kansas.
- LIEBAU, A. (1976): Entwurf einer paläobathymetrischen Flachmeer-Zonierung mit Hilfe von Ostracoden und anderen Mikrofossilien. - *Zentralbl. Geol. Paläont. Teil II*, 1976 (5/6), 442-447, Stuttgart.
- LJUBIMOVA, P. S., GUHA, D. K. & MOHAN, M. (1960): On Ostracoda of Jurassic and Tertiary deposits from Kutch and Rajasthan (Jaisalmer), India. - *Bull. geol. min. metall. Soc. India*, 22, 1-61, Kalkutta.
- LOGAN, B. W., REZAK, R. & GINSBURG, R. N. (1964): Classification and environmental significance of algal stromatolites. - *J. Geol.*, 72 (1), 68-83, Chicago.
- LOREAU, J.-P. & PURSER, B. H. (1973): Distribution and ultrastructure of Holocene ooids in the Persian Gulf. - In: PURSER, B. H. (ed.): "The Persian Gulf. Holocene Carbonate Sedimentation and Diagenesis in a Shallow Epicontinental sea", 279-329, Berlin - Heidelberg - New York (Springer).
- LUGER, P., HENDRIKS, F., ARUSH, M., BUSSMANN, M., KALLENBACH, H., METTE, W. & STROUHAL, A. (1990): The Jurassic and the Cretaceous of northern Somalia: Preliminary results of the sedimentologic and stratigraphic investigations. - In: KLITZSCH, E. & SCHRANK, E. (eds.): "Research in Sudan, Somalia, Egypt and Kenya." *Berliner geowiss. Abh., A*, 120, 2, 571-594.
- LUGER, P., WILKE, H. G. & WUNDERLICH, H.: On the occurrence of Calpionellids in the basal conglomerate of the Tisje Formation in Northern Somalia. (in man.).
- LUTZE, G. F. (1960): Zur Stratigraphie und Paläontologie des Callovien und Oxfordien in Nordwest-Deutschland. - *Geol. Jb.*, 77, 391-532, Hannover.
- MALZ, H. (1966): Zur Kenntnis einiger Ostracoden-Arten der Gattungen *Kinkelinella* und *Praeschuleridea*. - *Senck. leth.*, 47, 385-404, Frankfurt.
- MALZ, H. (1975): Die Arten der Gattung *Lophocythere*, ihre stratigraphische und regionale Verbreitung. - *Senck. leth.*, 56 (2/3), 123-145, Frankfurt.
- MASON, E. (1962): Report on the Geology of the area north of Hargeisa and Laferug, Hargeisa and Berbera Districts. - *Somalil. Protect. Geol. Surv.*, Rep. 7, 34 S.
- MAYNC, W. (1959): Biocharacteres et analyse morphometrique des especes jurassiques du genre *Pseudocyclammina* (Foraminiferes). I. - *Pseudocyclammina lituus* (YOKOYAMA). - *Rev. Micropaleont.*, 2 (3), 153-172, Paris.
- MAYNC, W. (1966): Microbiostratigraphy of the Jurassic of Israel. - *Bull. Geol. Surv. Israel*, 40, 1-56, Jerusalem.
- MC CONNELL, R. B. (1970): Evolution of Rifting in Africa - *Nature*, 227, 699.
- MC CONNELL, R. B. (1972): Geological development of the rift system of Eastern Africa. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 83, 2549-2572, Boulder.
- MERLA, G. (1949): *Indogrammatodon* nuovi dell' Ethiopia e della Somalia, e osservazioni sulla filogenesi del gruppo. - *Mem. Ist. Geol. Univ. Padova*, 16, 1-23.
- MERLA, G. & MINUCCI, E. (1938): *Missione Geologica nel Tigris*. 1, R. Acc. Italia, Rom.
- MERLA, G., ABBATE, E., AZZAROLI, A., BRUNI, P., CANUTI, P., FAZZUOLI, M., SAGRI, M. & TACCONI, P. (1979): A Geological Map of Ethiopia and Somalia (1973) 1 : 2.000.000 and comment with a map of major landforms. - *C. N. R.*, 95 S., Firenze (Centro Stampa).
- MOHR, P. A. (1962): The Geology of Ethiopia. - 268 S. (Univ. Coll. of Addis Ababa Press).
- MOHR, P. A. (1963): Occurrence of Karroo System sediments in Ethiopia. - *Nature*, 199, 1086, London.
- MOORE, H. B. (1932): The faecal pellets of the Anomura. - *Roy. Soc. Edinburgh, Proc.*, 52, 296-308.
- MOORE, R. C. (ed.) (1961): *Treatise on invertebrate Paleontology*, Part Q, Arthropoda 3, Crustacea, Ostracoda. - 442 S. (Univ. Kansas Press).
- MOUTERDE, R. (1953): Une forme d'affinites arabomalgaches, *Bouleiceras* dans le Toarcien inferieur de Coimbra. - *Bull. Soc. geol. Port.*, 11 (1), 93-102.
- MU, X. (1991): Fossil Udoteaceae and Gymnodiaceae. - In: RIDING, R. (ed.): *Calcareous Algae and Stromatolites*, p. 146-166, Berlin - Heidelberg - New York - London (Springer).
- MUIR-WOOD, H. M. (1935): Jurassic Brachiopoda. - In: "The Mesozoic Palaeontology of British Somaliland." *Geol. Palaeont. Brit. Somaliland*, part 2, 75-147, Cardiff.
- MUIR-WOOD, H. M. (1937): The Mesozoic Brachiopoda of the Attock District. - *Palaeontologia Indica*, n. ser., 20 (6), 1-34, Kalkutta.
- NAIRN, A. E. M. (1978): Northern and Eastern Africa. - In: MOULLADE, M. & NAIRN, A. E. M. (eds.): "The Phanerozoic Geology of the World. The

- Mesozoic. A.", 329-370, Amsterdam (Elsevier).
- NEALE, J.W. & SINGH, P. (1986): Jurassic Ostracoda from the Banni well No. 2, Kutch, India. - Rev. Esp. Micropaleont., 17 (3), 347-372, Madrid.
- NIKLER, L. & SOKAC, B. (1965): *Cylindroporella anici* n. sp. New Dasycladacea from the Malm of Velebit. - Bull. Scient. Conseil Acad., RSF Yougosl., 10 (4), 106-107, Zagreb.
- NIKLER, L. & SOKAC, B. (1967): Fossil Dasycladacea from Upper Jurassic of the Mount Velebit and the northwestern part of the Mount Velika Kapela. - Rad. Jug. Akad. Znan. Umjetn., 345, 101-134.
- OERTLI, H. J. (1957a): Ostracodes du Jurassique superieur du Bassin de Paris (Sondage Vernon I). - Rev. Inst. Franc. Petrole, 12 (6), 647-695, Paris.
- OERTLI, H. J. (1957b): Ostrakoden als Salzgehalts-Indikatoren im oberen Bathonien des Boulonnais. - Ecl. Geol. Helv., 50 (2), 279-283, Basel.
- OERTLI, H. J. (1959): Malm-Ostrakoden aus dem schweizerischen Juragebirge. - Mem. Soc. Helv. Sc. Nat., 83 (1), 1-44, Zürich.
- OERTLI, H. J. (1963a): Faunes d'Ostracodes du Mesozoique de France. - 57 S., Leiden (E. J. Brill).
- OERTLI, H. J. (1963b): Ostracodes du "Purbeckien" du Bassin Parisien. - Rev. Inst. Franc. Petrole, 18 (1), 1-38, Paris.
- OERTLI, H. J. (1963c): Fossile Ostracoden als Milieuindikatoren. - Fortsch. Geol. Rheinl.-Westf., 10, 53-66, Krefeld.
- OERTLI, H. J. (1965): Ostrakoden der Neuenburger Bankalke (Mittl. Tithon) von Neuenburg an der Donau, Südbayern. - Mitt. Bayer. Staatssaml. Paläont. Hist. Geol., 5, 127-135, München.
- OTT, W. (1968): Dasycladaceen (Kalkalgen) aus der nordalpinen Obertrias. - Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. Hist. Geol., 7, 205-226, München.
- PALIK, P. (1965): Remains of crustacean excrement from the Lower Cretaceous of Hungary. - Micropaleontology, 11 (1), 98-104, New York.
- PAREJAS, E. (1948): Sur quelques coprolithes de Crustacés. - Arch. Sci., Soc. Phys. Hist. nat. Geneve, 1, 512-520.
- PELISSE, T., PEYBERNES, B. & REY, J. (1984): Les grands Foraminifères benthiques du Jurassique moyen/superieur du Sud-Ouest de la France (Aquitaine, Causses, Pyrenees). Interet biostratigraphique, paleoecologique et paleobiogeographique. - Benthos '83, 2nd Int. Symp. Benthic Foramin., 479-489, Pau u. Bordeaux.
- PETERSON, J. A. (1954): Jurassic Ostracoda from the "Lower Sundance" and Rierdon Formations, western interior United States. - J. Paleont., 28 (2), 153-176, Menasha, Wisconsin.
- PETERSON, J. A. (1986): Geology and petroleum resources of Central and East-Central Africa. - U. S. G. S. Open-File Report 85-589, 48 S.
- PIA, J. (1918): Thallophyta. - In: F. Trauth: "Das Eozänvorkommen bei Radstadt im Pongau, usw.". Denkschr. Akad. Wiss., 95, 209-222, Wien.
- PIA, J. (1930): Upper Triassic fossils from the Burmo-Siamese frontier. A new Dasycladacea, *Holosporella siamensis* nov. gen., nov. sp., with a description of the allied genus *Aciculella* PIA. - Rec. geol. Surv. India, 63, 177-181.
- PICARD, L. & HIRSCH, F. (1987): The Jurassic stratigraphy in Israel and the adjacent countries. - Isr. Acad. Sci. Human., 106 S., Jerusalem.
- PICCOLI, G., BOCCALETTI, M., ANGELUCCI, A., ROBBIA, E., ARUSH, M. A. & CABDULQAADIR M. M. (1986): Geological history of Central and Southern Somalia since the Triassic. - Mem. Soc. Geol. It., 31 (1986), 415-425, Rom.
- PLUMHOFF, F. (1963): Die Ostracoden des Oberalecium und tiefen Unterbajocium (Jura) des Gifhomer Troges, Nordwestdeutschland. - Abh. Senck. Naturf. Ges., 503, 1-100, Frankfurt.
- PLUMHOFF, F. (1967): Reports. - Deutsch. Erdöl-Aktien-ges., unveröff. Bericht, Mogadischu.
- PRATURLON, A. (1964): Calcareous algae from the Jurassic-Cretaceous limestones of Central Apennines (Southern Latium-Abruzzi). - Geol. Rom., 3, 171-202, Rom.
- PRATURLON, A. (1966): Algal assemblages from Lias to Paleocene in Southern Latium-Abruzzi: A review. - Bol. Soc. Geol. Ital., 85, 167-194, Rom.
- PRESTAT, B. (1977): Marqueurs micropaleontologiques du Jurassique et du Cretace de Somalie Centrale. - VI. Colloque Africain de Micropaleontologie - Tunis 1974. Ann. Mines Geol., 28, 273-309, Tunis.
- RABINOWITZ, P. D., COFFIN, M. F. & FALVEY, D. (1983): The separation of Madagascar and Africa. - Science, 220, 67-69, Washington.
- RABINOWITZ, P. D. & LABRECQUE, J. (1979): The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margin. - J. Geophys. Res., 84, 5973-6002, Washington.
- RADOICIC, R. (1962): The microfauna of the Upper Lias limestones of Northern Montenegro, Stara Raska and Rozaj. - Vejsnik Zavoda Geoloska Geotiz istrativanja, Ser. A, 20, 211-216.
- RADWANSKY, A. & SZULCZEWSKI, M. (1966): Jurassic stromatolites of the Villany Mountains (Southern Hungary). - Ann. Univ. Sci. Budapest, Rolando Eötvös Nom., sect. geol., 9, 87-107.
- RAMALHO, M. M. (1971): Contribuicao para o estudo micropaleontologico e estratigrafico do Jurassico Superior dos Arredores de Lisboa. - Univ. Lisboa, Facul. Ciencias, I, II, 343 S., Lissabon.
- READ, J. F. (1985): Carbonate platform facies models. - A. A. P. G. Bull., 69 (1), 1-21, Tulsa, Oklahoma.
- REDMOND, C. D. (1964a): The foraminiferal family Pfenderinidae in the Jurassic of Saudi Arabia. - Micropaleontology, 10 (2), 251-263, New York.
- REDMOND, C. D. (1964b): Lituolid Foraminifera from the Jurassic and Cretaceous of Saudi Arabia. - Micropaleontology, 10 (4), 405-415, New York.
- REDMOND, C. D. (1965): Three new genera of Foraminifera from the Jurassic of Saudi Arabia. - Micropaleontology, 11 (2), 133-140, New York.
- RICCARDI, A. C. (1991): Jurassic and Cretaceous marine connections between the Southeast Pacific and Tethys. - Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 87 (1991), 155-189, Amsterdam.
- RICKEN, W. (1985): Epicontinental marl-limestone alternation: event deposition and diagenetic bedding (Upper Jurassic, Southwest Germany). - In: FRIEDMAN, G. M. (ed.): "Lecture Notes in Earth Sciences", 1, 127-163, Berlin-Heidelberg-New York-Tokyo (Springer).
- ROSENFELD, A. & HONIGSTEIN, A. (1991): Callovian-Oxfordian ostracodes from the Hamakhtesh Hagadol Section, Southern Israel. - Rev. Esp. Micropaleont., 23 (3), 133-148, Madrid.
- ROSENFELD, A., GERRY, E. & HONIGSTEIN, A. (1987): Jurassic ostracodes from Gebel Maghara, Sinai, Egypt. - Rev. Esp. Micropaleont., 19 (2), 251-280.

- ROSENFELD, A., OERTLI, H., HONIGSTEIN, A. & GERRY, E. (1987): Oxfordian ostracodes from the Kidod Formation of the Majdal Shams area, Mount Hermon, Golan Heights. - Bull. Centr. Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine, 11, 233-248, Pau.
- ROSENFELD, A. & RAAB, M. (1984): Lower Cretaceous ostracodes from Israel and Sinai. - Geol. Survey of Israel, Spec. Publ., 4, 85-134, Jerusalem.
- SAID, R. & BARAKAT, M. G. (1958): Jurassic microfossils from Gebel Maghara, Sinai, Egypt. - Micro-paleontology, 4 (3), 231-272, New York.
- SAINT-MARC, P. (1978): Arabian Peninsula. - In: MOULLADE, M. & NAIRN, A. E. M. (eds.): "The Phanerozoic Geology of the World. The Mesozoic. A", 435-462, Amsterdam (Elsevier).
- SCHMIDT, G. (1954): Stratigraphisch wichtige Ostrakoden im "Kimmeridge" und tiefsten "Portland" NW-Deutschlands. - Paläont. Z., 28 (1/2), 81-101, Stuttgart.
- SCHMIDT, G. (1955): Stratigraphie und Mikrofauna des mittleren Malm im nordwestdeutschen Bergland mit einer Kartierung am südlichen Ith. - Abh. Senck. Naturf. Ges., 491, 1-76, Frankfurt.
- SCHOLLE, P. A., BEBOUT, D. G. & MOORE, C. H. (eds.) (1983): Carbonate depositional environments. - A. A. P. G. Memoir, 33, 1-708, Tulsa, Oklahoma.
- SCOFFIN, T. P. (1973): Crustacean faecal pellets, *Favreina*, from the Middle Jurassic of Eigg, Inner Hebrides. - Scott. J. Geol., 9, 145-146, Edinburgh.
- SCOTSE, C. R. (1991): Jurassic and Cretaceous plate tectonic reconstructions. - Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 87 (1991), 493-501, Amsterdam.
- SELLWOOD, B. W. (1971): A *Thalassinoides* burrow containing the crustacean *Glyphaea udressieri* (MEYER) from the Bathonian of Oxfordshire. - Palaeontology, 14 (4), 589-591, London.
- SELLWOOD, B. W. (1986): Shallow-marine carbonate environments. - In: READING, H. G. (ed.): "Sedimentary Environments and Facies.", 283-343, Oxford-London-Edinburgh (Blackwell).
- SHINN, E. A. (1983): Recent intertidal and nearshore carbonate sedimentation around rock highs, E Qatar, Persian Gulf. - In: PURSER, B. H. (ed.): "The Persian Gulf. Holocene Carbonate Sedimentation and Diagenesis in a Shallow Epicontinental Sea.", 193-199, Berlin-Heidelberg-New York (Springer).
- SHINN, E. A., LLOYD, R. M. & GINSBURG, R. N. (1965): Anatomy of a modern carbonate tidal flat. Andros Island, Bahamas. - J. Sedim. Petrol., 39, 1202-1228, Tulsa.
- SOMALILAND OIL EXPLORATION CO. (1954): A geological reconnaissance of the sedimentary deposits of the Protectorate of British Somaliland. - 42 S., London (Crown Agents).
- SOWERBUTTS, W. T. C. (1972): Rifting in Eastern Africa and the fragmentation of Gondwana. - Nature, 235, 435-437.
- SPATH, L. F. (1925): Ammonites and aptychi from Jubaland. - Mon. Geol. Dept. Hunt. Mus., 1, 111-164, Glasgow.
- SPATH, L. F. (1927-1933): Revision of the Jurassic cephalopod fauna of Kachh (Cutch). - Palaeontologia Indica (N. S.) 9 (2), Kalkutta.
- SPATH, L. F. (1935): Jurassic and Cretaceous Cephalopoda. - In: "The Mesozoic Palaeontology of British Somaliland." Geol. Palaeont. Brit. Somaliland, part 2, 205-228, Cardiff.
- SPECHT, R. W. & BRENNER, R. L. (1979): Storm-wave genesis of bioclastic carbonates in Upper Jurassic epicontinental mudstones, East-Central Wyoming. - J. Sed. Petrol., 49 (4), 1307-1322, Tulsa.
- STEFANINI, G. (1925): Description of fossils from South Arabia and British Somaliland. - In: LITTLE, O. H.: The Geography and Geology of Makalla (South Arabia). Egypt Geol. Surv. 1925, 143-250.
- STEFANINI, G. (1931): Sull' esistenza di terreni giurassici nella Migiurtinia settentrionale. - Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Proc. Verb., 40, 82-84.
- STEFANINI, G. (1932): Premessa: Cenni sulle località fossilifere giurassiche della Somalia. - Palaeontogr. Ital., 32 (n. ser. vol. 2), 35-48, Pisa.
- STEFANINI, G. (1932): Cenni stratigrafici sulla serie di Lugh in Somalia. - Palaeontogr. Ital. 32 (n. ser. vol. 2), 17-24, Pisa.
- STEFANINI, G. (1932): Avanzi di Molluschi della «Serie di Lugh» in Somalia. - Palaeontogr. Ital., 32 (n. ser. vol. 2), 25-28, Pisa.
- STEFANINI, G. (1932): Echinodermi, Vermi, Briozoi e Brachiopodi del Giurassico della Somalia. - Palaeontogr. Ital., 32 (n. ser. vol. 2), 81-130, Pisa.
- STEFANINI, G. (1933): Saggio di un carta geologica dell'Eritrea, della Somalia e dell'Etiopia, 1 : 2.000.000. - I. G. M. Firenze, 195 S.
- STEFANINI, G. (1933): Molluschi del Giurassico della Somalia. - Palaeontogr. Ital., 32 (1), 1-53, Pisa.
- STEFANINI, G. (1939): Molluschi del Giurassico della Somalia, Parte II. - Palaeontogr. Ital., 32 (4), 103-270, Pisa.
- STEGHAUS, H. (1951): Ostracoden als Leitfossilien im Kimmeridge der Ölfelder Wietze und Fuhrberg bei Hannover. - Paläont. Z., 24 (3/4), 201-224, Stuttgart.
- STEVENS, G. R. (1963a): The type specimen of *Belemnopsis tanganensis* (FUTTERER) 1894 (Cephalopoda, Dibranchiata). - Trans. Roy. Soc. New Zealand, Geology, 2 (8), 131-135.
- STEVENS, G. R. (1963b): Faunal realms in Jurassic and Cretaceous belemnites. - Geol. Mag., 100 (6), 481-497.
- STEVENS, G. R. (1965): The Jurassic and Cretaceous belemnites of New Zealand and a review of the Jurassic and Cretaceous belemnites of the Indo-Pacific region. - N. Z. Geol. Surv. Paleont. Bull., 36, 238 S.
- STEVENS, G. R. (1967): Biogeographic changes in the Upper Jurassic of the South Pacific. - Colloque du Jurassique, Luxembourg 1967, Mem. B. R. G. M., Fr., 75 (1971), 163-177.
- STEVENS, G. R. (1973): Jurassic Belemnites. - In: HAL-LAM, A. (ed.): "Atlas of Paleobiogeography": 259-274, New York (Elsevier).
- STEVENS, G. R. (1980): Southwest Pacific faunal palaeobiogeography in Mesozoic and Cenozoic times: A review. - Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 31, 153-196, Amsterdam (Elsevier).
- SWAIN, F. M. (1952): Ostracoda from the upper part of the Sundance Formation of South Dakota, Wyoming and southern Montana. - U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 243-A, 1-15.
- SWAIN, F. M. & PETERSON, J. A. (1951): Ostracoda from the Upper Jurassic Redwater Shale Member of the Sundance Formation at the type locality in South Dakota. - J. Paleont., 25, 796-807, Tulsa.
- SYLVESTER-BRADLEY, P. C. (1948): Bathonian ostracods from the Boueti Bed of Langton Herring, Dorset. - Geol. Mag., 85 (4), 185-204.

