



documenta naturae
abhandlungen

Band 1 - Teil 1 - Textband

**Mikropaläontologie (Foraminiferen, Ostrakoden),
Biostratigraphie und fazielle Entwicklung der Kreide
von Nordsomalia -
mit einem Beitrag zur geodynamischen Entwicklung des
östlichen Gondwana im Mesozoikum und
frühen Känozoikum**

Peter LUGER †



**Micropalaeontology (Foraminiferida, Ostracoda),
biostratigraphy and facies development of the Cretaceous
of Northern Somalia -
including a contribution concerning the geodynamic
development of eastern Gondwana during the
Cretaceous to basal Paleocene**



abhandlungen

Band 1 - Teil 1

**Mikropaläontologie (Foraminiferen, Ostrakoden),
Biostratigraphie und fazielle Entwicklung der Kreide
von Nordsomalia**

**mit einem Beitrag zur geodynamischen Entwicklung
des östlichen Gondwana im Mesozoikum und frühen
Känozoikum**

*Micropalaeontology (Foraminiferida, Ostracoda),
biostratigraphy and facies development of the
Cretaceous of Northern Somalia*

*including a contribution concerning the geodynamic
development of eastern Gondwana during the
Cretaceous to basal Paleocene*

Peter LUGER (†)

TEXTBAND



Landshut, 06. Dezember 2018

ISSN 2626-4161 (Print)

ISSN 2626-9864 (Online)

ISBN 978-3-947953-00-4 (Gesamtausgabe)

ISBN 978-3-947953-01-1 (Band 1 - Teil 1)

ISBN 978-3-947953-02-8 (Band 1 - Teil 2)

Die Zeitschrift "documenta naturae abhandlungen" ist die Fortsetzung der Sonderband-Reihe der "Zeitschrift Documenta naturae", begründet 1976 in Landshut.

Copyright © 2018 amh-Geo Geowissenschaftlicher Dienst, Aham bei Landshut
Alle Rechte vorbehalten. - All rights reserved.

Der/die Autor(en) sind verantwortlich für den Inhalt der Beiträge, für die Gesamtgestaltung
Herausgeber und Verlag.

Das vorliegende Werk einschließlich aller seiner Teile ist urheberrechtlich geschützt. Jede
Verwendung, auch auszugsweise, insbesondere Übersetzungen, Nachdrucke, Vervielfältigungen
jeder Art, Mikroverfilmungen, Einspeicherungen in elektronische Systeme, bedarf der schriftlichen
Genehmigung des Verlages.

ISSN 2626-4161 (Print)

ISSN 2626-9864 (Online)

ISBN 978-3-947953-00-4 (Gesamtausgabe)

ISBN 978-3-947953-01-1 (Band 1 - Teil 1)

ISBN 978-3-947953-02-8 (Band 1 - Teil 2)

Landshut, 06. Dezember 2018

Printed edition released 06. Dezember 2018 / available online 06. Dezember 2018

Bestellungen & Vertrieb
über den Verlag und unter www.amh-geoshop.de

Herausgeber, Verlag & Herstellung
amh-Geo • Geowissenschaftlicher Dienst
Inhaber Dr. Alexander M. Heyng, Erling 5, D-84168 Aham bei Landshut
Tel.: +49 (0)171 8976551 E-Mail: heyng@amh-geo.de
www.amh-geo.de
www.documenta-naturae.de

Umschlagbild: Vorbereitung zum Aufbruch an der Basis des Profils Manna'a mit notwendiger Ausrüstung
unter somalischen Geländebedingungen; Photo von Peter Luger, aufgenommen 1989.

Geleitwort der Herausgeber

Kollege Peter Luger starb am 10. Oktober 2014 im Alter von 58 Jahren. Durch seinen frühen Tod konnte er den Druck seiner Habilitationsschrift leider nicht mehr erleben. Der damalige Leiter des Verlages Documenta naturae, Dr. Hans-Joachim Gregor, hatte den Kontakt zu ihm aufgebaut, die Originalfassung erhalten und war von Peter Luger gebeten worden, noch auf einige kleine nachträgliche Änderungen zu warten – was durch seinen Tod leider nicht mehr erfolgen konnte.

Prof. W. Dominik von der TU Berlin (Institut für Angewandte Geowissenschaften) hatte seine Bereitschaft bekundet, die letzten Änderungen und Verbesserungen einzufügen – wir geben hiermit aber nach vier Jahren des Wartens auf.

Im Sinne von Peter Luger und seiner Mutter drucken wir vorliegend die Habilitationsschrift in der originalen Fassung. Die wissenschaftliche Dokumentation des Werkes endet somit im Jahre 2014. Spätere wissenschaftliche Erkenntnisse konnten nicht mehr berücksichtigt werden.

Der Herausgeber und Leiter des neuen Verlages amh-Geo, Dr. Alexander M. Heyng, hat alle Bedingungen so übernommen, wie sie seinerzeit geplant und vereinbart waren.

Dr. Alexander M. Heyng & Dr. Hans-Joachim Gregor

Für meine Mutter Christel Luger

Im Gedenken

an meinen Vater Erwin Luger

und

meine Großmutter Elionore Weißenborn,

die beide während meines ersten Geländeaufenthaltes in

Nordsomalia 1988 verstarben;

sowie für

meine Familie in Deutschland

in

Südafrika

und

Australien

**Mikropaläontologie (Foraminiferen, Ostrakoden),
Biostratigraphie und fazielle Entwicklung der Kreide
von Nordsomalia -
mit einem Beitrag zur geodynamischen Entwicklung
des östlichen Gondwana im Mesozoikum und frühen
Känozoikum**

Micropalaeontology (Foraminiferida, Ostracoda),
biostratigraphy and facies development of the
Cretaceous of Northern Somalia -
including a contribution concerning the geodynamic
development of eastern Gondwana during the
Cretaceous to basal Paleocene

Peter LUGER **

** Dr. Peter Luger, ehemals Technische Universität Berlin, Fakultät VI, Institut für Angewandte Geowissenschaften, Ackerstr. 76, 13355 Berlin