- THEVENIN, A. (1906): Sur un nouveau genre d'Ammonite du Lias de Madagascar. - Bull. Soc. geol. Fr., (4) 6, 171-173.
- THEVENIN, A. (1908): Paleontologie de Madagascar. 5. Fossiles liasiques. - Ann. Paleont., 3, 105-143, Paris.
- TRIEBEL, E. (1941): Zur Morphologie und Ökologie der fossilen Ostracoden. - Senckenbergiana, 23, 294-400, Frankfurt.
- TRIEBEL, E. (1951): Einige stratigraphisch wertvolle Ostracoden aus dem höheren Dogger Deutschlands. - Abh. Senck. naturf. Ges., 485, 87-102, Frankfurt.
- TRIEBEL, E. (1954): Malm-Ostracoden mit amphidontem Schloß. - Senck. leth., 35, 3-16, Frankfurt.
- TRIEBEL, E. & BARTENSTEIN, H. (1938): Die Ostracoden des deutschen Juras. 1. *Monoceratina*-Arten aus dem Lias und Dogger. - Senckenbergiana, 20, 502-518, Frankfurt.
- TURI, A., BIGI, L. & PIRINI RADDRIZZANI, C. (1981): Microfacies of the Antalo Limestone (Middle to Upper Jurassic) in some sections of the east-central Ethiopia. - Boll. Soc. Geol. It., 99, 437-454, Rom.
- VALDUGA, A. (1952): Ammoniti ed aptici neogiurassici dell'Ogaden e della Somalia sud-occidentale. - Palaeontogr. Ital., 48 (n. ser. vol. 18), 1-40, Pisa.
- VAN MORKHOVEN, F. P. C. M. (1962/1963): Post-Palaeozoic Ostracoda. - 1 (1962), 1-204, 2 (1963), 1-478, Amsterdam-London-New York (Elsevier).
- VENZO, S. (1942): Cephalopodi giurassici degli altipiani hararini. - Acc. Naz. Lincei, 1-91, Rom.
- VENZO, S. (1943): Sul Batoniano a *Trigonia* dell'Oltregiuba settentrionale e del Borana sud-orientale. - Boll. Soc. Geol. Ital., 62, 27-31, Rom.
- VENZO, S. (1949): Il Batoniano a *Trigonia* dell'Oltregiuba settentrionale e del Borana sud-orientale (Africa orientale) con osservazioni stratigrafiche sulla regione. - Palaeontogr. Italica, 45, 111-177, Pisa.
- VENZO, S. (1959): Cefalopodi neogiurassici degli altipiani hararini. - In: "Missione Geologica dell'Azienda Petroli (A. G. I. P.) nella Dancalia meridionale e negli altipiani hararini (1936 - 1938)." Acc. Naz. Lincei, 4, 101 - 198, Rom.
- VON HILLEBRANDT, A. (1973): Die Ammonitengattungen *Bouleiceras* und *Frechiella* im Jura von Chile und Argentinien. - Eclogae geol. Helv., 66 (2), 351-363, Basel.
- VON HILLEBRANDT, A. (1981): Kontinentalverschiebung und die paläozoogeographischen Beziehungen des südamerikanischen Lias. - Geol. Rundschau, 70 (2), 570-582, Stuttgart.
- WAGNER, C. W. & VAN DER TOGT, C. (1973): Holocene sediment types and their distribution in the Southern Persian Gulf. - In: PURSER, B.H. (ed.): "The Persian Gulf. Holocene Carbonate Sedimentation and Diagenesis in a Shallow Epicontinental Sea.", 123-157, Berlin - Heidelberg - New York (Springer).
- WEIR, J. (1925): Brachiopoda, Lamellibranchiata, Gastropoda and Belemnites (from Somaliland). - Monogr. Geol. Dept. Hunt. Mus., 1, 79-110, Glasgow.
- WEIR, J. (1929): Jurassic Fossils from Jubaland, East Africa, collected by V. G. Glenday and the Jurassic Geology of Somaliland. - Monogr. Geol. Dept. Hunt. Mus., 3, 1-63, Glasgow.
- WEIR, J. (1930): Mesozoic Brachiopoda and Mollusca from Mombasa. - Monogr. Geol. Dept. Hunt. Mus., 4, 77-103, Glasgow.
- WHATLEY, R. C. (1970): Scottish Callovian and Oxfordian Ostracoda. - Bull. Br. Mus. (Nat. Hist.) Geol., 19 (6), 297-358, London.
- WHATLEY, R. C. (1988): Population structure of ostracods: some general principles for the recognition of palaeoenvironments. - In: DE DECKKER, P., COLIN, J.-P. & PEYPOUQUET, J.-P. (eds.): "Ostracoda in the Earth Sciences.", 245-257, Amsterdam-Oxford-New York-Tokyo (Elsevier).
- WIENHOLZ, E. (1967): Neue Ostracoden aus dem norddeutschen Callov. - Freiburger Forsch.-Hefte, 213, 23-39.
- WILSON, J. L. (1969): Microfacies and sedimentary structures in "deeper water" lime-mudstones. - In: FRIEDMAN, G. M. (ed.): "Depositional environments in carbonate rocks." S. E. P. M. Spec. Publ., 14, 4-19, Menasha, Wisconsin.
- WILSON, J. L. (1975): Carbonate facies in geologic history. - 471 S., Berlin - Heidelberg - New York (Springer).
- WILSON, J. L. & JORDAN, C. (1983): Middle Shelf Environment. - In: SCHOLLE, P. A. et al. (eds.): Carbonate depositional environments. - A. A. P. G., Mem. 33, 297-343, Tulsa.
- WRAY, J. C. (1977): Calcareous algae. - Developm. Paleont. Strat., 4, 185 S., Amsterdam - Oxford - New York (Elsevier).
- ZEISS, A. (1974): Die Callovien-Ammoniten Äthiopiens und ihre zoogeographische Stellung. - Paläont. Z., 48 (3/4), 269-282, Stuttgart.
- ZEISS, A. (1984): Contributions to the Biostratigraphy of the Jurassic System in Ethiopia. - MICHELSEN, O. & ZEISS, A. (eds.): Int. Symp. Jur. Stratigr., Erlangen 1984, v. II, 553-581, Geol. Surv. Denmark, Copenhagen.
- ZIEGLER, B. (1983): Spezielle Paläontologie. Einführung in die Paläobiologie, Teil 2. - 409 S., Stuttgart (Schweizerbart'sche Verlagsb.).
- ZUFFARDI-COMERCI, R. (1932): Corallari e idrozoi del Giurassico della Somalia. - Palaeontogr. Ital., 32 (n. ser. vol. 2), 49-76, Pisa.
- ZUFFARDI-COMERCI, R. (1938): Corallari e idrozoi giurassici dell'Ogaden (A. O. I.). - Palaeontogr. Ital., 32 (3), 1-9, Pisa.
- ZUFFARDI-COMERCI, R. (1959): Corallari e idrozoi giurassici degli altipiani hararini. - In: "Missione Geologica dell'Azienda Petroli (A. G. I. P.) nella Dancalia meridionale e negli altipiani hararini (1936-1938)." Acc. Naz. Lincei, 4, 199-250, Rom.

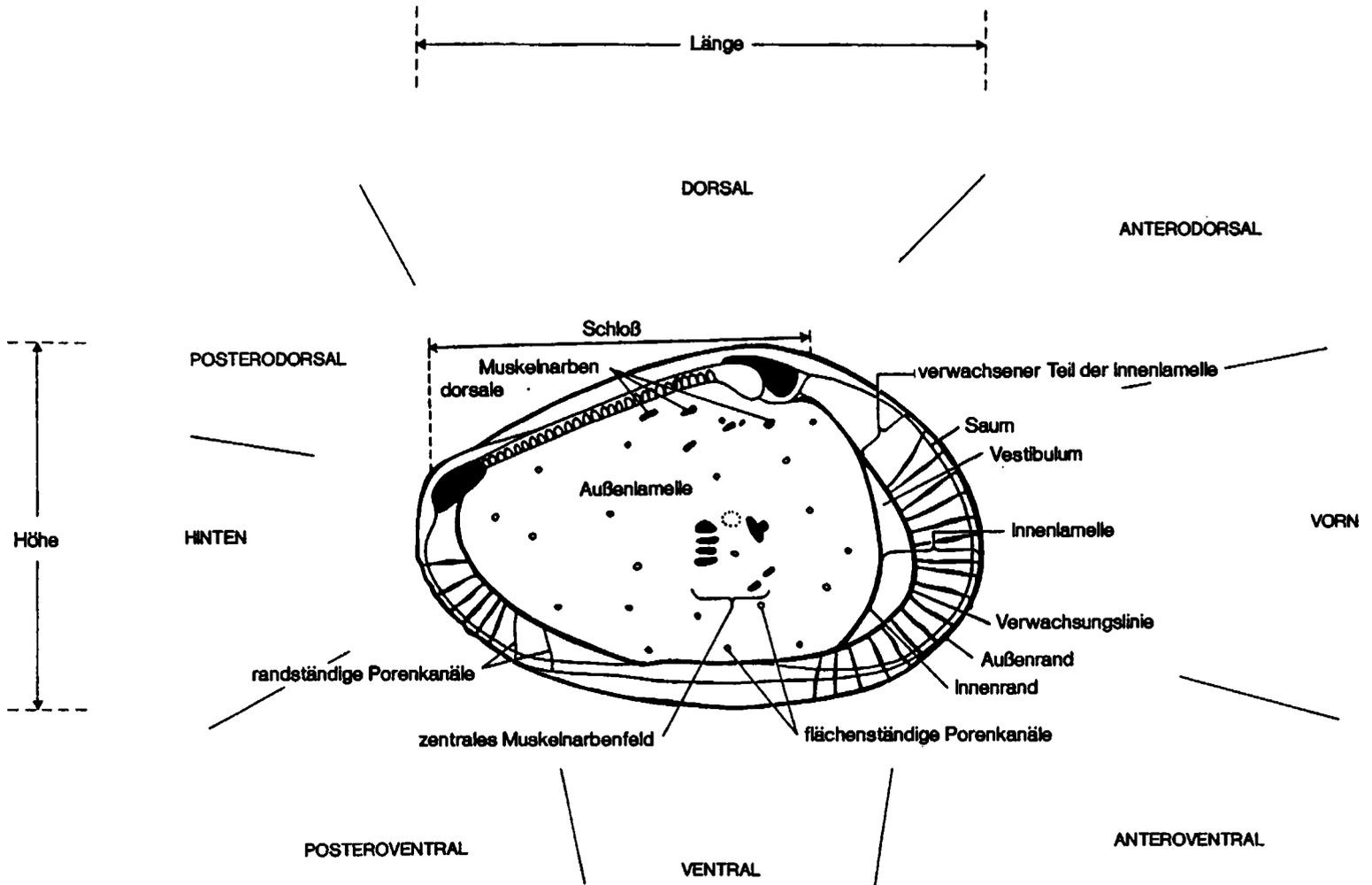


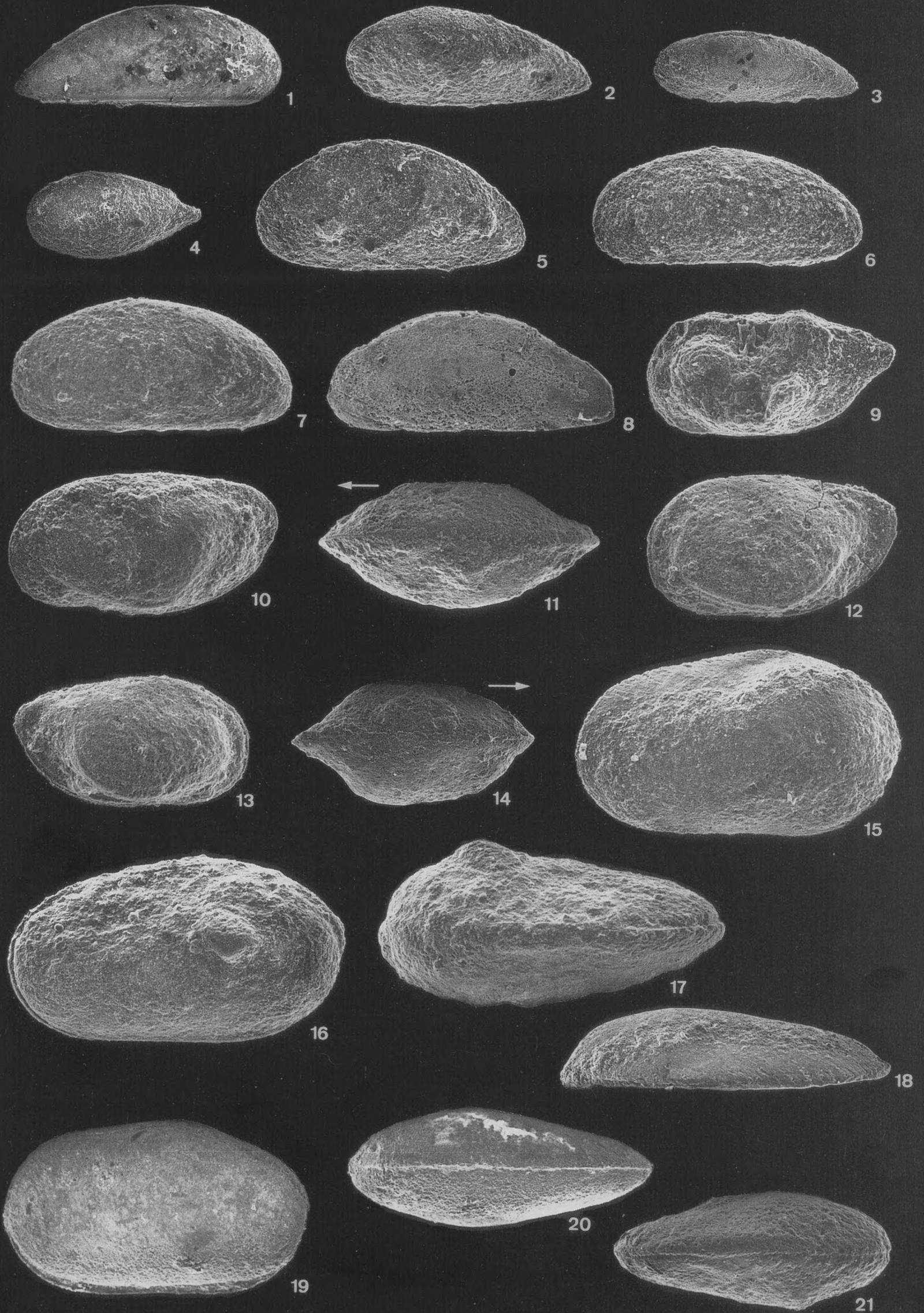
Abb. 28: Die wichtigsten internen Gehäusemerkmale der Podocopida (linke Klappe) (verändert nach VAN MORKHOVEN 1962).

## TAFEL 1

- Abb. 1: *Paracypris* sp. 1, Profil Xabaal Garure, unteres Gadaare Mergel-Member, unteres oder mittleres Oxfordium, Probe 28/2/8, S-Nr. Ap 80/1, Länge 0,65 mm, G von rechts, x 80.
- Abb. 2: *Paracypris* sp. 2, Profil Dhadhabo, untere Garure-Formation, unteres Callovium, Probe 20/1/7, S-Nr. Ap 80/11, Länge 0,62 mm, G von links, x 80.
- Abb. 3: *Paracypris* sp. 3, Profil Xabaal Garure, unteres Gadaare Mergel-Member, unteres oder mittleres Oxfordium, Probe 28/2/8, S-Nr. Ap 80/3, Länge 0,51 mm, G von links, x 80.
- Abb. 4: *Procytherura* sp., Profil Dhadhabo, untere Garure-Formation, unteres Callovium, Probe 20/1/7, S-Nr. Ap 80/15, Länge 0,35 mm, G von links, x 100.
- Abb. 5: *Pontocyprrella* ? sp., Profil Dhadhabo, untere Garure-Formation, unteres Callovium, Probe 20/1/7, S-Nr. Ap 80/9, Länge 0,68 mm, G von links, x 80.
- Abb. 6: *Pontocyprrella* sp. 1, Profil Manaa, untere Garure-Formation, unteres Callovium, Probe 3/2/7, S-Nr. Ap 82/7, Länge 0,68 mm, G von links, x 80.
- Abb. 7: *Pontocyprrella* sp. 2, Profil Manaa, untere Garure-Formation, unteres Callovium, Probe 3/2/7, S-Nr. Ap 82/13, Länge 0,69 mm, G von links, x 80.
- Abb. 8: *Bythocypris* sp., Profil Xabaal Garure, oberes Gadaare Mergel-Member, oberes Oxfordium, Probe 28/2/12, S-Nr. Ap 79/39, Länge 0,70 mm, G von links, x 80.
- Abb. 9: *Bythocytheridae* indet. gen. et sp., Profil Dhadhabo, untere Garure-Formation, unteres Callovium, Probe 20/1/7, S-Nr. Ap 80/14, Länge 0,49 mm, G von links, x 100.
- Abb. 10, 11: *Monoceratina* sp.1, Profil Xabaal Garure, unteres Gadaare Mergel-Member, unteres oder mittleres Oxfordium, Probe 28/2/8, S-Nr. Ap 82/16, Länge 0,55 mm. Abb. 10: G von links, Abb. 11: G von oben, x 100.
- Abb. 12-14: *Monoceratina* sp. 2, Profil Xabaal Garure, unteres Gadaare Mergel-Member, unteres oder mittleres Oxfordium, Probe 27/1/9. Abb. 12: S-Nr. Ap 82/14, Länge 0,5 mm, LK von außen. Abb. 13, 14: S-Nr. Ap 82/15, Länge 0,47, 13: G von rechts, 14: G von oben. x 100
- Abb. 15-18: *Cytherella* sp. 1, Profil Manaa, untere Garure-Formation, unteres Callovium, Probe 3/2/7. Abb. 15, 18: S-Nr. Ap 81/19, Männchen, Länge 0,81 mm, 15: LK von außen, 18: LK von oben. Abb. 16, 17: S-Nr. Ap 81/14, Weibchen, Länge 0,83 mm, 16: G von links, 17: G von oben. x 80
- Abb. 19-21: *Cytherella* sp. 2, Profil Manaa, untere Garure-Formation, unteres Callovium, Probe 3/2/7. Abb. 19, 20: S-Nr. Ap 79/37, Männchen, Länge 0,75 mm, 19: G von links, 20: G von unten. Abb. 21: S-Nr. Ap 82/9, Männchen, Länge 0,68 mm, G von oben. x 80

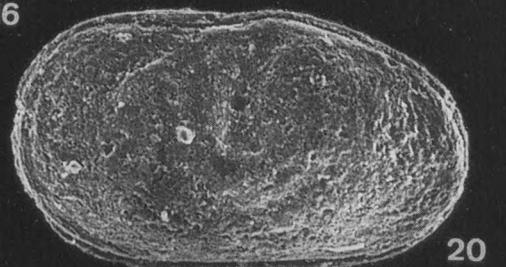
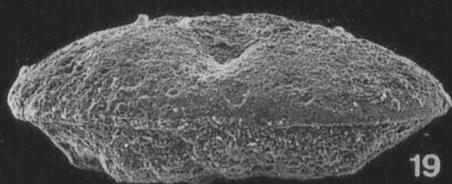
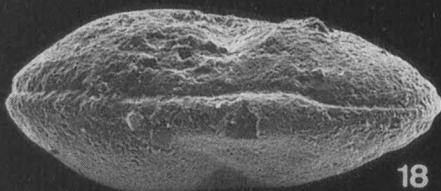
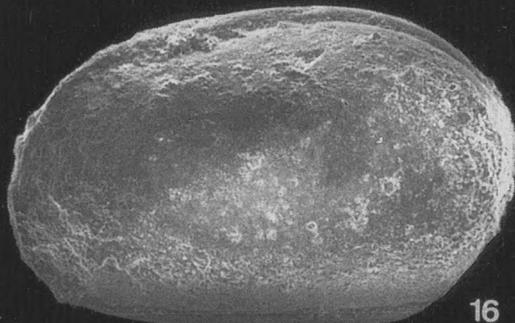
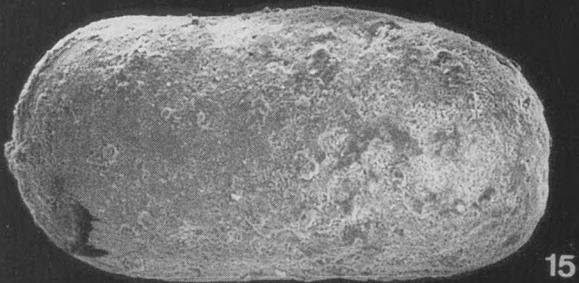
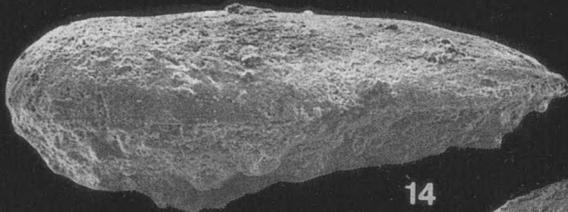
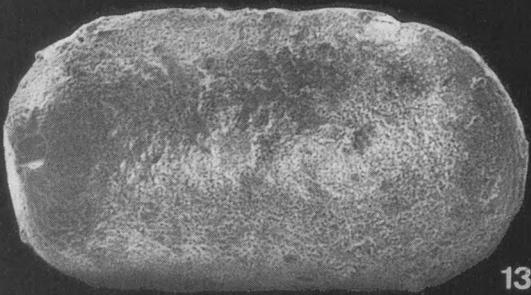
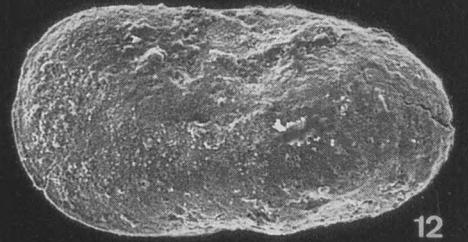
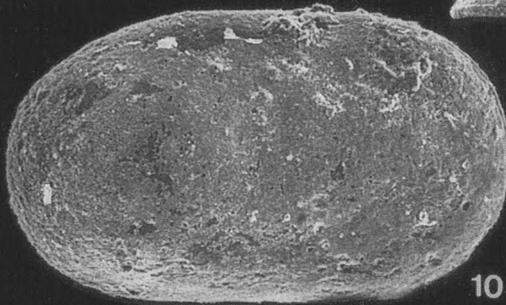
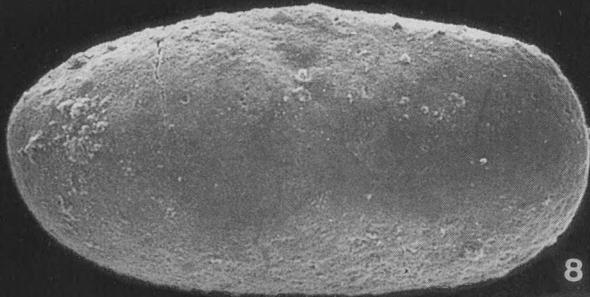
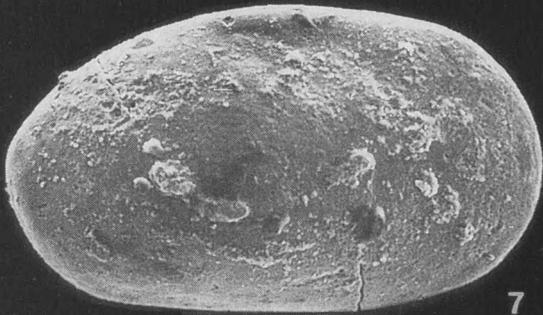
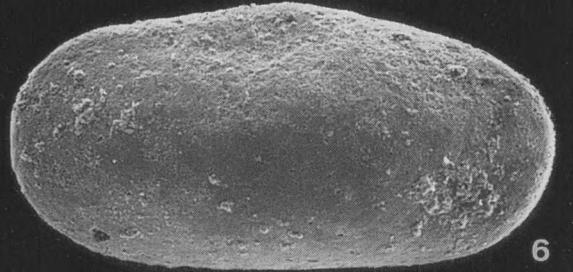
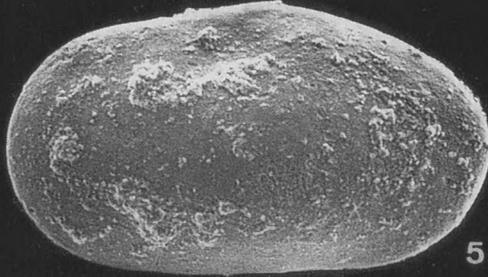
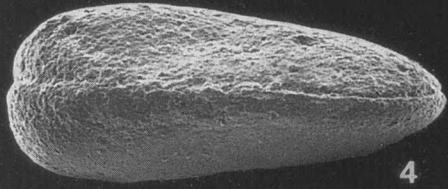
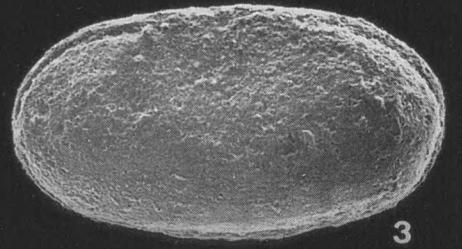
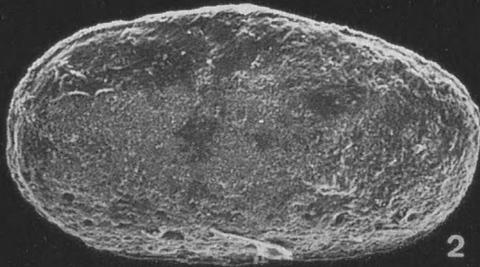
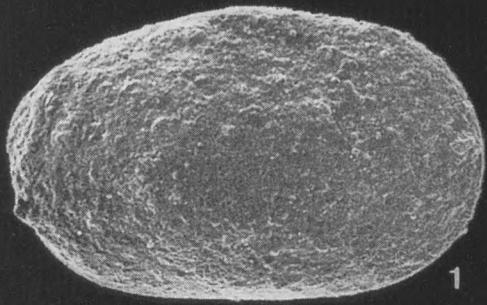
Erläuterung der Abkürzungen: S-Nr.= Sammlungsnummer, G = Gehäuse,  
LK = linke Klappe, RK = rechte Klappe.

Aufbewahrung des gesamten Materials in der paläontologischen Sammlung des Sonderforschungsbereichs 69 an der TU Berlin. Mit Sammlungsnummern sind ausschließlich die abgebildeten Fossilien versehen.



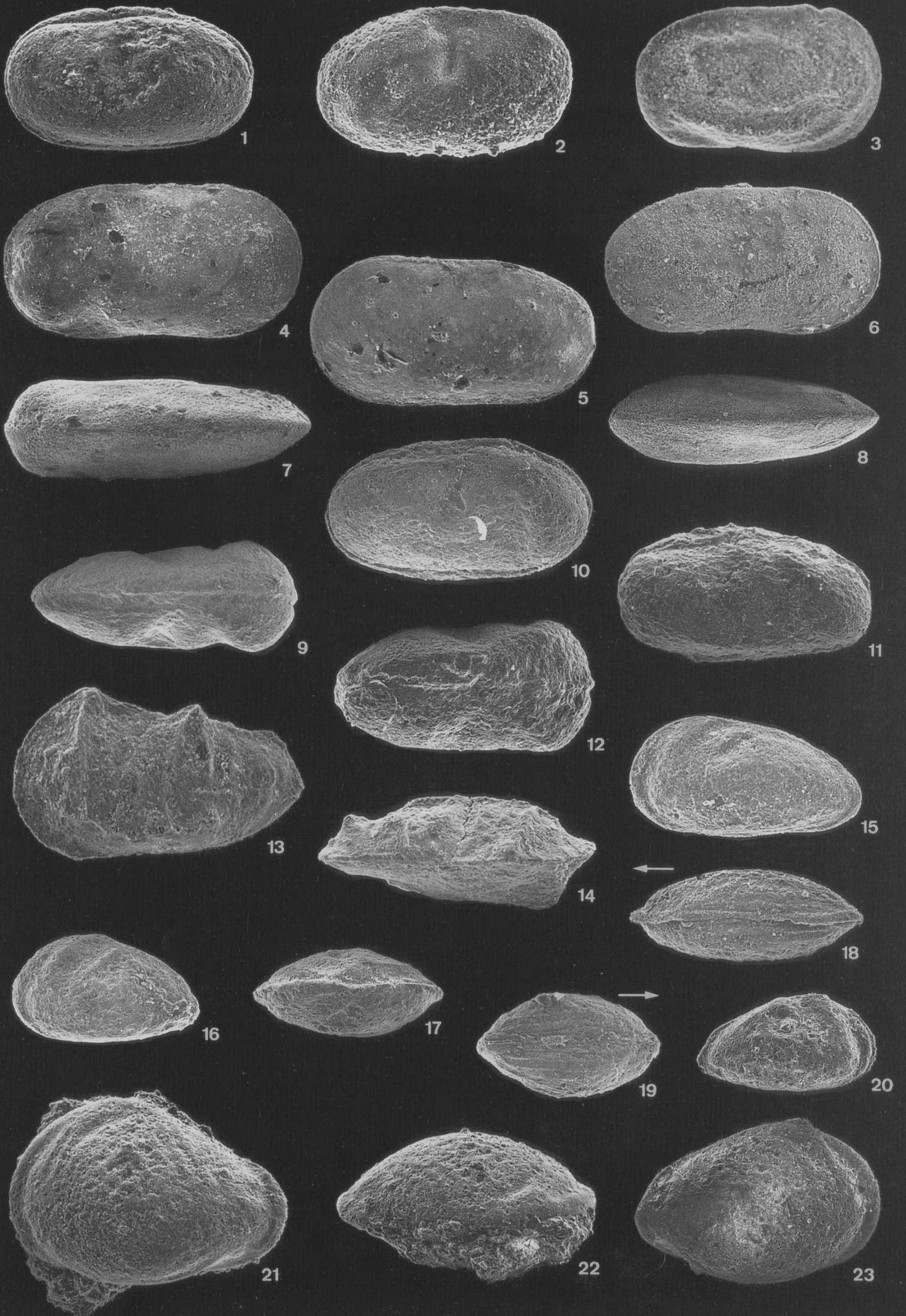
## TAFEL 2

- Abb. 1, 2: *Cytherella* sp. 2, Profil Manaa, untere Garure-Formation, unteres Callovium, Probe 3/2/7. Abb. 1: S-Nr. Ap 81/24, Weibchen, Länge 0,69 mm, RK von außen. Abb. 2: S-Nr. Ap 82/9, Männchen, Länge 0,68 mm, G von links. x 80
- Abb. 3, 4: *Cytherella* sp. 3, Profil Dhadhabo, untere Garure-Formation, unteres Callovium, Probe 20/1/7, S-Nr. Ap 81/18, Länge 0,62 mm. Abb. 3: G von links. Abb. 4: G von oben. x 80
- Abb. 5-8: *Cytherella* cf. *rannaensis* NEALE & SINGH, Profil Xabaal Garure, unteres Gadaare Mergel-Member, unteres oder mittleres Oxfordium, Probe 28/2/8. Abb. 5: S-Nr. Ap 81/3, Weibchen, Länge 0,61 mm, LK von außen. Abb. 6: S-Nr. Ap 81/1, Männchen, Länge 0,7 mm, LK von außen. Abb. 7: S-Nr. Ap 81/4, Weibchen, Länge 0,68 mm, RK von außen. Abb. 8: S-Nr. Ap 81/2, Männchen, Länge 0,75 mm, RK von außen. x 90
- Abb. 9-12: *Cytherella mandawaensis* BATE, oberes Gadaare Mergel-Member, oberes Oxfordium, Abb. 9: Profil Xabaal Garure, Probe 28/2/12, S-Nr. Ap 81/8, Länge 0,7 mm, RK von außen. Abb. 10-12: Profil Manaa, Probe 11/2/2. Abb. 10, 11: S-Nr. Ap 78/1, Länge 0,64 mm, 10: RK von außen, 11: RK von oben. Abb. 12: S-Nr. Ap 82/22, Länge 0,56 mm, Jugendform, LK von außen. x 90
- Abb. 13-15: *Cytherella* aff. *waltersdorffi* OERTLI, Profil Xabaal Garure, oberes Gadaare Mergel-Member, oberes Oxfordium, Probe 28/2/12. Abb. 13: S-Nr. Ap 81/11, Weibchen, Länge 0,76 mm, RK von außen. Abb. 14, 15: S-Nr. Ap 81/10, Männchen, Länge 0,78 mm, 14: LK von oben, 15: LK von außen. x 80
- Abb. 16, 17: *Cytherella index* OERTLI, Profil Xabaal Garure, unteres Gadaare Mergel-Member, unteres oder mittleres Oxfordium, Probe 27/1/9, S-Nr. Ap 81/12, Länge 0,73 mm. Abb. 16: G von links, Abb. 17: G von oben. x 80
- Abb. 18-20: *Cytherella mediasulcata* n. sp., Profil Dhadhabo, untere Garure-Formation, unteres Callovium, Probe 20/1/7. Abb. 18: S-Nr. Ap 82/12, Holotyp, Weibchen, Länge 0,55 mm, G von oben. Abb. 19: S-Nr. Ap 82/10, Männchen, Länge 0,57 mm, LK von oben. Abb. 20: S-Nr. Ap 79/7, Männchen, Länge 0,58 mm, G von links. x 90