Kurzfassung

Erstmals werden die kretazischen bis altpaleozänen Mikrofaunen (Foraminiferen, Ostrakoden) des zentralen Nordsomalias (zentrale und östliche Ahl Medo- und westliche Ahl Meskat-Küstenkordilliere) vollständig monographisch erfasst. Diese entstammen einer dichten Beprobung von insgesamt acht überbarte aufgeschlossenen Profilen, wobei die Analyse der Mikrofaunen stratigraphisch den Zeitraum vom basalen unteren Apt bis zum mittleren Cenoman, und nach einem deutlichen Hiatus Campan, Maastricht und unteres Paleozän ergibt. Insgesamt werden 84 Foraminiferengattungen mit insgesamt 119 Arten (inkl. 6 neu errichteter Arten/Unterarten) und 65 Ostrakodengattungen (inkl. Untergattungen) mit insgesamt 152 Arten (inkl. Unterarten) beschrieben und dokumentiert. Bei den Ostrakoden werden 4 neue Gattungen und 24 neue Arten (inkl. Unterarten) eingeführt. Die biostratigraphische Auswertung ergibt für das Apt acht, für das Alb vier, das Cenoman drei, das Campan und Maastricht jeweils eine und das untere Paleozän drei aufeinander folgende typische Assoziationen von Foraminiferen und Ostrakoden (auf die formale Errichtung von Biozonen wird wegen der starken faziiellen Abhängigkeiten der jeweiligen Leitfossilien verzichtet). Ökologisch sind die basalen Sedimente der Kreide dem Apt in limnischer Fazies zuzuordnen, die bereits im tiefen Unterapt in Ablagerungen einer Karbonatrampe übergehen. Erstmalig werden für das untere Oberapt Ablagerungen einer offenen Schelffazies aus Nordsomalia beschrieben (mit planktonischen Foraminiferen: *Leupoldina cabri*-Zone und reichhaltiger Ammonitenfauna), die bereits im höheren Oberapt wieder in die zunächst bis zum mittleren Cenoman anhaltende nach NW verlandende Karbonatrampenfazies übergehen. Auch die karbonatischen Sedimente des Campans, Maastrichts bis unteren Paleozäns sind in dieser Fazies entwickelt. Der allgemeine geologische Rahmen Somalias mit seinen tektonischen Elementen und der

sedimentären Entwicklung bis zum Paläogen wird kurz dargestellt. Besonders ausführlich wird die Ablagerungsgeschichte Nordsomalias in der Kreide beschrieben und in den acht Profilen graphisch abgebildet. Anhand der Faunenanalyse wird die Ökologie der kretazischen Sedimente diskutiert sowie die Paläobio-geographie der Faunenelemente dargestellt. Letztere ergibt für das Apt bis Cenoman eine zunehmende Vereinheitlichung sowohl bei den Foraminiferen als auch bei den Ostrakoden im südtethyalen Raum, wohingegen im Campan bis unteren Paleozän bei den Foraminiferen eine zunehmende Trennung in west- und osttethyale Faunenelemente zu beobachten ist. Noch deutlicher ist bei den Ostrakoden ab dem Coniac bis zum unteren Paleozän eine strikte Trennung zwischen einer nordafrikanisch/levantinischen und einer iranisch/arabisch/somali-schen Faunenprovinz erkennbar. Ein Vergleich der faziellen Entwicklung der Kreide von Somalia und der nördlich und südlich angrenzenden Gebiete und deren geodynamischer Geschichte wird angestellt. Hierbei zeigt sich deutlich, dass Nordsomalia während der Kreide sowohl in der faziellen Ausbildung als auch in der geodynamischen (sequenzstatigraphischen-tektonischen) Entwicklung hohe Übereinstimmungen mit der arabischen Plattform aufweist. Hierbei sind jedoch die Hiaten zwischen Jura und Kreide sowie zwischen Cenoman und Campan deutlich länger als in den zu dieser Zeit direkt nördlich angrenzenden Gebieten, weshalb Nordsomalia als Südrand der arabischen Platte interpretiert wird. Der lange Hiatus zwischen dem obersten Jura und dem Apt in Nordsomalia in Kombination mit starker vertikaler Tektonik und lokal völliger Erosion jurassischer Ablagerungen wird mit dem Ende der Süd-Drift Madagaskars und dem Einsetzen der Drift zwischen Afrika/Madagaskar und Antarctica/ Australien in der tieferen Unterkreide in Verbindung gebracht. Der deutliche Hiatus zwischen dem Cenoman und Campan mit lokaler Erosion cenomaner Sedimente steht in klarer Verbindung mit dem Rift und der einsetzenden Drift zwischen Madagaskar und der Indo/Seychellen-Platte im Turon.

Schlüsselwörter: Nordsomalia, Kreide, Mikropaläontologie, Foraminifa, Ostrakoda, Geologie, Geodynamische Faktoren, Zerfall von Ostgondwana.

Extended summary

The present study represents the first attempt of a monographic micropalaeontological study on the Cretaceous to Early Paleocene Foraminifera and Ostracoda of central northern Somalia. The investigated samples derived from eight surface sections taken by the author in the central/eastern Ahl Medo and western Ahl Meskat Mountains, covering about 2050 meters in total. These studies had been carried out in the late 1980ies in the scope of the "Special Research Project 69" hosted at the Technical University of Berlin and funded by the German Research Foundation. According to the micropalaeontological results, the Cretaceous so called "Tisje-Formation" (name disputed) could be subdivided into four units of Aptian to Cenomanian age and a fifth unit of Campanian age, unconformably overlying differently deep eroded Cenomanian sediments. Subsequent to a short regressive phase, this is followed by the conformably overlying Maastrichtian to Early Paleocene calcareous deposits of the lower Auradu Formation (of which the thick overlying Paleocene and younger parts are not included here).

Within the entire collection of the investigated Cretaceous to Early Paleocene microfossils, 84 genera with altogether 119 species (including 6 new species) of Foraminifera and 65 genera with overall 152 species of Ostracoda (of which 4 genera and 24 species are newly introduced) could be recognised. Species with only

rare or poorly preserved specimens are often left in open nomenclature. Most of the listed specimens are described or discussed, all are figured, either as REM-photos (Foraminifera and Ostracoda) or light microscopic photographs from thin-sections (Foraminifera) on 49 plates at the end of the text part of this study. The material is kept in within the collection of the SFB 69 (which will be transferred to the "Museum für Naturkunde" in Berlin in the next future).