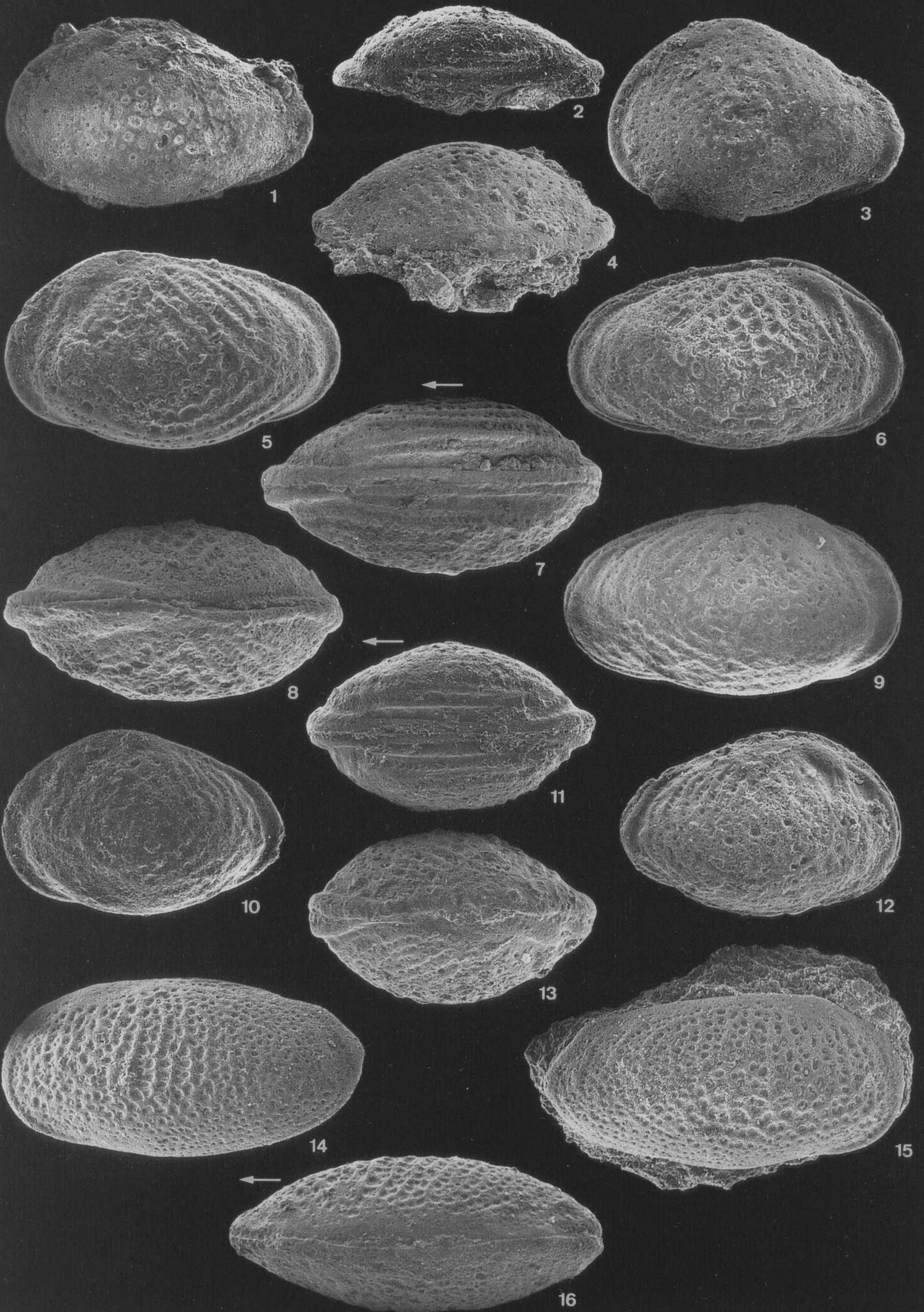
### TAFEL 3

- Abb. 1, 2: *Cytherella mediasulcata* n. sp., Profil Dhadhabo, untere Garure-Formation, unteres Callovium, Probe 20/1/7. Abb. 1: S-Nr. Ap 82/12, Holotyp, Weibchen, Länge 0,55 mm, G von links. Abb. 2: S-Nr. Ap 79/9, Männchen, Länge 0,58 mm, RK von außen. x 90
- Abb. 3: *Cytherelloidea* sp.1, Profil Xabaal Garure, unteres Gadaare Mergel-Member, unteres oder mittleres Oxfordium, Probe 27/1/9, S-Nr. Ap 66/9, Länge 0,45 mm, RK von außen. x 110
- Abb. 4-8: *Cytherelloidea* sp. 2, Profil Xabaal Garure, unteres Gadaare Mergel-Member, unteres oder mittleres Oxfordium, Probe 28/2/8. Abb. 4: S-Nr. Ap 80/6, Weibchen, Länge 0,68 mm, G von rechts. Abb. 5: S-Nr. Ap 80/7, Männchen, Länge 0,65 mm, G von links. Abb. 6: S-Nr. Ap 79/31, Männchen, Länge 0,63 mm, G von rechts. Abb. 7: S-Nr. Ap 80/5, Weibchen, Länge 0,7 mm, G von oben. Abb. 8: S-Nr. Ap 80/4, Männchen, Länge 0,61 mm, G von oben. x 90
- Abb. 9-12: *Cytherelloidea bisulcata* n. sp., Profil Dhadhabo, untere Garure-Formation, unteres Callovium, Probe 20/1/7. Abb. 9, 10: S-Nr. Ap 81/23, Holotyp, Weibchen, Länge 0,6 mm, 9: G von oben, 10: G von links. Abb. 11, 12: S-Nr. Ap 82/11, Männchen, Länge 0,58 mm, 11: G von links, 12: G von oben. x 90
- Abb. 13,14: *Lophocythere* ? sp., Profil Manaa, untere Garure-Formation, unteres Callovium, Probe 3/2/7. Abb. 13: S-Nr. Ap 79/10, Länge 0,66 mm, LK von außen. Abb.14: S-Nr. Ap 66/1, Länge 0,63 mm, LK von oben. x 90
- Abb. 15-20: *Glyptocythere* ? cf. *huniensis* BASHA, Profil Dhadhabo, untere Garure-Formation, unteres Callovium, Probe 20/1/7. Abb. 15, 18: S-Nr. Ap 77/15, Männchen, Länge 0,43 mm, 15: G von links, 18: G von unten. Abb. 16: S-Nr. Ap 79/12, Weibchen, Länge 0,35 mm, LK von außen. Abb. 17: S-Nr. Ap 77/25, Weibchen, Länge 0,35 mm, G von oben. Abb. 19: S-Nr. Ap 77/11, Weibchen, Länge 0,35 mm, G von unten. Abb. 20: S-Nr. Ap 77/22, Weibchen, Länge 0,34 mm, RK von außen. x 110
- Abb. 21-23: *Majungaella* sp. 1, Profil Xabaal Garure, oberes Gadaare Mergel-Member, oberes Oxfordium oder unteres Kimmeridgium, Probe 28/2/12. Abb. 21, 22: S-Nr. Ap 80/29, Weibchen, Länge 0,63 mm, 21: LK von außen, 22: LK von oben. Abb. 23: S-Nr. Ap 80/30, Weibchen, Länge 0,55 mm, RK von außen. x 90



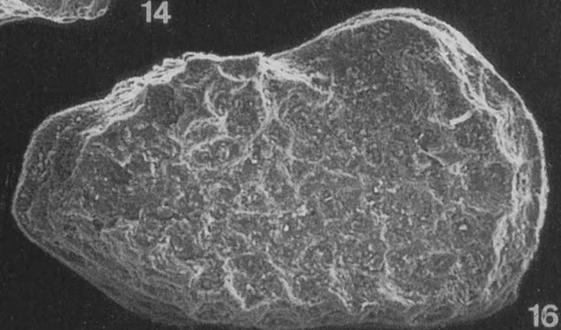
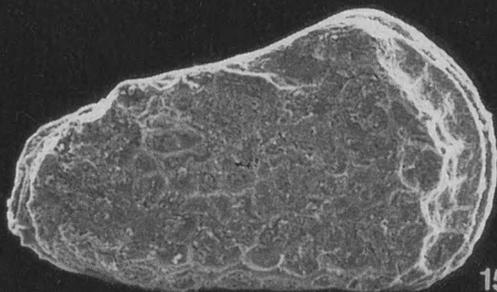
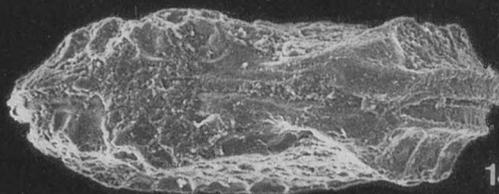
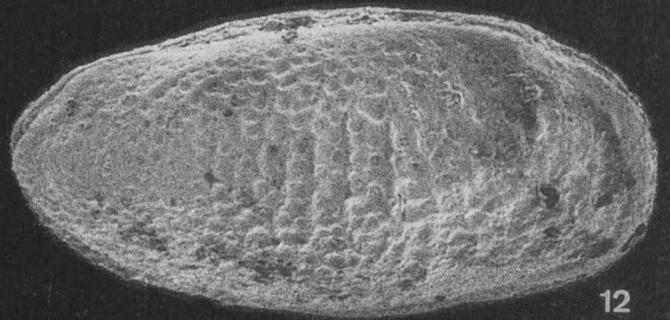
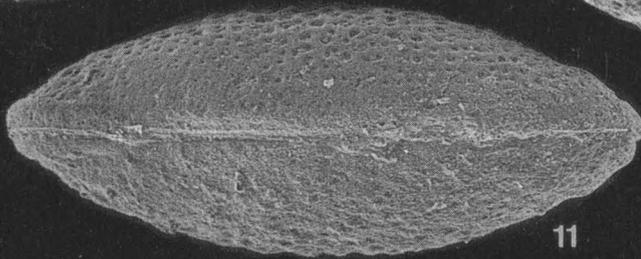
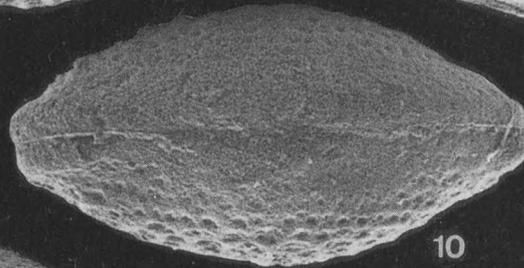
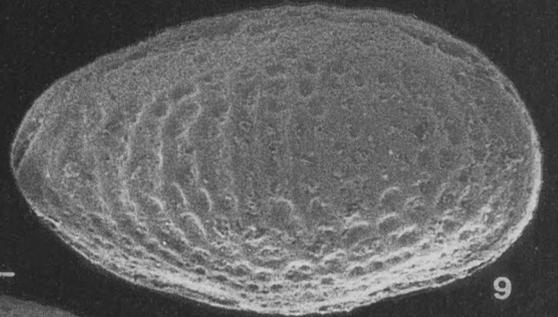
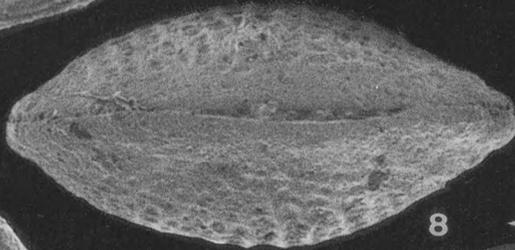
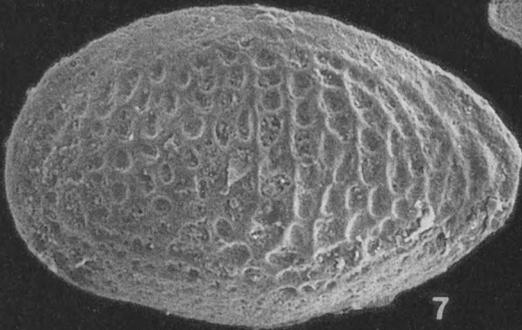
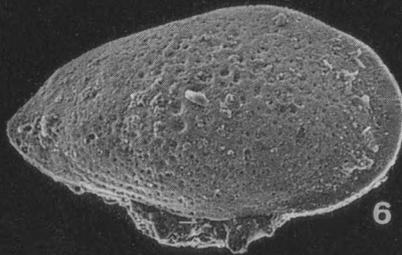
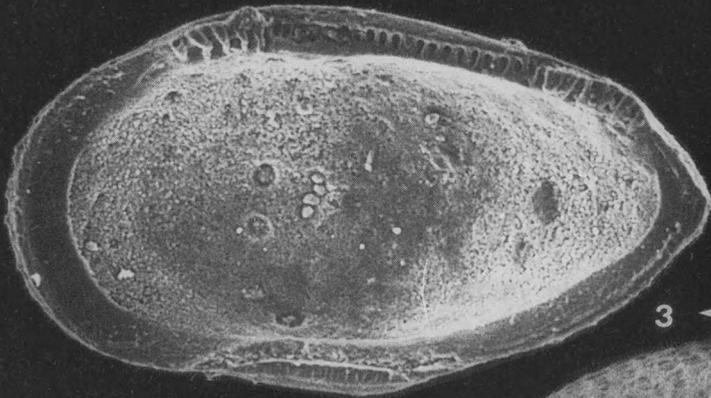
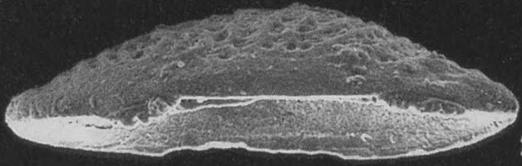
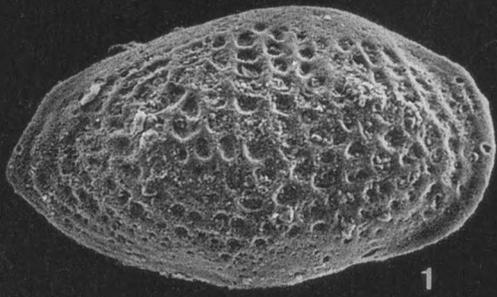
## TAFEL 4

- Abb. 1-4: *Majungaella* sp. 1, Profil Xabaal Garure, oberes Gadaare Mergel-Member, oberes Oxfordium oder unteres Kimmeridgium, Probe 28/2/12. Abb. 1: S-Nr. Ap 79/35, Männchen, Länge 0,68 mm, LK von außen. Abb. 2: S-Nr. Ap 80/28, Weibchen, Länge 0,59 mm, LK von unten. Abb. 3, 4: S-Nr. Ap 64/7, Weibchen, Länge 0,66 mm, 3: LK von außen, 4: LK von oben. x 90
- Abb. 5-13: *Majungaella* cf. *praeperforata* BATE, Profil Xabaal Garure, oberes Gadaare Mergel-Member, oberes Oxfordium oder unteres Kimmeridgium, Probe 27/1/17.  
Abb. 5, 6, 8: S-Nr. Ap 82/2, Männchen, Länge 0,83 mm, 5: G von links, 6: G von rechts, 8: G von oben. x 80  
Abb. 7, 9: S-Nr. Ap 82/1, Männchen, Länge 0,83 mm, 7: G von unten, 9: G von rechts. x 80  
Abb. 10, 11: S-Nr. Ap 82/6, Weibchen, Länge 0,71 mm, 10: G von links, 11: G von unten. x 80  
Abb. 12, 13: S-Nr. Ap 82/5, Weibchen, Länge 0,7 mm, 12: G von rechts, 13: G von oben. x 80
- Abb. 14-16: *Majungaella* *vertiretikulata* n. sp., Profil Xabaal Garure, unteres Gadaare Mergel-Member, unteres oder mittleres Oxfordium, Probe 27/1/7. Abb. 14: S-Nr. Ap 68/9, Holotyp, Männchen, Länge 0,8 mm, LK von außen. Abb. 15: S-Nr. Ap 68/13, Männchen, Länge 0,8 mm, RK von außen. Abb. 16: S-Nr. Ap 81/25, Männchen, Länge 0,82 mm, G von oben. x 90



## TAFEL 5

- Abb. 1-13: *Majungaella vertiretikulata* n.sp., Profil Xabaal Garure, unteres Gadaare Mergel-Member, unteres oder mittleres Oxfordium, Probe 27/1/7.
- Abb. 1: S-Nr. Ap 79/6, Weibchen, Länge 0,63 mm, RK von außen, x 90.
- Abb. 2-5: S-Nr. Ap 78/9, Weibchen, Länge 0,65 mm, 2: RK von oben, x 90, 3: RK von innen, x 120, 4: RK von innen, Detailausschnitt: Schloß und zentrale Muskelnarben, x 170, 5: RK von innen, Detailausschnitt: zentrale Muskelnarben, x 200.
- Abb. 6: S-Nr. Ap 79/1, Jugendform, Länge 0,5 mm, RK von außen, x 90.
- Abb. 7: S-Nr. Ap 79/29, Weibchen, Länge 0,65 mm, LK von außen, x 90.
- Abb. 8: S-Nr. Ap 81/21, Weibchen, Länge 0,65 mm, G von oben, x 90.
- Abb. 9,10: S-Nr. Ap 81/22, Weibchen, Länge 0,66 mm, x 90, 9: G von rechts, 10: G von unten x 90.
- Abb. 11: S-Nr. Ap 68/7, Männchen, Länge 0,82 mm, G von unten, x 90.
- Abb. 12: S-Nr. Ap 81/25, Männchen, Länge 0,82 mm, G von rechts, x 90.
- Abb. 13: S-Nr. Ap 79/4, Männchen, Länge 0,78 mm, G von rechts, x 90.
- Abb. 14-16: *Oligocythereis* ? sp., Profil Dhadhabo, untere Garure-Formation, unteres Callovium, Probe 20/1/7. Abb. 14, 15: S-Nr. Ap 78/3, Länge 0,56 mm, 14: G von oben, 15: G von rechts. Abb. 16: S-Nr. Ap 79/19, Länge 0,6 mm, G von rechts. x 100



## TAFEL 6

Abb. 1-13: *Afrocytheridea somaliensis* n. sp., Profil Xabaal Garure, unteres Gadaare Mergel-Member, unteres oder mittleres Oxfordium, Probe 28/2/8.

Abb. 1: S-Nr. Ap 82/17, Männchen, Länge 0,78 mm, G von links, x 90.

Abb. 2,3: S-Nr. Ap 82/18, Männchen, Länge 0,78 mm, 2: G von rechts, 3: G von oben. x 90

Abb. 4: S-Nr. Ap 82/21, Weibchen, Länge 0,7 mm, G von links, x 90.

Abb. 5: S-Nr. Ap 82/13, Männchen, Länge 0,78 mm, G von unten, x 90.

Abb. 6: S-Nr. Ap 82/19, Weibchen, Länge 0,68 mm, G von unten, x 90.