The base of the Cretaceous sedimentary sequence is made up of an up to ~10 m thick conglomerate (see fig. [Abb.] 15) carrying pebbles and cobbles of reworked parautochthonous limestones among other material and unconformably overlying either deeply weathered (and locally karstified) Late Jurassic deposits or pan-African basement, which was uplifted and eroded during the long Hiatus between the Tithonian and Aptian. However, calpionellids found within some of the pebbles or cobbles within these conglomerates are of Late Tithonian to Early Valanginian age (LUGER et al., 1996) and may therefore indicate primarily continuous marine sedimentation until the very Early Cretaceous. In this case, the unconformity would have to be placed within the Early Cretaceous and probably correspond to the "late Valanginian unconformity" observed and pointed out by SHARLAND et al. (2004) for the Arabian Peninsula (see below and fig. 43 of the present study). The overlying sequence of calcareous (east Ahl Medo) to siliciclastic (central Ahl Medo) dominated sediments are of limnic origin and carry a fauna of freshwater ostracods and fauna of charophytes (unit 1 of Tisje Formation), of which the latter indicate a basal Aptian age (SCHUDACK in : LUGER and SCHUDACK, 2001). As an inconvenient result, some of the marine microfossils within the conformably overlying shallow marine strata, formerly believed to indicate a Late Barremian age now have to be placed within the very Early Aptian. The latter study is the first biostratigraphical investigation on this so-called "Somali Wealden". Some of the more prominent horizons indicating subaerial exposure within the calcareous eastern Ahl Medo (e.g. Xabaal Garure section, see fig. 11) may be misinterpreted to represent major unconformities. However, their frequent occurrence within this very shallow facies is actually to be expected and therefore most probably only indicates very short-lived events.

Upwards the sequence grades into shallow marine, mostly calcareous deposits of Early Aptian age (unit 2 of Tisje Formation; biostratigraphic associations A2 to A6, see: chapter 6 and table 7) carrying increasingly diversified microfaunas of (larger) Foraminifera accompanied by calcareous algae; macrofaunal elements often are corals, rudists and other pelecypods and gastropods. A very conspicuous horizon is formed by the mass-occurrence of large *Valserina transiens* CHERCHI und SCHROEDER (originally believed to be of Late Barremian age), which dominates association A5 of the present study. It is assumed here, that the latter species invaded from other areas into northern Somalia, as it occurs for the first time already with large specimens. Also, its assumed predecessor *Valserina charollaisi* (see: CHERCHI and SCHROEDER, 1999) is absent in the underlying marine sediments. Altogether these deposits are interpreted to represent a north-westerly shoaling carbonate ramp facies during the early Aptian (the thick lower unit 2 of Tisje Formation). It is agreed to assume that *Valserina transiens* CHERCHI und SCHROEDER forms the predecessor of *Palorbitolina lenticularis* BLUMENBACH, with which it co-occurs in its uppermost part of its episode and is later on replaced by it (here: interval A6). Since no isolated microfossils could be extracted from the intervals A2 to A6, no ostracods can be reported from this sequence.

Another very important event, reported for the first time from northern Somalia within the scope of this study,

is indicated by the overlying marls and limestones with large ammonites and a rich hemipelagic microfauna including moderately diversified planktonic and highly diversified smaller benthonic Foraminifera as well as Ostracoda (for detailed composition see chapter 6: interval A7). These only rarely well exposed deposits (best example: Xabaal Garure section, fig. 11, chapter 4.2) are rapidly tapering out westwards, and are assumed to be equivalent to the shallow marine deposits with *Palorbitolina lenticularis* BLUMENBACH, which are directly overlying the pan-African basement at Erigavo ("Erigavo-Mukalla high", see chapter 3). Due to the composition of the planktonic Foraminifera this entire interval may be attributed to the *Leupoldina cabri* zone of early Late Aptian age. Upwards a shoaling and a return to the carbonate ramp facies is observed. Among the various subfacies within the upper unit 2 of Tisje Formation - dominated corals and rudists among many other macrofossils - it is again the Xabaal Garure section, in which a reefal complex of dendroid hermatypic corals is nicely exposed in situ (see fig. 17, chapter 4).

A sharp lithological contact is observed in between the Aptian and the overlying (probably not basal) Early Albian marls and limestones of the basal unit 3 of Tisje Formation (biostratigraphic association B1), assumed to represent a minor hiatus observed also in the Arabian Peninsula (SHARLAND et al., 2004; see below and fig. 43 in chapter 9 of the present study). In most of the studied sections this interval, although carrying rich marine micro- and macrofossil faunas, surprisingly does not contain Foraminifera but ostracods. Only in two sections the name-giving larger foraminifer *Mesorbitolina texana* (ROEMER) sensu SCHRÖDER (1985) directly occurs already in the basal sediments of unit 3 (see chapter 6.2), whereas it appears later in the other sections covering this interval. Together with the overlying mostly fossil-rich mainly calcareous sediments of shallow marine provenance again the facies of a north-easterly shoaling carbonate ramp was established, (see fig. 36 in chapter 9.1). The northeast-ward shoaling of this carbonate ramp and its interfingering with the Yesomma sandstones of north-western Somalia is demonstrated in fig. 38 in chapter 9.1. This situation lasted at least until mid-Cenomanian times (unit 4 of Tisje-Formation, biostratigraphic associations B2 to B4, C1 to C3, for detailed composition of each assemblage see chapter 6), after which widespread uplift occurred in northern Somalia. This uplift caused widespread erosion of Cenomanian deposits in most of the investigated sections (the most complete record is again observed only in the Xabaal Garure section see fig. 11, chapter 4.2).

Following the Turonian to Santonian uplift, the investigated area subsided again in Campanian times - here treated as unit 5 of Tisje Formation. This unit can be subdivided into three clearly defined sedimentary sequences in the eastern-more Ahl Medo and Ahl Meskat (see e.g. figs. 19, 22 in chapter 4). Subunit 5a is made up of fluvial to shallow marine siliciclastics in a continuous sequence grading upwards in the predominantly calcareous, highly fossiliferous sediments of unit 5b (thinning out towards the north-west). It is especially rich in highly visible large bioherms of rudists (see fig. 21) among corals and other macrofossils and an even a more diversified microfauna of larger Foraminifera (among others *Orbitoides tissoti* SCHLUMBERGER sensu NEUMANN, 1987) and enormously rich assemblages of Ostracoda (altogether at least 34 species), which clearly indicate a Campanian age (for detailed composition of this assemblage see chapter 6: Interval D1). Upwards these deposits are followed by a regressive/transgressive cycle of siliciclastics (unit 5c of Tisje Formation) which grade - without visible sedimentary break - again into the highly fossiliferous calcareous lower Auradu Formation, likewise representing the facies of a carbonate ramp. If it is not the highly visible macrofauna of various rudists among corals, other pelecypods and else alone, it is at last the as well highly visible fauna of larger Foraminifera (with large specimens of *Loftusia* spp.), which

clearly assigns a Maastrichtian age to these deposits, also rich in Ostracoda (for detailed composition of this assemblage see chapter 6: Interval E1) at least in the eastern-more central Ahl Medo and Ahl Meskat. As reported earlier by LUGER et al. (1990, 1994) the KT-boundary is only well exposed in one of the investigated sections (at Tisje, western Ahl Meskat, see fig 20), where it occurs in the lower part of thick massive limestones and is only marked by an abrupt termination of the Maastrichtian faunal elements, which are replaced by only poor faunas of smaller foraminifera and calcareous algae (macrofossils are hardly to be observed; see interval F1, chapter 6:). CHERCHI et al. (1993) described a similar situation for an eastern-more section in the Ahl Meskat Mountains. It is assumed though highly unanticipated in this shallow marine facies that in these sections the sedimentation was continuous during the K/T-boundary, since within an overlying marly clay horizon, a diverse microfauna of middle Early Paleocene (Danian) age could be recovered (for the first time in northern Somalia, see interval F2 in chapter 6). Upwards follow thick-bedded, massive limestones with at first moderately diverse microfaunas (see interval F3 in chapter 6) and relatively poor macrofossils. As already mentioned, the thick higher part of the Auradu Formation is not included in this study.

The total sedimentary sequence of central northern Somalia following the biostratigraphic investigations of METTE (1993: Jurassic) and the present study are displayed in part B of fig. 38 (chapter 9.1, for a coloured version see LUGER and DOMINIK, 2009), including the north-western facies development as given by BRUNI and FAZZUOLI (1980) and BOSELLINI (1989) by surface and well data (part C of fig. 38). There is a conspicuous discrepancy to be observed within the Cretaceous subdivision and stratigraphic attributions within the well data presented by BOSELLINI (1989, part A in fig. 38), little to the south of the studied area. As already pointed out by LUGER and DOMINIK (op. cit.), there is hardly any correlation with the sections given by BOSELLINI (op. cit.), who stated only lithostratigraphic units and ages - without giving any palaeontological data. It is in particular the absence of any Aptian sediments, the stated presence of a "pelagic Turonian" (while nowhere in Somalia marine Turonian deposits had been proved until now), thick "lower Senonian" sediments and the absence of marine Campanian to (Early) Paleocene in northern Somalia which is in obvious and unexplainable contradiction to the palaeontological data obtained from the surface section presented here (Part B of fig. 38).

The implementation of the Cretaceous to Early Paleocene data from northern Somalia into the chronosequence-stratigraphic chart as given for the Arabian Peninsula by SHARLAND et al. (2004) and southern Iran provided by JAMES and WYND, 1965) as shown in fig. 43 (chapter 9.2.3; for a coloured version see LUGER and DOMINIK, 2009) displays the high similarities of the sequential arrangement and facies development of the (during the Cretaceous) still connected directly northerly bounded areas. The longer lasting hiatus during the Early and Late Cretaceous become explainable, if a southerly "rimming" position of northern Somalia during these times was accepted (see LUGER and DOMINIK, 2009 for a more detailed discussion).

The "late Valanginian unconformity" on the Arabian Peninsula - much more pronounced in northern Somalia - is synchronous to the end of the southwards drift of Madagascar as given by COFFIN und RABINOWITZ (1992) as about 130 Ma (~Valanginian). In this context it is important that POWELL et al. (1988) and LAWVER et al. (1992) place the break-up and beginning drift between the Antarctic and Australian plates

and the Malgache/Indian plate during the latest Jurassic and very Early Cretaceous. This event might have had severe consequences onto the northerly neighbouring plates in uplift and subsequent subsidence.

The reason for the widespread hiatus between the Late Aptian/Early Albian in Somalia and the Arabian Peninsula is not yet understood.

The opposite is true for the hiatus widely observed during the middle Turonian on the Arabian Peninsula, southern Iran and particularly in northern Somalia, where it has a much longer extent (as it is the case in some other parts of the regions mentioned before). This clearly correlates with the break-up and initial drifting between the Madagascar and the Indo/Seychelle plates. It is widely accepted that this event occurred during the "middle" Turonian, accompanied by Early and Late Turonian basaltic lava flows on the Madagascar plate. However, the pathway of the Indo/Seychelle plate is still under discussion. While SCOTESE, 1991, 2001a, b; SCOTESE und GOLONKA, 1992, SCOTESE et al., 1988 u.a.) until today suggest an isolated island situation for it in their plate-tectonic reconstructions (e.g. <http://www.scotese.com/1202d.htm> [28/05/08]). BOSELLINI (1989, 1992) and especially CHATTERJEE (1992) suggest this "pathway" having been much closer situated in neighbourhood to the Afro/Arabian plate. It was BOSELLINI (1989), who first demonstrated the four-fold subdivision of the Somali coastal margins (reproduced here as figs. 46, 47 in chapter 9.4) and pointed out the peculiarities of the "Late Cretaceous Paleogene left lateral sheared margin" north of the El-Hamurre Lineament. He pointed out the importance of the Owen-fracture-zone, along which the Indo/Seychelle plate should have drifted northwards. CHATTERJEE (1992) used terrestrial vertebrate remains from the infra- and intra-trappean beds (Maastrichtian) of India to emphasise their close relations to Eurasian forms. He suggested a terrestrial connection with Eurasia via Sokotra (now island) in Late Cretaceous times, and Sokotra as a pivot point around which the Indo/Seychelle plate should have rotated counter-clockwise before drifting into its present position.

The importance of the separation event between Madagascar and India is also observed herein by the dramatic change of the shallow marine benthonic microfossil assemblages. This event - the change of the northwest African through Arabian/North Somalian more or less uniform ostracod assemblages during the Cenomanian to strictly separated north African/Levantine and Irano/Arabian/North Somalian ostracod assemblages since the Coniacian - has already been discussed in detail by LUGER (2003). A similar split, though not that dramatically, in western and eastern Tethyan faunas of larger Foraminifera is observed at the same time. Due to the absence of any data on post-Turonian Ostracoda north of Lebanon in the eastern Mediterranean, it can hence not be seriously discussed, whether this split is due to facial/ecological or other reasons (e.g. change in major oceanographic currents).

Remarks: The author intends to publish an English version of the important genera and species of the Foraminifera and Ostracoda discussed herein well as an English version of the descriptions of the newly introduced taxa of both groups.

Keywords: Northern Somalia, Cretaceous, Micropalaeontology, Foraminifera, Ostracoda, Geology, Geodynamics, Disintegration of Eastern Gondwana.