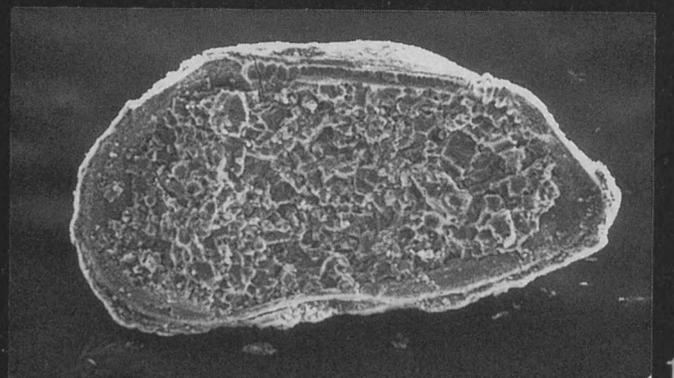
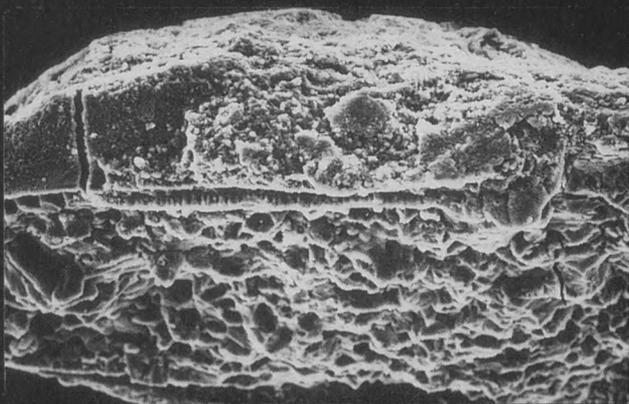
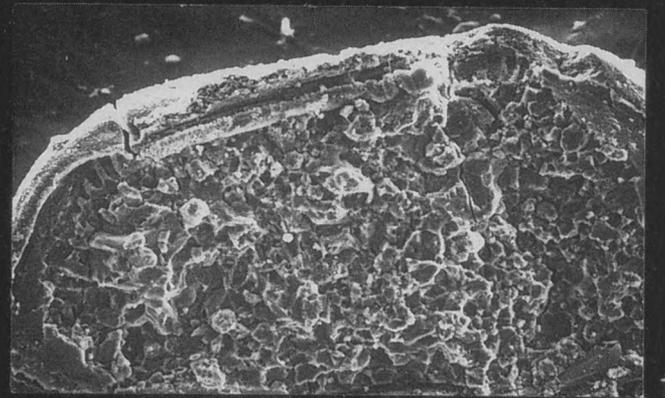
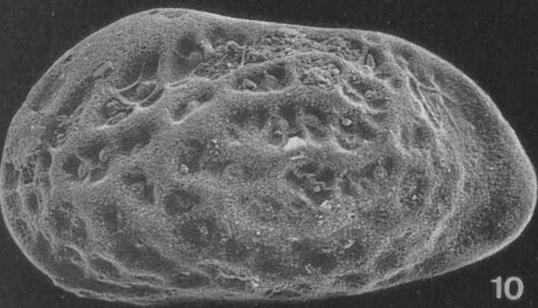
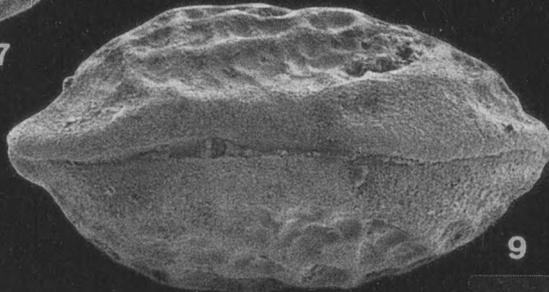
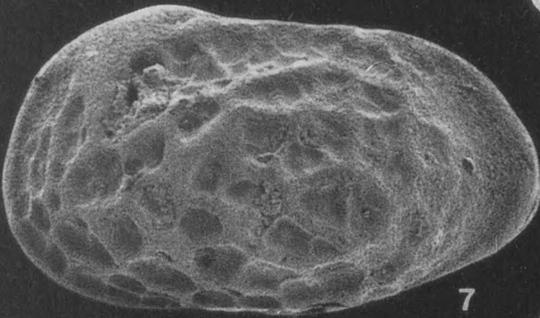
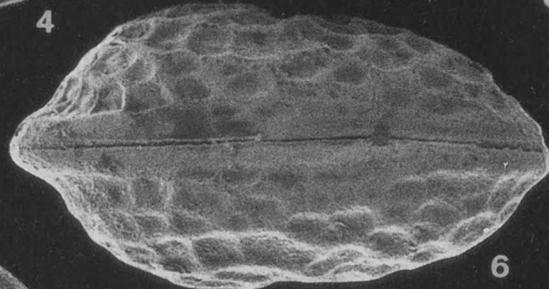
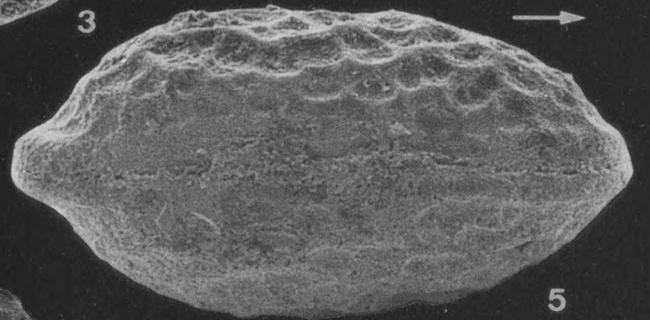
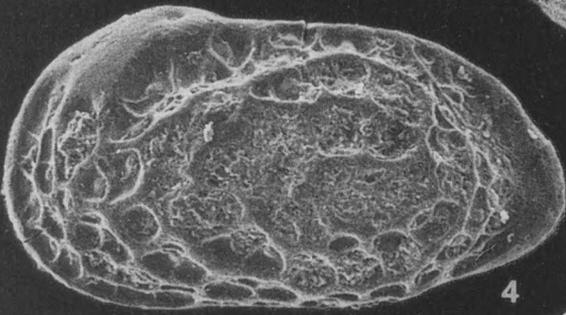
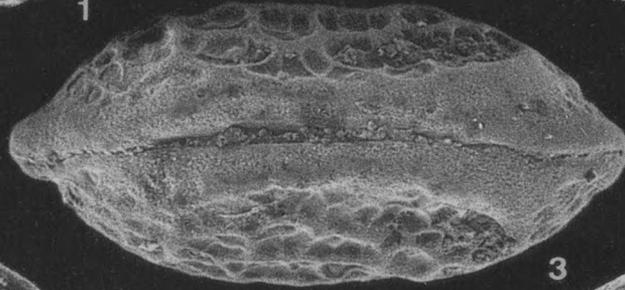
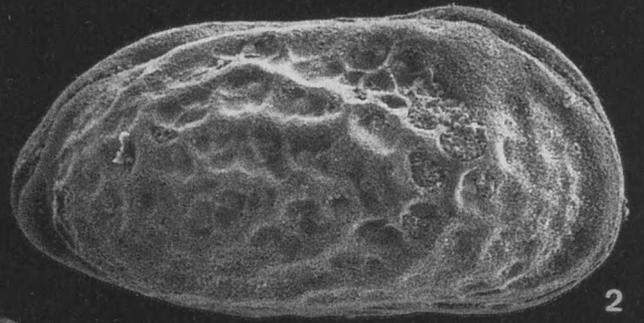
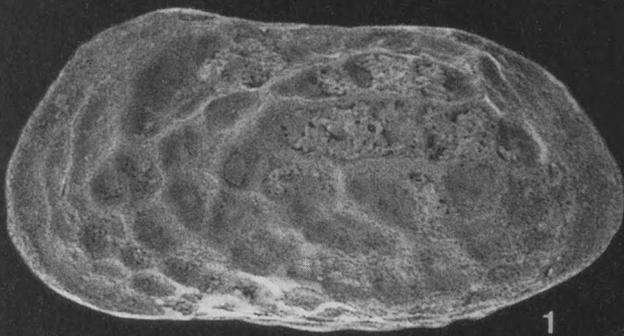
Abb. 7,9: S-Nr. Ap 82/20, Weibchen, Länge 0,68 mm, 7: G von links,  
9: G von oben. x 90

Abb. 8: S-Nr. Ap 82/24, Holotyp, Weibchen, Länge 0,7 mm, G von rechts, x 90.

Abb. 10: S-Nr. Ap 62/8, Weibchen, Länge 0,68 mm, LK von außen, x 90.

Abb. 11, 12: S-Nr. Ap 78/18, Weibchen, Länge 0,7 mm, LK, 11: LK von innen, Detailauschnitt Schloß, x 120, 12: LK von oben, Detailauschnitt Schloß, x 180.

Abb. 13: S-Nr. Ap 78/15, Weibchen, Gegenstück zu S-Nr. 78/18, Länge 0,7 mm, RK von innen, x 90.

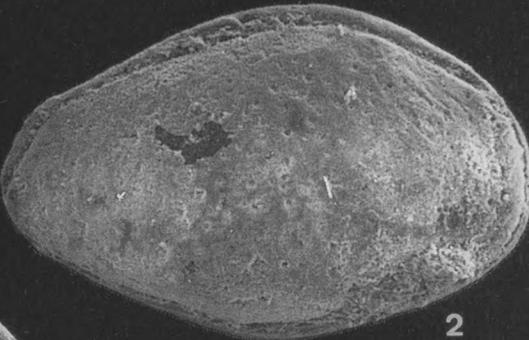


## TAFEL 7

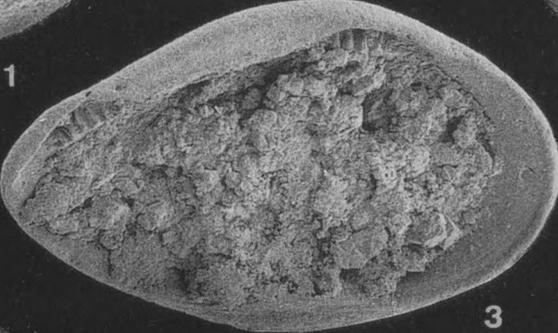
- Abb. 1-5: *Pirileberis madoensis* n. sp., Profil Xabaal Garure, oberes Gadaare Mergel-Member, oberes Oxfordium oder unteres Kimmeridgium. Abb. 1, 4: Probe 27/1/18, S-Nr. Ap 79/3, Männchen, Länge 0,78 mm, 1: G von links, 4: G von oben. Abb. 2: Probe 28/2/12, S-Nr. Ap 79/ 23, Holotyp, Weibchen, Länge 0,69 mm, G von rechts. Abb. 3: Probe 27/1/17, S-Nr. Ap 75/30, Weibchen, Länge 0,71 mm, LK von innen. Abb. 5: S-Nr. Ap 82/4, Weibchen, Länge 0,68 mm, G von oben. x 90
- Abb. 6-13: *Amicytheridea minima* n. sp., Profil Dhadhabo, untere Garure-Formation, unteres Callovium, Probe 20/1/7. Abb. 6: S-Nr. Ap 79/16, Männchen, Länge 0,43 mm, LK von außen. Abb. 7, 12: S-Nr. Ap 77/5, Holotyp, Weibchen, Länge 0,38 mm, 7: G von rechts, 12: G von oben. Abb. 8: S-Nr. Ap 79/13, Männchen, Länge 0,40 mm, LK von oben. Abb. 9: S-Nr. Ap 77/6, Männchen, Länge 0,38 mm, RK von unten. Abb. 10, 11: S-Nr. Ap 78/6, Weibchen, Länge 0,38 mm, 10: G von links, 11: G von rechts. Abb. 13: S-Nr. Ap 79/14, Weibchen, Länge 0,38 mm, G von unten. x 110



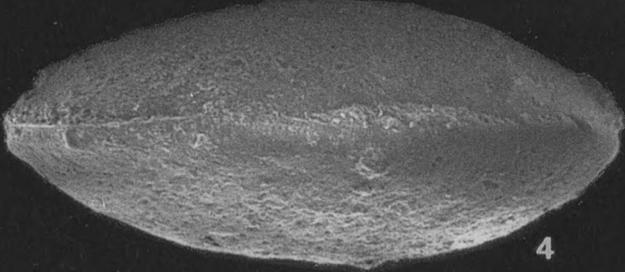
1



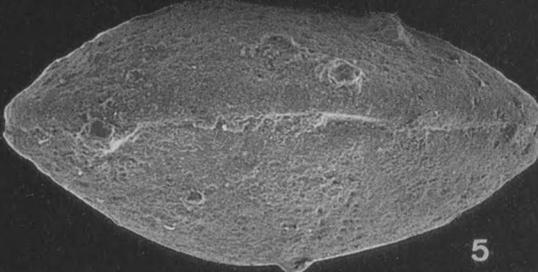
2



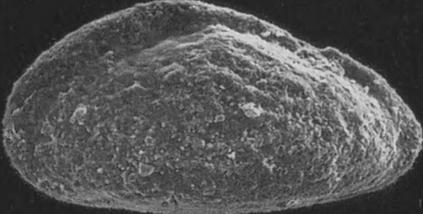
3



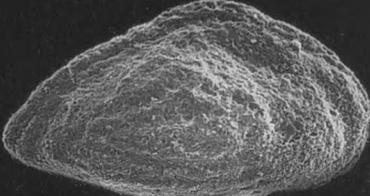
4



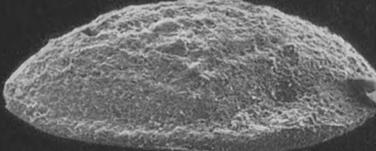
5



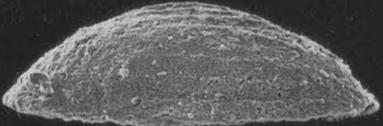
6



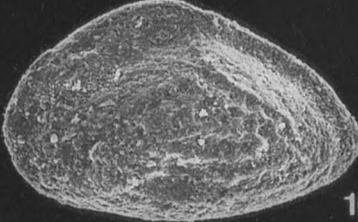
7



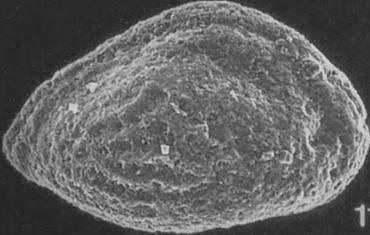
8



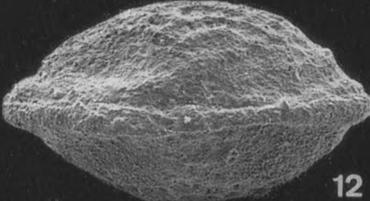
9



10



11



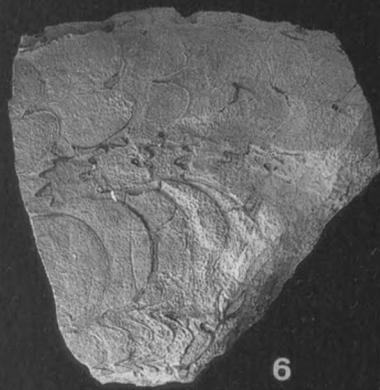
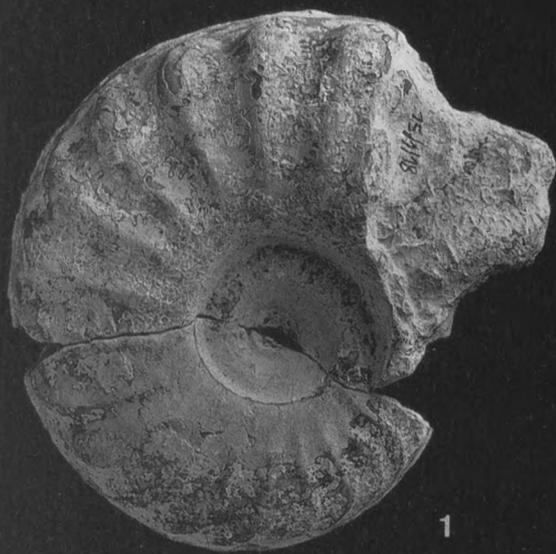
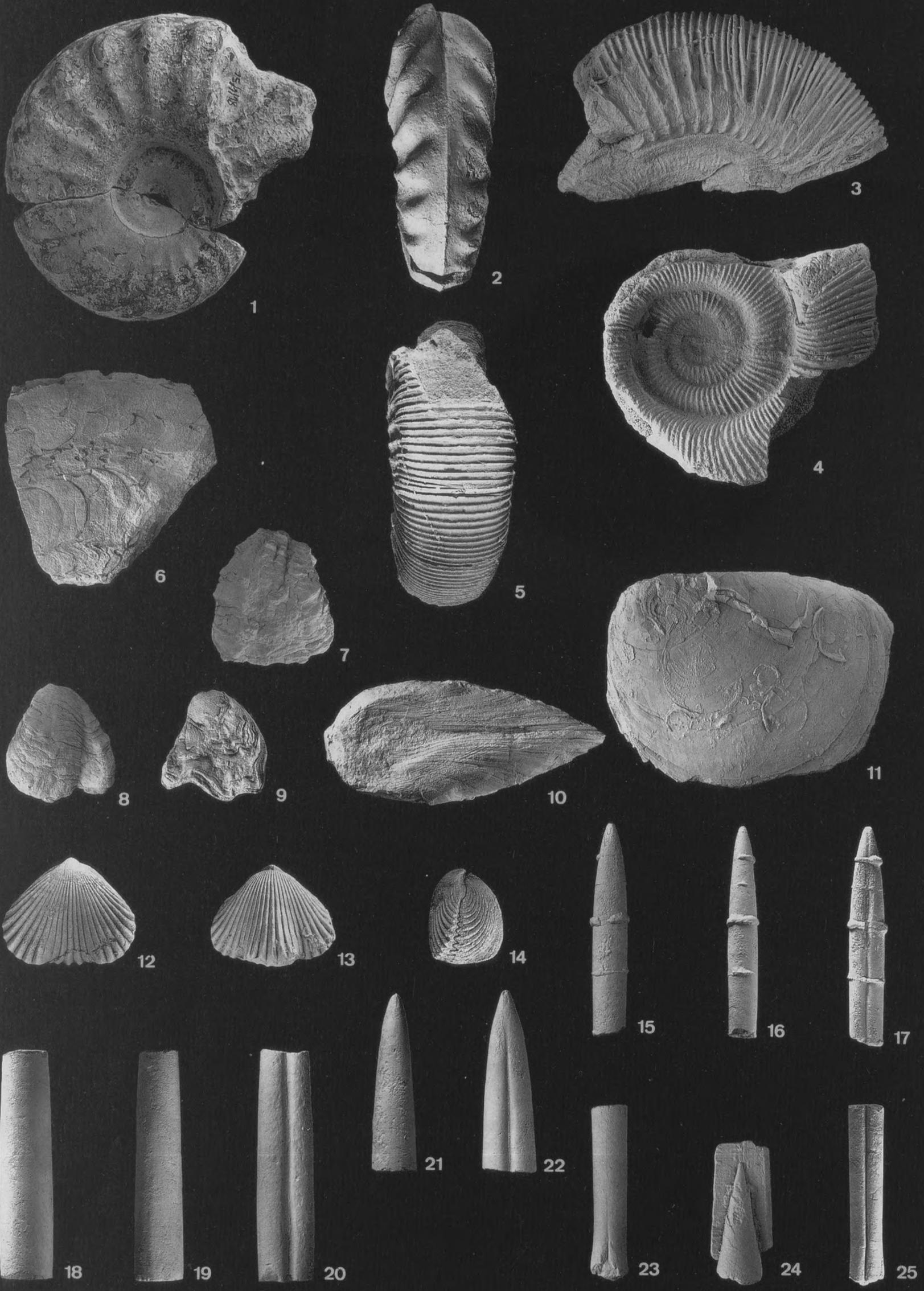
12