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Kurzfassung	1
Extended Summary	2
1 Einführung	9
1.1 Problemstellung	9
1.2 Verlauf der Arbeit und Danksagung	10
1.3 Frühere Arbeiten	10
2 Methodik	13
3 Allgemeiner geologischer Rahmen Somalias	14
3.1 Die tektonischen Elemente Somalias	14
3.2 Paläogeographie Somalias im Mesozoikum und Alttertiär	17
3.2.1 Prä-Jura bis Oberjura	17
3.2.2 Unterkreide bis Cenoman	25
3.2.3 Jüngere Kreide bis zum Paläogen	29
4 Kreide und Dan im Gebiet des Ahl Medo und im westlichen Ahl Meskat (Nordsomalia)	34
4.1 Einheit 1 der Tisje-Formation	35
4.2 Einheit 2 der Tisje-Formation	36
4.3 Einheit 3 der Tisje-Formation	43
4.4 Einheit 4 der Tisje-Formation	45
4.5 Einheit 5 der Tisje-Formation	46
4.6 Auradu-Formation	49
5 Mikropaläontologie	52
5.1 Ordnung Foraminiferida EICHWALD, 1830 (Systematik siehe Anhang 1)	52
5.2 Ostrakoden (Systematik siehe Anhang 1)	129
6 Biostratigraphie	241
6.1 Apt (A)	241
6.2 Alb (B)	249
6.3 Cenoman (C)	258
6.4 Campan (D)	260
6.5 Maastricht (E)	262
6.6 Unteres Paleozän (Dan; F)	265
7 Paläoökologie	267
7.1 Die limnisch/brackisch/lagunäre Ökofazies („somalischer Wealden“) (a)	268
7.2 Die Karbonatrampen-Ökofazies (Apt-Cenoman, Campan, Maastricht, Paleozän) (b)	269
7.2.1 Apt	269
7.2.2 Alb	271
7.2.3 Cenoman	275
7.2.4 Campan	276
7.2.5 Maastricht	277
7.2.6 Paleozän (Dan)	277
7.3 Die offen marine, flache Schelf-Ökofazies (sub-pelagisch) (c)	278
8 Paläobiogeographie	279
8.1 Foraminiferen	280
8.2 Ostrakoden	283
8.3 Zusammenfassung der Paläobiogeographie	286
9 Vergleich der sedimentären Entwicklung der Kreide von Somalia und angrenzender Gebiete der arabischen Halbinsel und in Ostafrika	291
9.1 Somalia	291
9.2 Die nördlich an Somalia angrenzenden Gebiete	295

9.2.1 Yemen	295
9.2.2 Die nordöstliche arabische Halbinsel (Abu Dhabi, Bahrein, Oman, Qatar, Saudi Arabien, südlicher Iran)	299
9.3 Die südlich von Somalia gelegenen Gebiete (Kenia, Tansania, Madagaskar)	308
9.3.1 Kenia	308
9.3.2 Tansania	311
9.3.3 Madagaskar	313
9.4 Diskussion der geodynamischen Entwicklung des östlichen Gondwanas im Mesozoikum und frühen Känozoikum	318
10.Schlussfolgerungen	326
Literatur	330
Anhänge	362
Anhang 1: Verzeichnis aller taxonomischen Gruppen von Kapitel 5	363
Anhang 2: Thesaurus für Probennummern im Gelände und in der vorliegenden Arbeit	368

1 Einführung

1.1 Problemstellung

Die vorliegende Arbeit hat ihren Ausgangspunkt im Programm des DFG-finanzierten Sonderforschungsbereiches 69 „Geowissenschaftliche Probleme in ariden und semiariden Gebieten“, der sich u.a. mit der tektonischen und paläogeographischen Entwicklung kratonaler Großstrukturen in Nordostafrika beschäftigte, und war im Teilprojekt „Beckenanalyse: Biostratigraphische Untersuchungen in Nordsomalia“ (1987-1990) integriert. Das Projekt hatte zum Ziel, eine Rekonstruktion der Beckenentwicklung dieses Raumes vorzunehmen und daraus ein Modell für die Sedimentationsgeschichte des Ablagerungsraumes im Mesozoikum zu erstellen sowie durch einen Vergleich mit den benachbarten Regionen Erkenntnisse zum Ablauf der Desintegration des Zentral-Östlichen Gondwanas zu gewinnen. Aufbauend auf den bis 1989 publizierten Erkenntnissen wurde diese Phase des Zerfalls Gondwanas durch das nachfolgende Teilprojekt „Beckenanalyse im westlichen und südlichen Morondava-Becken (1991-1994) von Madagaskar“ weiter untersucht. In der hier präsentierten Arbeit wird nun abschließend, ausgehend von einer im Wesentlichen auf mikropaläontologischen Untersuchungen beruhenden detaillierten biostratigraphischen und sowie biofaziellen Analyse, die Entwicklungsgeschichte der kretazischen Karbonatrampe Nordsomalias untersucht und dargestellt. Die Basis für die biostratigraphische und biofazielle Analyse bildet hierbei die umfassende taxonomische Bearbeitung und Revision der vorliegenden Mikrofaunen von Foraminiferen und Ostrakoden des zentralen Nordsomalia. Diese paläontologischen Untersuchungen stellen den ersten Versuch dar, wichtige kretazische Mikrofossilgruppen Nordost-Afrikas in ihrer Komplexität systematisch zu erfassen und monographisch abzuhandeln.

Der stratigraphische und fazielle Umfang der im Rahmen dieser Studie erfassten kretazischen Schichten Nordsomalias beinhaltet basales unteres Apt (in limnisch/brackischer, „Wealden“-ähnlicher bis flachmariner Fazies), Apt (in Karbonatrampen- und flach offener mariner Fazies), Alb und Cenoman (in Karbonatrampen-Fazies) sowie das nach einem längeren Hiatus folgende Campan (in fluviatiler bis randlich mariner sowie Karbonatrampen-Fazies) und Maastricht bis unteres Paleozän (in Karbonatrampen-Fazies). Hierfür konnten insgesamt 8 Profile unterschiedlichen stratigraphischen Umfangs untersucht werden. Die in den bearbeiteten Sedimentabfolgen vorkommenden zumeist benthonischen Mikrofossilien ermöglichen die Erstellung einer biostratigraphischen Untergliederung, die durch gelegentlich hinzukommendes Plankton und Nekton (planktonische Foraminiferen und Ammoniten) noch weiter präzisiert werden kann. Hierbei ist jedoch zu betonen, dass die – besonders auf der Karbonatrampe faziesabhängigen – biostratigraphisch wertvollen Leitfossilien in der Regel zu punktuell angetroffen wurden, um eine präzise Biozonierung vorzunehmen. Daher werden die in dem entsprechenden Zeitraum vorkommenden Fossilien lediglich zusammengefasst aufgeführt. Ebenso wird auf die Einführung neuer Formationen verzichtet. Dies gilt besonders für die umfassende Tisje-Formation/-Gruppe, Apt bis Campan (Tisje Formation: AZZAROLI und FOIS, 1964), die hier lediglich in 5 stratigraphische Einheiten untergliedert wird.