13

## TAFEL 8

- Abb. 1, 2: *Hildaites* sp., Steinkern des Phragmokons, Profil Dhadhabo, oberes Dhadhabo-Member, unteres Toarcium, S-Nr. C 480. Abb. 1: Lateralansicht, Abb. 2: Externansicht. x 0,5
- Abb. 3-5: *Virgatosphinctes* aff. *rotundidoma* UHLIG, Profil Xabaal Garure, Gadaare Sandstein-Member, unteres ? Tithonium. Abb. 3, 5: S-Nr. C 481, Bruchstück des Phragmokons und der Wohnkammer, 3: Lateralansicht, 5: Externansicht. Abb. 4: S-Nr. C 482, Bruchstück des Phragmokons in Lateralansicht. x 0,5
- Abb. 6: *Bouleiceras* sp., Profil Dhadhabo, unteres Dhadhabo-Member, unteres Toarcium, S-Nr. C 483, Steinkernbruchstück des Phragmokons in Lateralansicht. x 0,5
- Abb. 7-9: *Africogryphaea costellata* (DOUVILLE), Profil Xabaal Garure, Basis der Garure-Formation, unteres Callovium. Abb. 7: Probe 28/2/3, S-Nr. 1484, linke Klappe von außen. Abb. 8: Probe 28/2/2, S-Nr. 1485, linke Klappe von außen. Abb. 9: Probe 28/2/3, S-Nr. 1486, rechte Klappe von außen. x 0,5
- Abb. 10, 11: *Plagiostoma* ? *colcanapi* THEVENIN, Profil Dhadhabo, unteres Dhadhabo-Member, unteres Toarcium, S-Nr. 1487, Abb. 10: Dorsalansicht, Abb. 11: Lateralansicht. x 0,5
- Abb. 12-14: *Somalirhynchia africana* MUIR-WOOD, Profil Xabaal Garure, unteres Gadaare Mergel-Member, unteres oder mittleres Oxfordium, Probe 28/2/7. Abb. 12: S-Nr. T 79, Ventralansicht, Abb. 13: S-Nr. T 80, Dorsalansicht, Abb. 14: S-Nr. T 81, Lateralansicht. x 0,5
- Abb. 18-25: *Belemnopsis* cf. *tanganensis* FUTTERER, Profil Xabaal Garure, oberes Gadaare Mergel-Member, oberes Oxfordium oder unteres Kimmeridgium, Probe 28/2/12. Abb. 15-17: S-Nr. C 484, Bruchstück des Rostrum, 15: Dorsalansicht, 16: Lateralansicht von links, 17: Ventralansicht. Abb. 18-20: S-Nr. C 485, Bruchstück des Rostrum, 18: Dorsalansicht, 19: Lateralansicht von links, 20: Ventralansicht. Abb. 21, 22: S-Nr. C 486, Bruchstück des Epirostrum, 21: Lateralansicht von links, 22: Ventralansicht. Abb. 23, 25: S-Nr. C 487, Bruchstück des Rostrum, 23: Dorsalansicht, 25: Ventralansicht. Abb. 24: S-Nr. C 488, Bruchstück des Rostrum mit Teil des Phragmokon. Alle natürliche Größe.



## TAFEL 9: Karbonate der geschlossenen Plattform

### **Dolomitische Intraklast-Bioklast-Mud/Wackestones und Coquinas (MF-Typ A)**

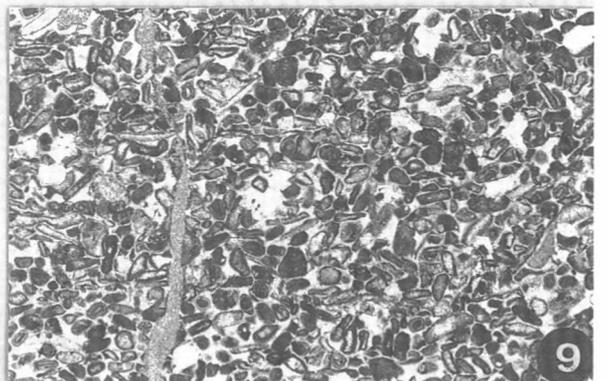
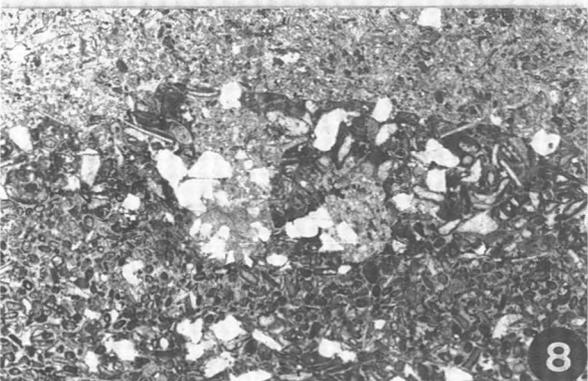
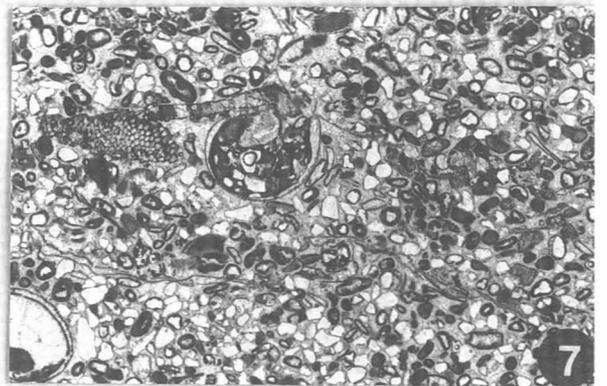
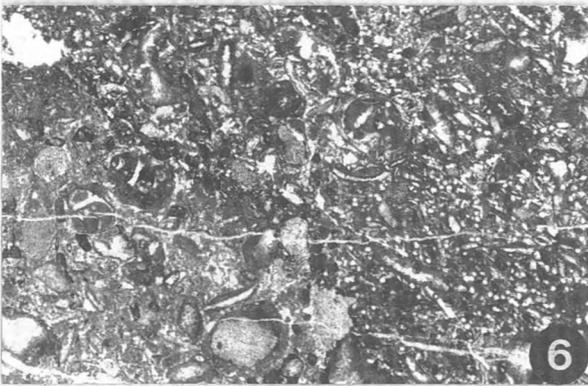
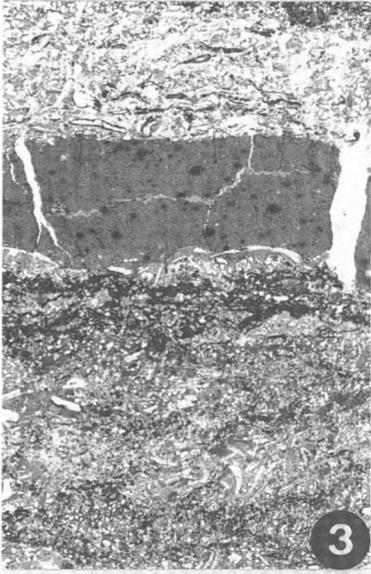
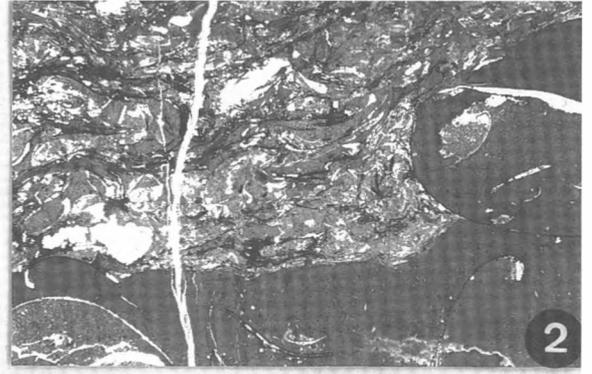
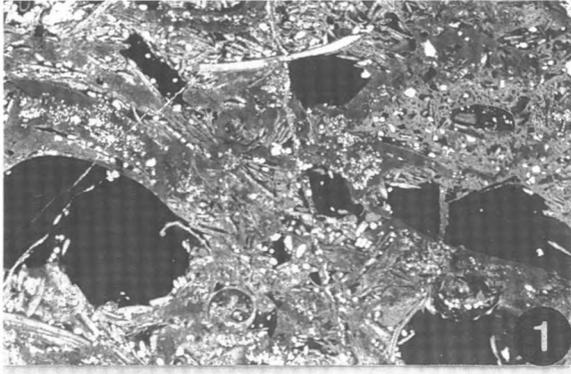
- Abb. 1: Feinkristalliner dolomitischer Pelecypoden/Gastropoden-Packstone (Coquina) mit hohem Anteil an Quarzdetritus und Intraklasten. Molluskenschalen teilweise eingeregelt und größtenteils in situ zerbrochen. Intraklasten stellenweise mit Strukturen porostromater Algen. Hohlräume der Gastropodengehäuse zum Teil mit geopetalen Gefügen ("fossile Wasserwaagen"). Profil Xabaal Garure, mittleres Qarariye Evaporit-Sandstein-Member, ? Aalenium-Bajocium, x 3,9.
- Abb. 2: Feinkristalliner fossilführender Dolomit: bioklastischer Packstone(Coquina) aus fragmentierten, eingeregeltten Gastropodenschalen, erosiv auflagernd auf bioklastischem Wackestone mit großen zum Teil vollständigen Gastropodengehäusen. Molluskenschalen vollständig silifiziert. Primäre Fossilhohlräume z.T. mit geopetalen Gefügen. Profil Xabaal Garure, Basis des Qarariye Sandstein-Evaporit-Member, ? Aalenium-Bajocium, x 3,9.
- Abb. 3: Einschaltung einer Lage aus feinkristallinem Dolomit mit Trockenrissen in dolomitischem bioklastischem Packstone: Coquina aus feinem Schalendetritus (größtenteils Reste von Gastropoden und Pelecypoden, untergeordnet Echinodermereste). Tidal-Flat-Fazies. Profil Manaa, mittleres Qarariye Sandstein-Evaporit-Member, ? Aalenium-Bajocium, x 3,9.

### **Algen-Bindstones (MF-Typ B)**

- Abb. 4: Algen-Laminite: im mittleren Bereich peloidales Gefüge, Einlagerung von Kalzit-Pseudomorphosen nach Gips und Auftreten von senkrechten Röhren, die vermutlich als Wurm-spuren oder als Entwässerungsstrukturen zu deuten sind. An der Basis und am Top Lagen aus feinen sortierten Bioklasten (Echinodermen, Pelecypoden, Gastropoden) mit häufigen Drucklösungskontakten zwischen Partikeln. Tidal-Flat-Fazies. Profil Xabaal Garure, mittleres Qarariye Oolith-Member, ? Aalenium-Bajocium, x 3,9.
- Abb. 5: Algen-Laminite: Abfolge relativ feiner zum Teil normal gradierter Laminae mit kleinen Trockenrissen. Im mittleren Bereich Auftreten von rundlichen, kalzitisch auskristallisierten Hohlräumen, die vermutlich Reste von Algen, z.T. möglicherweise Fenstergefüge darstellen. Tidal-Flat-Fazies. Profil Xabaal Garure, mittlere Garure-Formation, unteres/mittleres Callovium, x 3,9.
- Abb. 6: Bioklastischer Packstone mit porostromaten Algen (? *Girvanella* sp.). Die Bioklasten (Echinodermen, Bivalven, Gastropoden) sind größtenteils randlich angebohrt und mikritisch umkrustet (Kortoide). Flachlagunäre Fazies. Profil Xabaal Garure, mittleres Qarariye Oolith-Member, ? Aalenium - Bajocium, x 10,5.

### **Ooidreiche Bioklast-Pack/Grainstones (MF-Typ C)**

- Abb. 7: Sortierter quarzdetritusreicher Oobiosparit. Ooide: überwiegend radialstrukturierte superficial-Ooide. Radialfibröse Zemente sind häufig; Meniskuszemente treten untergeordnet auf. Bioklasten: hauptsächlich Reste von Gastropoden und Pelecypoden, seltener Echinodermen. Links oben: Fragment einer porostromaten Alge (? *Cayeuxia* sp.). Strandfazies. Profil Xabaal Garure, Basis der Garure-Formation, unteres Callovium, x 16.
- Abb. 8: Sortierter ooid- und quarzdetritusreicher Biopelsparit mit Hardground und Anbohrungen. Bioklasten: hauptsächlich Reste von Bivalven, untergeordnet von Echinodermen; größtenteils mit randlichen Anbohrungen und Mikritkrusten (Kortoide). Ooide: überwiegend superficial-Ooide, radialstrukturiert. Profil Manaa, oberes Qarariye Oolith-Member, ? Aalenium-Bajocium, x 5,25.
- Abb. 9: Gut sortierter peloid- und ooidreicher Biosparit. Bioklasten: überwiegend Reste von Echinodermen und Bivalven, untergeordnet von Gastropoden; größtenteils mit randlichen Anbohrungen und Mikritkrusten (Kortoide). Häufig Radialfibröse Zemente, seltener Meniskuszemente. Gelegentlich Drucklösungskontakte zwischen Partikeln. Strandfazies. Profil Xabaal Garure, oberes Qarariye Oolith-Member, ? Aalenium-Bajocium, x 16.



## TAFEL 10: Karbonate der geschlossenen Plattform

### **Ooidreiche Bioklast-Pack/Grainstones (MF-Typ C)**

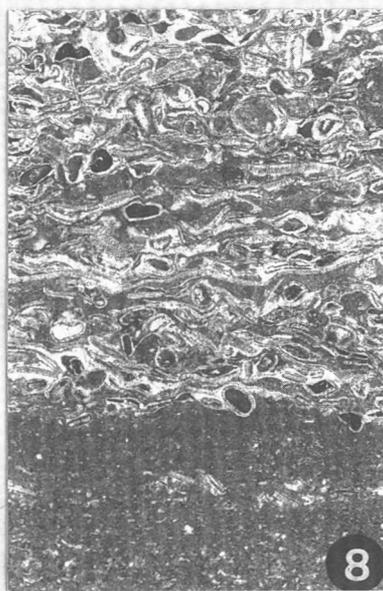
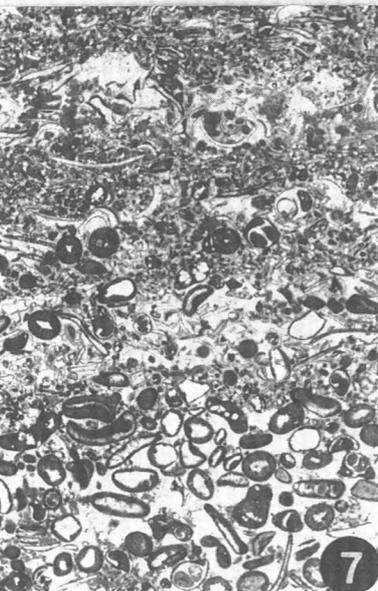
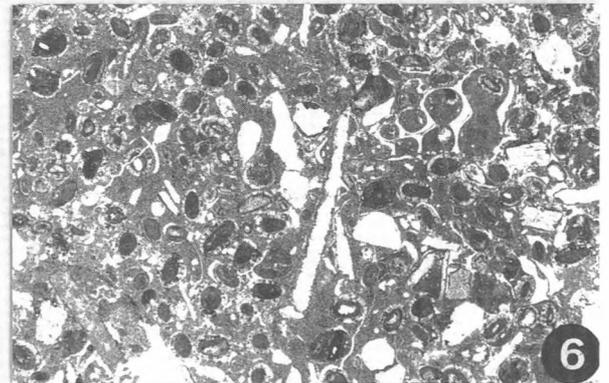
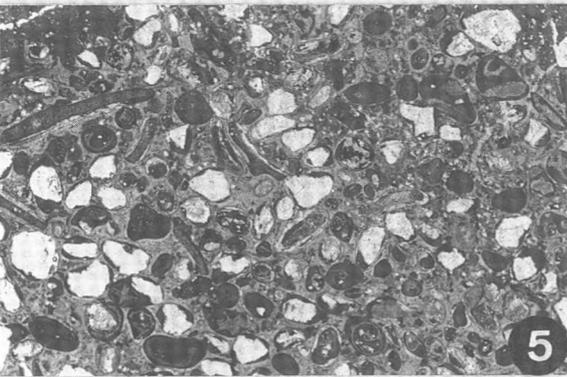
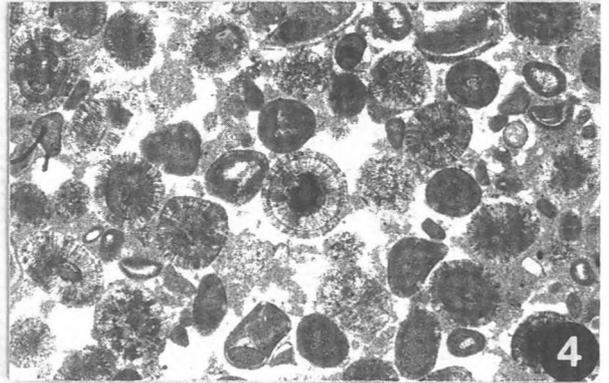
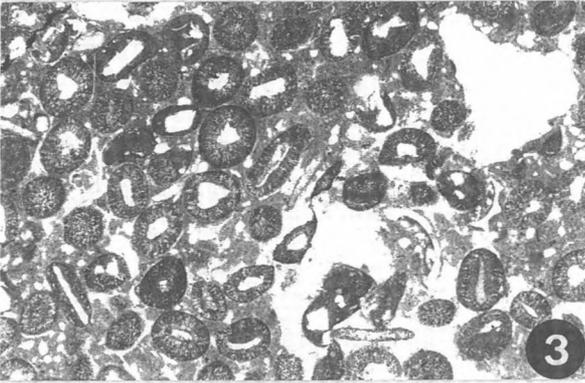
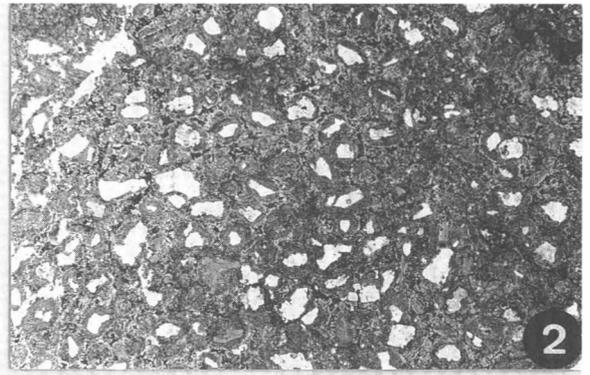
- Abb. 1: Schlecht ausgewaschener Biopelsparit. Bioklasten: zu etwa gleichen Teilen Bivalven und Echinodermen, untergeordnet Gastropoden, selten Ostrakoden und Foraminiferen (*Valvulinidae* sp.). Profil Xabaal Garure, mittlere Garure-Formation, unteres/mittleres Callovium, x 10,5.