Basierend auf den paläontologischen Ergebnissen werden für die großtektonische Entwicklung im nordostafrikanisch/arabischen Teil Gondwanas sowie Madagaskars im Zusammenhang mit der mesozoisch-frühkänozoischen Desintegration des östlichen Gondwanas signifikante, tektonisch induzierte Emersionsphasen in ihrem stratigraphischen Umfang möglichst genau erfasst und großregional (Arabien, Iran, Madagaskar) korreliert und auf ihre Beziehungen zu synchronen (oder para-synchronen) Rift-Prozessen bei der Entstehung der mesozoisch-känozoischen Plattengrenzen der Fragmente des östlichen Gondwanas untersucht.

1.2 Verlauf der Arbeit und Danksagung

Nach den Geländearbeiten in den Jahren 1988 und 1989 mussten nach dem offenen Ausbruch des Bürgerkrieges in Somalia 1990 jegliche Feldarbeiten im Arbeitsgebiet eingestellt werden. Allerdings konnten bereits in diesem Zeitraum grundlegende Ergebnisse erzielt werden.

Für die Initiierung des Teilprojektes „Beckenanalyse in Nordsomalia“ (1987-1990) gilt mein aufrichtiger Dank den Herren Prof. E. Klitzsch und Herrn Prof. H. Kallenbach (†) (beide ehem. TU-Berlin). Für die tatkräftige Unterstützung bei den Geländearbeiten danke ich besonders den Herren Prof. Dr. H. Kallenbach, Prof. Ph.D. J.H. Schröder, Priv. Doz. Dr. F. Hendriks, Dr. K. Böckelmann, Dipl. Geol. M. Bußmann, Dr. W. Mette, Dr. W. Schreiber (alle ehem. TU-Berlin), sowie Dr. Ali Kassim (†), Dr. A.H.A. Dualeh und Dr. M. Arush (ehem. Univ. Mogadishu/TU-Berlin). In diesem Zeitraum berieten mich die Herren Prof. Dr. R. Schröder (ehem. Univ. Frankfurt) und Dr. O. Hankel (ehem. TU-Berlin). Für die Aufbereitung der Proben zu dieser Zeit gilt mein Dank Herrn R. Duda. Nach meinem Wechsel zur Universität Bremen (1991) ermöglichte Herr Prof. Dr. J. Kuss die Fortführung meiner Arbeiten am somalischen Material sowie die Teilnahme an den von der TU-Berlin aus koordinierten Untersuchungen in Madagaskar. Für seine fortgesetzte Unterstützung und zahlreichen Diskussionen bin ich ihm zu höchstem Dank verpflichtet. In dieser Zeit entstand der Grossteil der REM-Aufnahmen am REM der Arbeitsgruppe Paläontologie des FB 5 der Universität Bremen, dessen Benutzung mir Herr Prof. Dr. H. Willems ermöglichte. In diesem Zusammenhang danke ich Herrn. Dr. H. May neben vielem anderem auch für die technische Unterstützung. Unschätzbare Hilfe erhielt ich während dieser Zeit bei der Bearbeitung der Ostrakoden durch Herrn Prof. Dr. M.M.A. Bassiouni (ehem. Univ. Ain Shams, Kairo). Herr M. Brinckmann (ehem. Univ. Bremen/Fachgebiet Geochronologie) stellte mit Sorgfalt den Großteil der vorliegenden Gesteinsdünnschliffe her und erwies sich u.a. auch bei der Präparation der Mikrofossilien als besonders hilfreich – mein herzlicher Dank gilt auch ihm. Die Fertigstellung dieser Arbeit ist letztendlich auf die Bereitstellung eines Forschungsstipendiums durch die DFG zurückzuführen. Dieser Institution und ihren Mitarbeitern gilt mein aufrichtiger Dank. Herrn Prof. Dr. U. Tröger danke ich für die Bereitschaft, mir einen Arbeitsplatz am Institut für Angewandte Geowissenschaften II der TU-Berlin zur Verfügung zu stellen. Die Herren Prof. Dr. B.-D. Erdtmann und Prof. Dr. A. von Hillebrandt (beide ehemals TU-Berlin) gaben Hilfestellungen in verschiedenen Fragen. Die abschließenden technischen Arbeiten wurden wiederum an der TU-Berlin vorgenommen, wobei ich Herrn J. Nissen für seine Hilfe bei der Fertigstellung der letzten REM-Aufnahmen danke. Ebenso gilt mein Dank Frau H. Glowa sowie den Herren M. Thiel und B. Kleeberg für ihre Hilfe in verschiedenen technischen Fragen (alle TU-Berlin). Zuletzt und besonders herzlich gilt mein Dank Herrn Prof. Dr. W. Dominik im Fachgebiet Explorationsgeologie der TU-Berlin für seine diversen Hilfestellungen und Ermutigungen zur Vollendung dieser Arbeit.

1.3 Frühere Arbeiten

Die Erforschungsgeschichte der Geologie (Nord)Somalias fand in ihren Anfängen eher im überregionalen Rahmen statt. Erste Beobachtungen stammen von BLANFORD (1870) zur Geologie und Zoologie von „Abyssinien“. Dazu zählen auch die Arbeiten von CRICK (1897) über Cephalopoden aus „Somaliland“ und GREGORY (1896, 1900) zur Geologie und Paläontologie von „Somaliland“. Noch zu Beginn des zwanzigsten Jahrhunderts wurde in vorwiegend paläontologischen Arbeiten Somalia im überregionalen Zusammenhang mitbehandelt (FÜTTERER, 1897; DAQUE, 1904, 1905). Ein früher Beitrag zur Geologie von Soko-

tra wurde von KOSSMAT (1907) geliefert. Auch danach konzentrierte sich die mittlerweile verstärkte Erforschung Somalias weiterhin auf paläontologische Themen (CURRIE et. al., 1925; SPATH, 1925, 1935; STEFANINI, 1925-1939; WEIR, 1925; SILVESTRI (1932-1948), COX 1935a, 1935b; MACFAYDEN, 1935; THOMAS, 1935 u.a.). In dieser Zeit wurden die ersten großmaßstäblichen geologische Karten von Somalia und Äthiopien durch MACFAYDEN (1933, 1: 1.000.000) und STEFANINI (1933, 1: 2.000.000) veröffentlicht. Danach häufte sich die Anzahl von Publikationen zur Geologie und Paläontologie Somalias; als Beispiele für Arbeiten zur Paläontologie von Kreide-Fossilien seien hier nur die Arbeiten von TAVANI (1939-1949), SILVESTRI (1942, 1948), CHECCHIA RISPOLI (1948) und SANTOCCHI (1948) genannt. Die systematische geologische Untersuchung Nordsomalias begann mit den Studien von BARRINGTON-BROWN (1931) im früheren „British Somaliland“ mit der Herausgabe einer ersten geologischen Karte der Ahl-Medo-Berge und Karkar-„Hills“. Weitere detaillierte Karten dieser Region wurden von GREENWOOD (1960, Gebiet Las Koreh und Elayo), HUNT (1960, Gebiet Berbera) und MASON (1962, Gebiet Hargeisa) vorgestellt. BEYDOUN (1964) publizierte die Ergebnisse mehrerer Expeditionen über die nördlich an den Golf von Aden angrenzenden Gebiete Yemens und des damaligen „Easten Aden Protectorate“; später u.a. ergänzt durch die Untersuchungen von BIRSE et al. (1997), MORRISON et al. (1997) und SAMUEL et al. (1997). BEYDOUN und BICHAN (1970) stellten Ergebnisse geologischer Untersuchungen der Insel Sokotra vor. Zahlreiche Sondierungen (Bohrungen: AGIP MINERALIA, S.O.E.C.) und Feldarbeiten (S.O.E.C.) in den fünfziger bis siebziger Jahren erbrachten wesentliche Daten zum geologischen Aufbau und der Stratigraphie Somalias. Darauf basierend erfolgten Präzisierungen der Stratigraphie sowie erstmals umfassende Rekonstruktionen der Paläogeographie und Strukturgeologie durch VALDUGA (1952), CLIFT (1958), JOUBERT (1960), AZZAROLI und FOIS (1964), GIBSON und PERCIVAL (1965), CANUTI und MARCUCCI (1968), DUCCI und PIRINI-RADRIZZANI (1969), BELTRANDI und PYRE (1973), BARNES (1976), PRESTAT (1977), SOMMAVILLA (1977), KAMEN-KAYE (1978), BARBIERI et al. (1979) und KAMEN-KAYE und BARNES (1979). Etwa zeitgleich entstanden Publikationen zur Entwicklung des Riftsystems des Golf von Aden, z. B. die von LAUGHTON (1966), AZZAROLI (1968), LAUGHTON et al. (1970), MAC KENZIE (1970) und MC CONNELL (1970, 1972). BEYDOUN (1970) und BRUNI und FAZZUOLI (1976, 1980) verglichen erstmals die tektonischen Strukturen und die Stratigraphie Nordsomalias und Yemens/Südarabiens. Weitere Arbeiten (u. a. ABBATE et al., 1974; BRUNI und FAZZUOLI, 1976) erlaubten MERLA et al. (1979) die Erstellung der neuen geologischen Karte von Somalia mit einer ausführlichen Darstellung der Sedimente der einzelnen Regionen Somalias (siehe Abb. 1). Bei dem ersten internationalen Symposium zur Geologie von Somalia wurden 1987 die bis dato neuesten Erkenntnisse zur geologischen Entwicklungsgeschichte Somalias vorgestellt (siehe u.a. ABBATE et al. 1987, BOSELLINI, 1987). Neuere Publikationen zur Paläontologie und Biostratigraphie des Mesozoikums von Nordsomalia wurden von SCHRANK (1990, 1994), PONS et al. (1992), LUGER und KUSS (1993), METTE (1993), CHERCHI et al. (1993), LUGER et al. (1996), CHERCHI und SCHROEDER (1999), LUGER (1999) sowie LUGER und SCHUDACK (2001) vorgestellt. Zur regionalen Geologie dieser Region erschienen Arbeiten von LUGER et al. (1990), RUSSO et al. (1990), ARUSH (1993), METTE (1993) und FANTOZZI und ALI KASSIM (2002). Beiträge zur plattentektonischen Entwicklung des zerbrechenden zentral-östlichen Gondwanas lieferten Arbeiten zur Paläobiogeographie von KAMEN-KAYE (1978), ABDULQADIR und ARUSH (1982), BOSWORTH (1992) sowie LUGER (2003). In diesem Zusammenhang