### **Oolithische Packstones (MF-Typ D)**

- Abb. 2: Grobkristalliner oolithischer Dolomit. Ooidkerne sind größtenteils ungerundete Quarzkörner. Strandfazies. Profil Xabaal Garure, Top der Adigrat-Formation, unterer Jura (Hettangium - Pliensbachium), x 5,25.
- Abb. 3: Partiiell ausgewaschener, bioturbater, quarzdetritusreicher Oomikrit. Ooide: überwiegend Normalooide, radialstrukturiert. Häufig Meniskus-Zemente. Flachlagunäre Fazies. Profil Dhadhabo, Basis des oberen Dhadhabo-Member, unteres Toarcium, x 16.
- Abb. 4: Partiiell ausgewaschener Oomikrit. Ooide: überwiegend Normalooide, gelegentlich Mehrfach-Ooide, radialstrukturiert. Häufig Meniskus-Zemente. Flachlagunäre Fazies. Profil Xabaal Garure, mittleres Qarariye Oolith-Member, ? Aalenium - Bajocium, x 26.
- Abb. 5: Onkoid- und Quarzdetritusreicher Oobiosparit mit Radialooiden. Bioklasten: überwiegend Pelecypoden und Gastropoden, untergeordnet Echinodermen. Mikritkrusten der Algen-Foraminiferen-Onkoide sind partiell sparitisch umkristallisiert. Flachlagunäre Fazies. Profil Dhadhabo, unteres Dhadhabo-Member, unteres Toarcium, x 5,25.
- Abb. 6: Quarzdetritusführender Oobiomikrit. Ooide: überwiegend superficial-Ooide, gelegentlich Mehrfach-Ooide, radialstrukturiert. Die Ooidkerne sind neben Peloiden und Bioklasten häufig mikritisch erhaltene Ooide, die auf eine frühere Ooidbildungsphase zurückzuführen sind. Flachlagunäre Fazies. Profil Dhadhabo, Qarariye Oolith-Member, ? Aalenium - Bajocium, x 10,5.
- Abb. 7: Ooid- und Quarzdetritusreicher Biopelsparit. Ooide: überwiegend superficial-Ooide, radialstrukturiert, häufig Ooid- Intraklasten z.T. mit Algen-Foraminiferen-Krusten. Bioklasten: überwiegend Pelecypoden und Gastropoden, untergeordnet Echinodermen. Strandfazies. Profil Dhadhabo, Basis der Dhadhabo-Formation, unteres Toarcium, x 5,25.
- Abb. 8: Oolithischer Packstone aus Stillwasser-Ooiden (radialstrukturierte superficial-Ooide) und eingeregeltten Schalen (? Pelecypoden) in feinkörnigem Packstone aus eingeregeltten und größtenteils mikritisch erhaltenen Ostrakodenschalen. Flachlagunäre Fazies. Profil Manaa, mittlere Garure-Formation, unteres/mittleres Callovium, x 10,5.

### **Peloidale Gastropoden-Pack/Wackestones (MF-Typ E)**

- Abb. 9: Normal gradiertes Gastropoden-Biopelsparit. Bioklasten: mehr als 60 Prozent Gastropoden, untergeordnet Pelecypoden, selten Echinodermen. Gastropodenschalen größtenteils in situ zerbrochen. Häufig geopetale Gefüge durch Anreicherungen von fecal pellets in primären Fossilhöhlräumen. Flachlagunäre Fazies. Profil Xabaal Garure, mittlere Garure-Formation, unteres/mittleres Callovium, x 3,9.



## TAFEL 11

### Karbonate der geschlossenen Plattform

#### Ostrakoden-Foraminiferen-Packstones (MF-Typ F)

- Abb. 1: Foraminiferen-Biopelmikrit. Bioklasten: überwiegend Foraminiferen (*Trocholina* sp.), Pelecypoden und Gastropoden, untergeordnet Echinodermen und Ostrakoden. Oben links: großer Pelecypoden-Steinkern; oberer Bildrand: Querschnitt von Gymnodiaceen-Thallus (*Permocalculus* sp.), Bildmitte: Mikrit-Intraklast mit randlichen Anbohrungen. Flachlagunäre Fazies. Profil Xabaal Garure, mittlere Garure-Formation, unteres / mittleres Callovium, x 3,9.

#### Bioklastische Packstones (Coquinas) (MF-Typ G)

- Abb. 3: Sortierter Pelecypoden-Gastropoden-Biosparit. Bioklasten: hauptsächlich relativ gut erhaltene Schalen von Pelecypoden und Gastropoden, untergeordnet Echinodermen. Bildmitte: großer umgelagerter Mikrit-Intraklast. Schalen größtenteils in situ frühdiagenetisch zerbrochen und sparitisch umkristallisiert. Profil Dhadhabo, Top des Qarariye Sandstein-Evaporit-Member, ? Aalenium - Bajocium, x 3,9.
- Abb. 4: Rhythmisch geschichteter Pelecypoden-Gastropoden-Biomikrit. Bioklasten: hauptsächlich Pelecypoden und Gastropoden, untergeordnet Brachiopoden und Echinodermen. Die eingeregelt Bioklasten sind im unteren Bildteil vermutlich aufgrund eines geringeren Mikritanteils (stärkere Wasserenergie) stärker kompaktiert als im oberen Teil. Profil Dhadhabo, mittlere Garure-Formation, unteres/mittleres Callovium, x 10,5.

### Karbonate der offenen Plattform

#### Mollusken-Brachiopoden-Wackestones (MF-Typ H)

- Abb. 2: Gastropoden-Brachiopoden-Biomikrit. Bioklasten: überwiegend gut erhaltene Schalen von Gastropoden, Pelecypoden und Brachiopoden (Terebratuliden), untergeordnet Echinodermen (v.a. Echinoidenstacheln). Schelflagunenfazies. Profil Dhadhabo, unteres Dhadhabo-Member, unteres Toarcium, x 3,9.

#### Pelecypoden-Korallen-Wackestones (MF-Typ J)

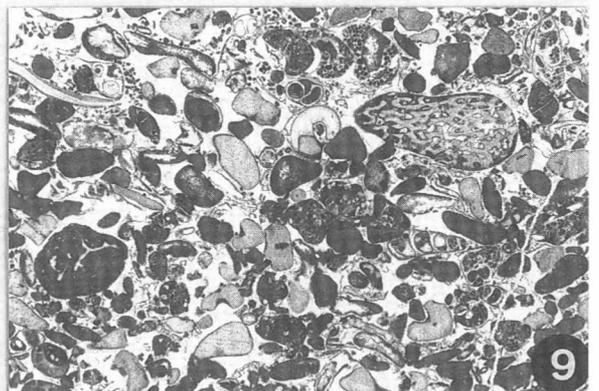
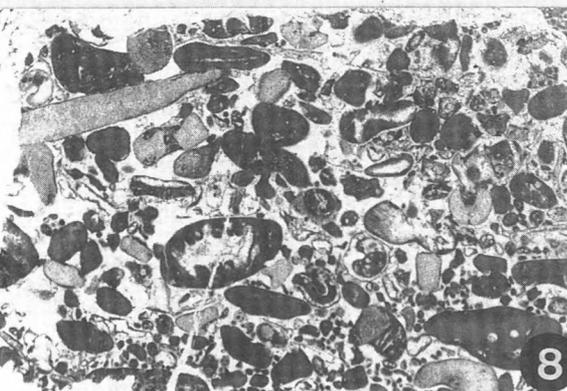
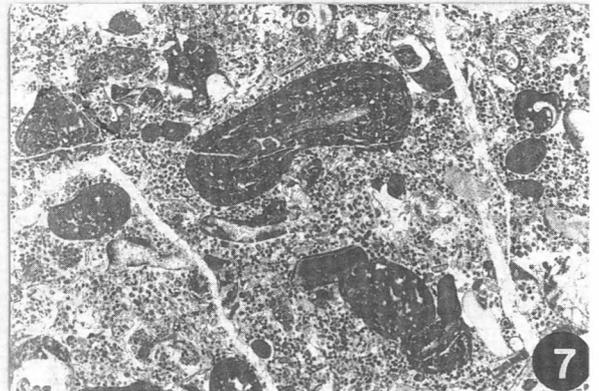
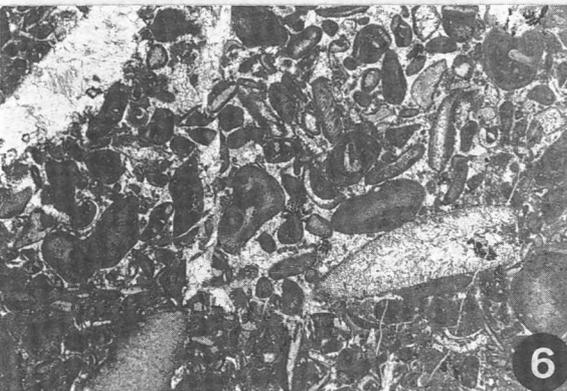
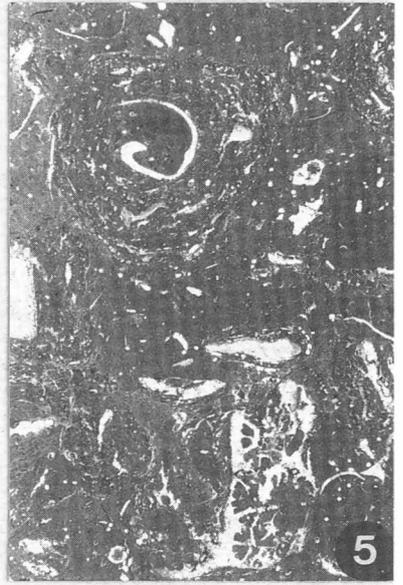
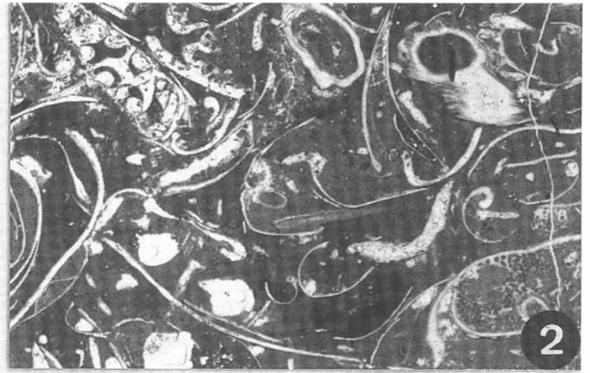
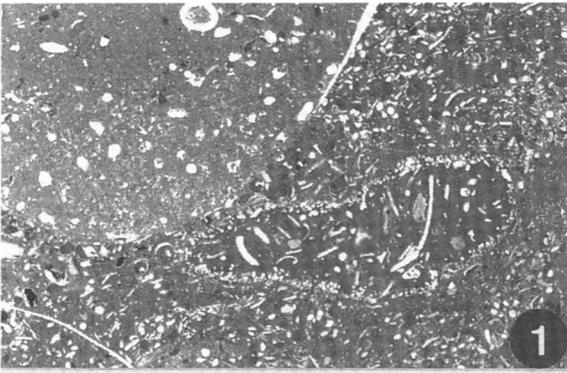
- Abb. 5: Onkoidreicher Biopelmikrit. Bioklasten: überwiegend Bivalven (v.a. Austern), Gastropoden und Korallen, untergeordnet Echinodermen und Foraminiferen. Onkoide: Algen-Foraminiferen-Krusten (Typus III nach Dahanayake 1977), teilweise mit Erhaltung porostromater Strukturen (? *Girvanella* sp.), um Fragmente von Gastropoden, Bivalven und Korallen. Schelflagunenfazies. Profil Xabaal Garure, obere Garure-Formation, mittleres/oberes Callovium, x 5,25.

#### Echinodermen-Peloid-Packstones (MF-Typ j)

- Abb. 6: Schlecht ausgewaschener Biopelsparit. Bioklasten: etwa zu gleichen Teilen Bivalven (v.a. Austern und Brachiopoden) und Echinodermen, untergeordnet Gastropoden und Foraminiferen. Verbreitet randliche Anbohrungen und Mikritkrusten um Bioklasten (Kortoide und Mikrit-Onkoide). Übergangsfazies Schelflagune-Plattformrand. Rechte untere Bildhälfte: Längsschnitt durch Gymnodiaceen-Thallus (*Permocalculus* sp.). Profil Dhadhabo, untere Garure-Formation, Probe 19/1/12, S-Nr. A1 100, unteres Callovium, x 8.

#### Onkoid-Peloid-Pack/Grainstones (MF-Typ K)

- Abb. 7: Peloid- und Ooidreicher Onkobiosparit mit bimodaler Korngrößenverteilung. Onkoide: relativ gleichmäßig konzentrisch und vermutlich von Algen (Cyanophyceen) aufgebaut; konzentrisch angeordnete Sparit-Flecken erinnern an laminare Fenstergefüge. Bioklasten: Überwiegend Echinodermen, untergeordnet Bivalven (v. a. Austern), Gastropoden, Korallen und Foraminiferen. Ooide: Sehr kleine Radialooide. Plattformrandfazies. Profil Manaa, obere Garure-Formation, mittleres/oberes Callovium, x 5,25.
- Abb. 8, 9: Onkoidreicher Echinodermen-Biopelsparit mit Intraklasten (s. Abb. 9, Bildmitte). Bioklasten: überwiegend Echinodermen (v.a. Crinoiden-Stielglieder), untergeordnet Bivalven (v.a. Austern), Gastropoden, Korallen, Hydrozoen (*Cladocoropsis mirabilis* FELIX, Abb. 9) und Foraminiferen (*Pfenderina* ? sp.). Ooide: sehr kleine Radial-Ooide. Peloide: überwiegend mikritisch erhaltene Bioklasten (Bahamide). Zemente: neben radial-fibrösen Zementen und syntaxialen Zementen um Echinodermenreste auch Meniskus-Zemente. Plattformrandfazies. Profil Manaa, obere Garure-Formation, mittleres/oberes Callovium, Abb. 8: x 8, Abb. 9: x 5,25.



## TAFEL 12

### Karbonate der offenen Plattform

#### Onkoid-Peloid-Pack/Grainstones (MF-Typ K)

- Abb. 1: Aufarbeitungshorizont: intraklastreicher Biopelsparit auf bioklastischem Wackestone. Bioklasten: zu etwa gleichen Teilen Echinodermen, Bivalven und Gastropoden, selten Korallen und lituolide Foraminiferen. Übergangsfazies Schelflagune-Plattformrand. Profil Manaa, obere Garure-Formation, mittleres/oberes Callovium, x 3,9.
- Abb. 2: Foraminiferen-Biopelsparit mit hohem Anteil an Onkoiden und Aggregatkörnern (Lumps). Bioklasten: überwiegend Foraminiferen (*Pfenderina* sp., lituolide Foraminif. indet.) und Hydrozoen (*Cladocoropsis mirabilis* FELIX), untergeordnet Bivalven, Korallen und Echinodermen. Häufig Drucklösungskornkontakte zwischen Partikeln. Plattformrandfazies. Profil Manaa, obere Garure-Formation, mittleres/oberes Callovium, x 5,25.
- Abb. 3: Ooidreicher Biopelsparit mit bimodaler Korngrößenverteilung: feinkörniger Pelsparit mit hohem Anteil an kleinen Radial-Ooiden, mit eingeschalteter Bioklastlage aus Bivalven (v.a. Pelecypoden) und Gastropoden, untergeordnet aus Korallen, Echinodermen und Foraminiferen. Relativ große Intraklasten (s.links oben) belegen Aufarbeitungsprozesse. Häufig geopetale Gefüge. Plattformrandfazies. Profil Manaa, obere Garure-Formation, mittleres/oberes Callovium, x 3,9.

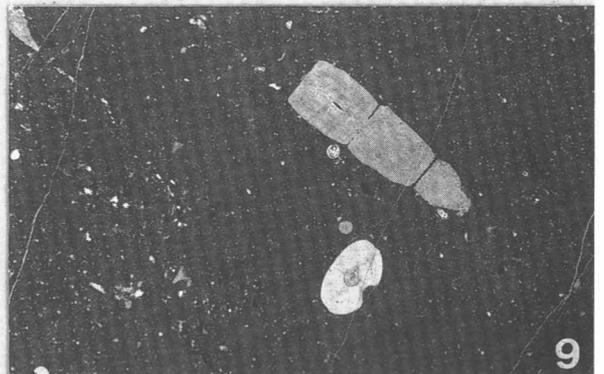
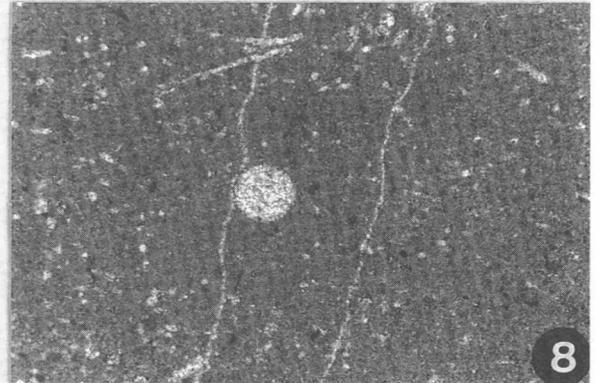
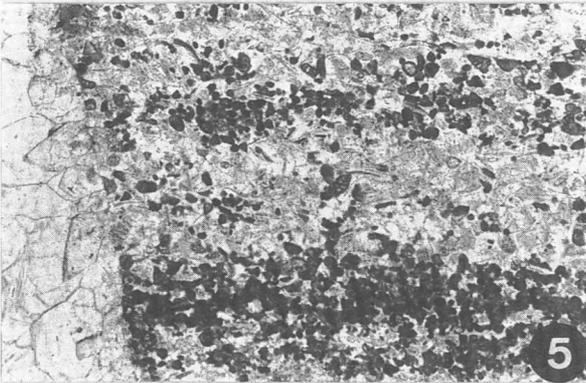
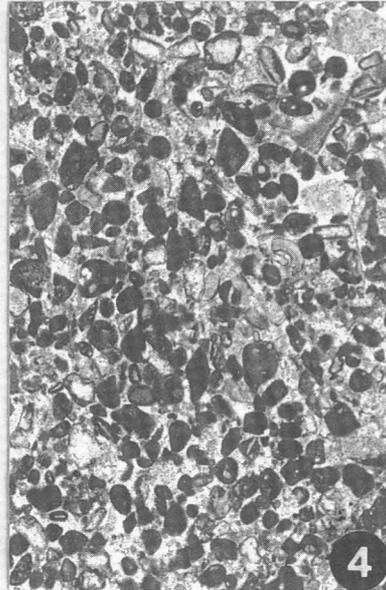
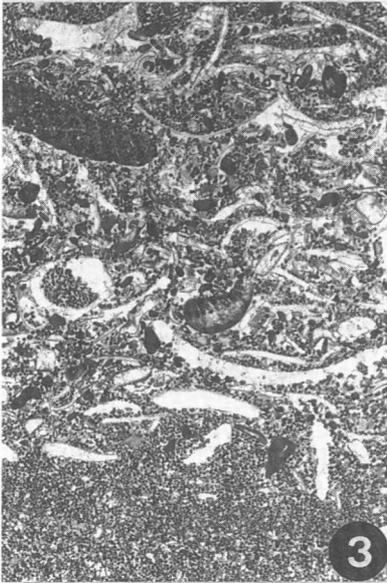
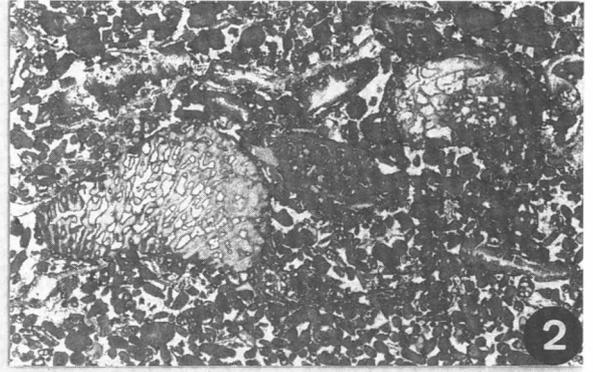
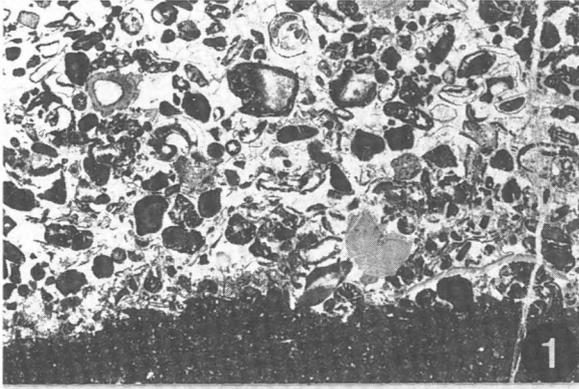
#### Peloid-Bioklast-Grainstones (MF-Typ L)

- Abb. 4, 6: Sortierter Biopelsparit. Bioklasten: überwiegend Echinodermen und Mollusken (verm. Pelecypoden), untergeordnet Dasycladaceen und Foraminiferen (Valvulinidae, *Lenticulina* sp.); seltener treten auch Radial-Ooide auf. Abb. 6: Detailausschnitt mit *Lenticulina* sp.. Profil Manaa, Top der Gadaare-Formation, ? mittleres/oberes Kimmeridgium, Abb. 4: x 10,5, Abb. 6: x 39.
- Abb. 5: Sortierter und laminiertes Biopelsparit. Bioklasten: stark umkristallisiert, vermutlich zum größten Teil Echinodermenreste, untergeordnet Foraminiferen (Valvulinidae). Linker Bildrand: grob kalzitisch auskristallisierte und vermutlich durch Lösung erweiterte Kluft. Profil Manaa, Top der Gadaare-Formation, ? mittleres/oberes Kimmeridgium, x 10,5.

### Karbonate des offenen Schelf

#### Spongienskleren-Mud/Wackestones (MF-Typ M)

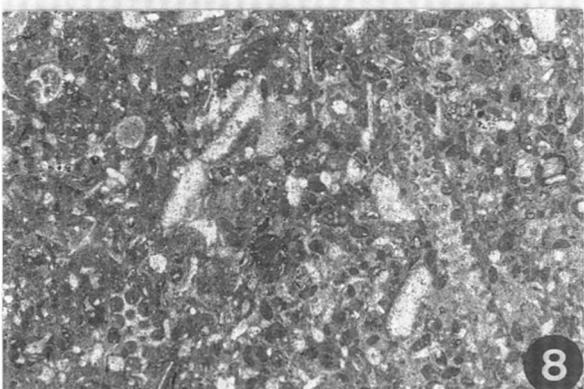
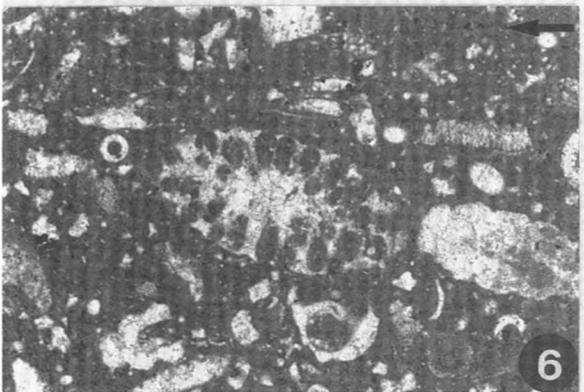
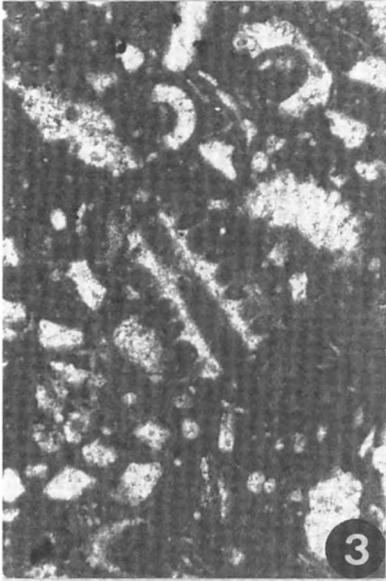
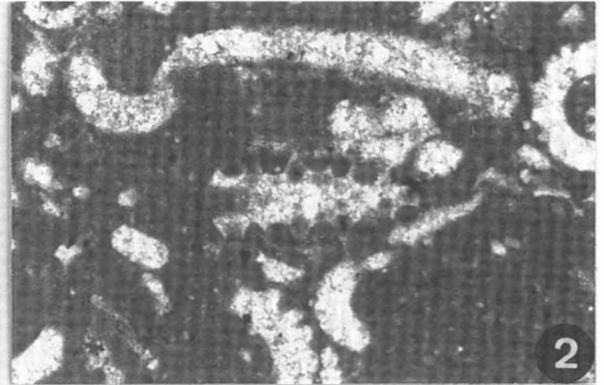
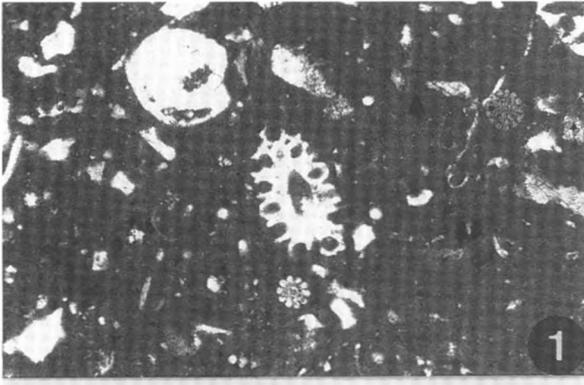
- Abb. 7: Partiiell bioturbater, laminiertes Spongienskleren-Wackestone. Profil Manaa, mittleres Gadaare Kalkstein-Member, ? mittleres/oberes Kimmeridgium, x 3,9.
- Abb. 8: Spongienskleren-Mudstone mit Radiolarie. Profil Manaa, mittleres Gadaare Kalkstein-Member, ? mittleres/oberes Kimmeridgium, x 39.
- Abb. 9: Fossilführender Mudstone mit Resten von Echinodermen (Echinoidenstacheln), Belemniten, Brachiopoden (Lösungssaum vermutlich einer Rhynchonelliden-Schale in linker Bildhälfte), Foraminiferen (*Lenticulina* sp.) und Spongienskleren. Profil Xabaal Garure, Gadaare Kalkstein-Member, ? unteres/mittleres Kimmeridgium, x 3,9.



## TAFEL 13

### Dasycladaceen

- Abb. 1: *Heteroporella anici* NIKLER & SOKAC, schräger Horizontalschnitt, Profil Xabaal Garure, untere Garure-Formation, Probe 26/2/14, S-Nr. Al 101, unteres Callovium, x 21.
- Abb. 2-4: *Cylindroporella* sp. 1 mit Fragmenten von *Salpingoporella grudii* (RADOICIC), Profil Manaa, Top der Garure-Formation, Probe 7/2/17, S-Nr. Al 103, unteres Oxfordium. Abb. 2: schräger Längsschnitt, Abb. 3: Längsschnitt, Abb. 4: Horizontalschnitt, x 39
- Abb. 5: *Heteroporella* sp. 1 (untere Bildmitte) mit *Holosporella siamensis* PIA (oben rechts) in Echinodermen-Peloid-Packstone (MF-Typ J), schräger Horizontalschnitt, Profil Xabaal Garure, obere Garure-Formation, Probe 27/1/4, S-Nr. Al 102, mittleres/oberes Callovium, x 10,5.
- Abb. 6: *Cylindroporella* ? sp. mit *Salpingoporella grudii* (RAD.), schräger Horizontalschnitt, Profil Manaa, Top der Garure-Formation, Probe 7/2/17, S-Nr. Al 104, unteres Oxfordium, x 21.
- Abb. 7-9: *Holosporella siamensis* PIA. Abb. 7: schräger Längsschnitt, Profil Xabaal Garure, oberes Dhadhabo-Member, Probe 29/1/6, S-Nr. Al 105, unteres Toarcium, x 39. Abb. 8: Längsschnitt, Profil Dhadhabo, oberes Dhadhabo-Member, Probe 15/1/13b, S-Nr. Al 106, unteres Toarcium, x 18,5. Abb. 9: schräger Längsschnitt. Profil Xabaal Garure, obere Garure-Formation, Probe 27/1/4, S-Nr. Al 107, mittleres/oberes Callovium, x 39.



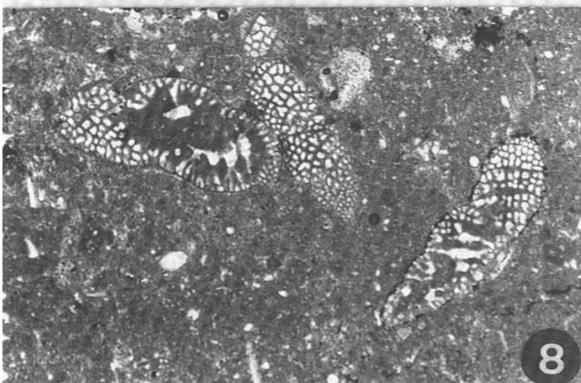
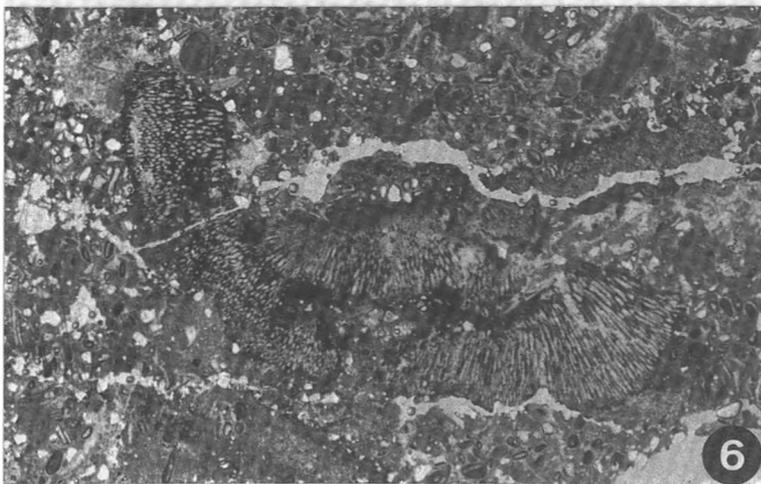
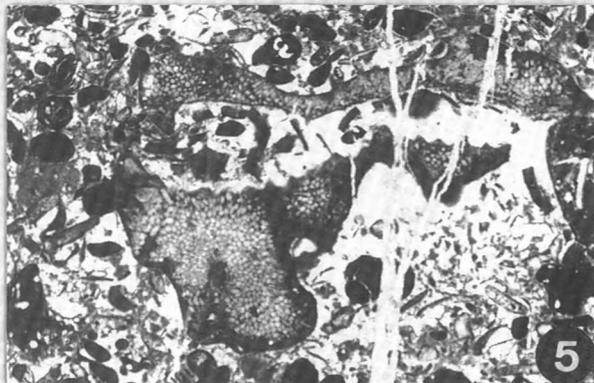
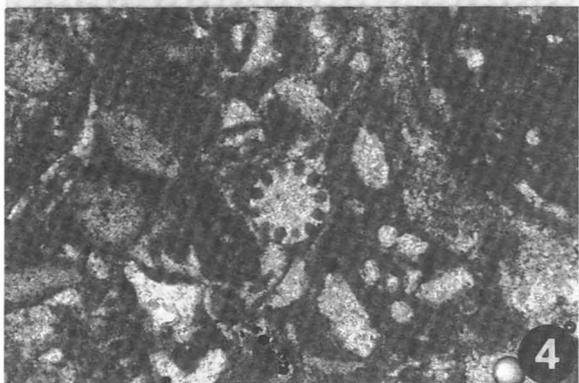
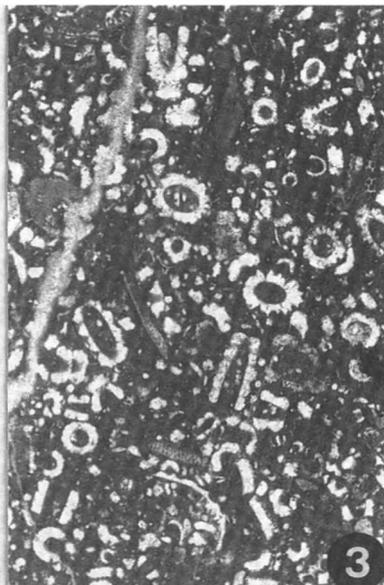
## TAFEL 14

### Kalkalgen

- Abb. 1-3: *Dasycladaceen*-Packstone (MF-Typ I) mit *Salpingoporella grudii* (RADOICIC). Abb. 1: Querschnitte und schräge Horizontalschnitte, x 16, Abb. 2: Längsschnitte und Horizontalschnitte mit *Heteroporella* sp. indet., x 16, Abb. 3: Längsschnitte und Horizontalschnitte, x 8. Profil Manaa, Top der Garure-Formation, Probe 7/2/17, S-Nr. Al 108, unteres Oxfordium.
- Abb. 4: *Acicularia elongata elongata* (CAROZZI), Querschnitt, Profil Manaa, obere Garure-Formation, Probe 7/2/14, S-Nr. Al 109, mittleres/oberes Callovium, x 39.
- Abb. 5: *Heterotrichella* ? sp., inkrustierend auf Brachiopodenschale, Profil Xabaal Garure, untere Garure-Formation, Probe 12/3/6, S-Nr. Al 110, unteres Callovium, x 8.
- Abb. 6: *Cayeuxia* sp., Profil Xabaal Garure, Basis der Garure-Formation, Probe 28/1/4, S-Nr. Al 111, unteres Callovium, x 7,5.

### Foraminiferen

- Abb. 7: *Everticyclammina* sp., Profil Manaa, obere Garure-Formation, Probe 7/2/11, S-Nr. Fo 10, mittleres/oberes Callovium, x 21.
- Abb. 8: *Kumubia palastiniensis* HENSON, Profil Manaa, obere Garure-Formation, Probe 5/2/12, S-Nr. Fo 11, mittleres/oberes Callovium, x 21.
- Abb. 9: *Nautiloculina oolithica* MOHLER, Profil Manaa, obere Garure-Formation, Probe 7/2/14, S-Nr. Fo 12, mittleres/oberes Callovium, x 39.



## TAFEL 15

### Hydrozoen

- Abb. 1: *Cladocoropsis mirabilis* FELIX, Profil Manaa, obere Garure-Formation, Probe 7/2/12, mittleres/oberes Callovium, x 3,9.

### Crustaceen-Pellets

- Abb. 2, 5: *Favreina fendiensis* BRÖNNIMANN & ZANINETTI 1972, Profil Xabaal Garure, untere Garure-Formation, Probe 1/2/6, S-Nr. Ap 83, unteres Callovium, x 39.
- Abb. 3: *Favreina* sp. 1, Profil Xabaal Garure, mittlere Garure-Formation, Probe 26/2/15, S-Nr. Ap 84, unteres/mittleres Callovium, x 39.
- Abb. 4: *Favreina* sp. indet., Profil Xabaal Garure, obere Garure-Formation, Probe 27/1/4, S-Nr. Ap 85, mittleres/oberes Callovium, x 39.
- Abb. 6: *Favreina* sp. 2, Profil Manaa, obere Garure-Formation, Probe 7/2/8, S-Nr. Ap 86, mittleres / oberes Callovium, x 26.

### Korallen

- Abb. 7: Koralle mit cerioider Wuchsform, Profil Manaa, obere Garure-Formation, Probe 7/2/7, S-Nr. Co 10, mittleres/oberes Callovium, x 3,9.
- Abb. 8: Koralle mit phaceloider Wuchsform, Profil Xabaal Garure, oberes Gadaare Dolomit-Member, Probe 28/1/5, S-Nr. Co 11, ? oberes Tithonium, x 3,9.
- Abb. 9: *Pseudocoenia* sp., Profil Xabaal Garure, untere Garure-Formation, Probe 12/3/4, S-Nr. Co 12, unteres Callovium, x 3,9.
- Abb. 10: *Thamnasteria* sp., Profil Xabaal Garure, untere Garure-Formation, Probe 28/2/4, S-Nr. Co 13, unteres Callovium, 3,9.