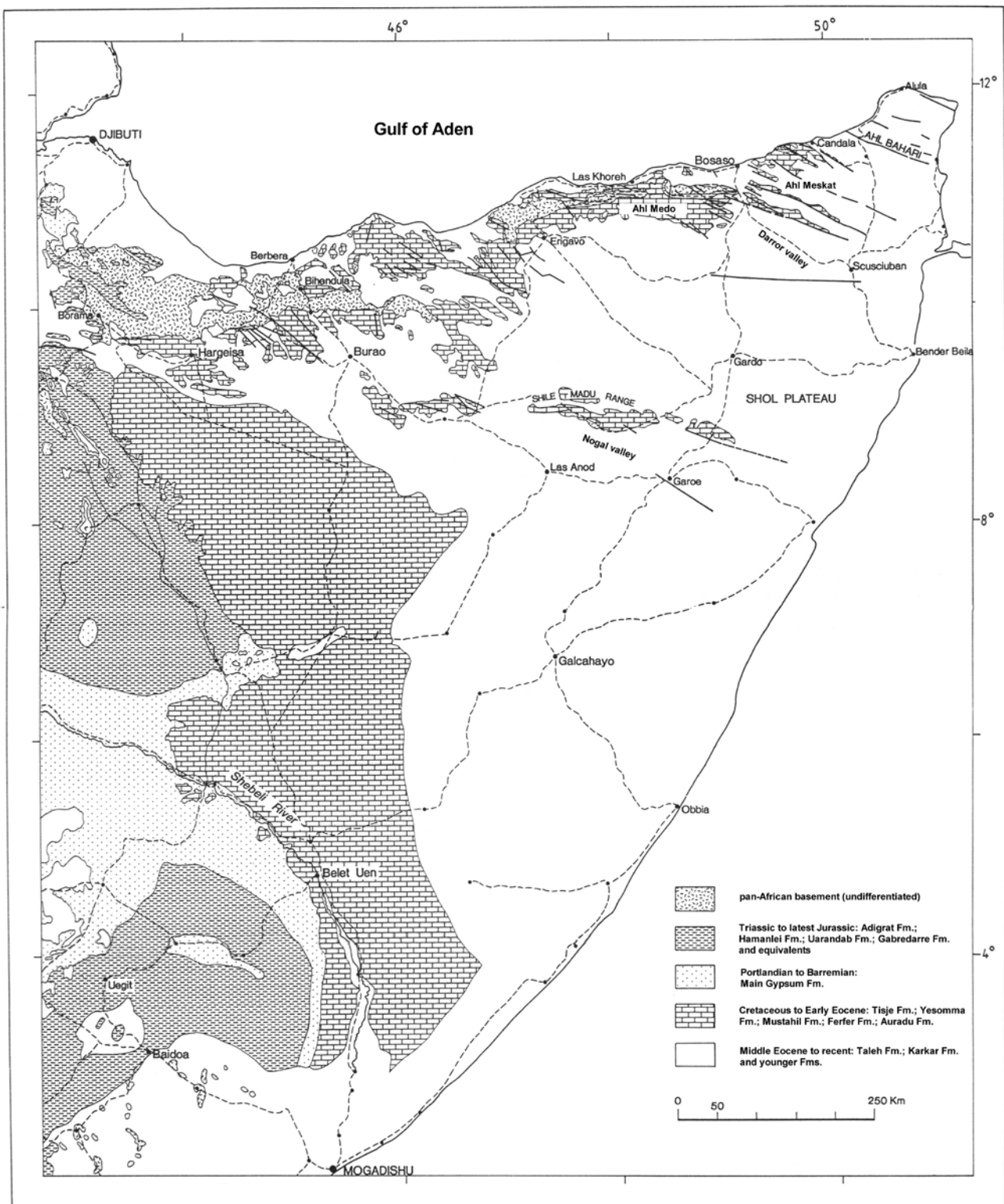


Abb. 1: Vereinfachte geologische Karte nach MERLA et al. (1979) und METTE (1993); Zeichenerklärung verändert.

grundlegende Arbeiten zur Tektonik stellen die Publikationen von BOCCALETTI et al. (1988, 1991), COFFIN und RABINOWITZ (1988, 1992), DUALEH et al. (1990), MONTENAT et al. (1996) und GEIGER et al. (2004) dar. Zusammenfassende Arbeiten der Geologie von Somalia besonders auch im Hinblick auf plattentektonische Aspekte bilden die Veröffentlichungen von PICCOLI et al. (1986), BOSELLINI (1989,

1992), LUGER et al. (1994) und ALI KASSIM et al. (2002). Eine neue detaillierte geologische Karte von Nordsomalia wurde FANTOZZI und ALI-KASSIM (2002) erstellt.

2 Methodik

Bei den in dieser Arbeit vorgestellten Profilen aus der Kreide bis Altpaleozän von Nordsomalia handelt es sich bis auf wenige Ausnahmen der Profile Galgalo, Las Koreh und Togga Mareer um zusammengesetzte Teilprofile. Insbesondere die in der Schichtenfolge aufgezeichneten Diskordanzen unterschiedlicher Größenordnung - die meist in den Teilprofilen deutlich zu Tage treten - eigneten sich für eine vorläufige lithostratigraphische Korrelation. Die Orientierung im Gelände stützte sich einerseits auf topographische Karten des „Cartography Department Ministry of Defense SDR“ und andererseits auf Satellitenphotos (Landsat 5).

Im Rahmen vorliegenden Arbeit wurden insgesamt 602 Proben untersucht. Diese entstammen - mit Ausnahme des Materials aus dem Gebiet von Erigavo (Xeranoole in ARUSH, 1993) - den 8 Profilen aus der Kreide bis Altpaleozän von Nordsomalia (siehe Abb. 2). Die Probenentnahme erfolgte innerhalb lithologisch und faziell monotoner Schichtenfolgen in Abständen von 2 bis 10 m. In Abfolgen mit raschen Fazieswechsell wurde die Beprobung in Abständen von 0,2 bis 1m durchgeführt. Siliziklastisch geprägte fossilfreie Ablagerungen wurden vom Autor nicht beprobt (siehe hierfür ARUSH, 1993). Das Probenmaterial umfasst hauptsächlich Gesteinsproben (Kalke, Kalkmergel, Mergel und Tonsteine), aber auch Aufsammlungen von Körperfossilien (Ammonoidea, Belemnoidea, Pelecypoda, Gastropoda, Porifera und Corallinacea). Für die biostratigraphische/biofazielle Analyse wurden von den nicht für eine Schlämmlung aufschließbaren Proben (Kalke oder schwach mergelige Kalke) je nach Bedeutung zwischen zwei und zwölf Gesteinsdünn-schliffe in unterschiedlichen Formaten (5x5 cm bis 10X15 cm) angefertigt. Die für eine Schlämmlung auf-schließbaren Sedimente (Kalkmergel bis Tonsteine; ca. 20% des Probenmaterials) wurden zunächst mit H₂O₂ behandelt (teilweise mehrfach). Für den Fall, dass dieses Verfahren keine oder nur wenig zufrieden-stellende Ergebnisse lieferte, wurden die Proben nach ausgiebiger Trocknung mit REWOQUAT (einem hochkonzentrierten Tensid in alkoholischer Lösung) behandelt. Für die anschließende Schlämmlung der so behandelten Proben wurde zunächst eine gründliche Reinigung des schlämbaren Rückstands mit Äthanol erforderlich (Entfernung des Tensids).

In seltenen Fällen wurde diese Behandlung auch ausgewählten Einzelexemplaren von Ostrakoden nach der Schlämmlung zuteil, um diese von anheftenden Restsedimenten zu befreien. Die Schlämmlung erfolgte nach Abtrennung des grobkörnigen Materials (das gesondert in Hinsicht auf Großforaminiferen untersucht wurde) grundsätzlich ohne weitere Zwischenschritte über einem großflächigen Sieb mit einer Maschenweite von 63µm, um auch kleinste Foraminiferen oder Ostrakoden bzw. Ostrakodenjuvenarien zu erhalten. Eine statistische Auswertung der gewonnenen Faunen konnte wegen der zumeist geringen Stückzahl der vorlie-genden Exemplare nicht vorgenommen werden. Die Anfertigung von orientierten Dünnschliffen von Einzel-exemplaren von Großforaminiferen (Orbitolinen), die in den groben Schlämmlrückständen in wenigen Fällen massenhaft vorkommen, blieb in Hinsicht der Bestimmbarkeit erfolglos, da trotz subjektiver Auswahl ver-gleichsweise gut erhaltener Exemplare unter dem Binokular keine Schnitlagen durch den Embryonalappa-rat erzielt werden konnten. Dies ist vermutlich auf eine nicht oberflächlich festzustellende Abrasion bei den augenscheinlich zusammengeschwemmten Exemplaren zurückzuführen.

Die Dokumentation der in den Dünnschliffen beobachteten (Groß)Foraminiferen erfolgte zunächst - zwi-

schen 1989 und 1991 an der TU-Berlin, von 1991 bis 1994 an der Universität Bremen - über die bis dato üblichen photographischen Methoden an Durchlicht-Binokularen; später nach Bereitstellung der entsprechenden Ausstattung (an der Universität Bremen zwischen 1994 und 1997) über Videokamera und Umwandlung in für die elektronische Datenverarbeitung geeignete Formate direkt als computerisierte Dateien. Um für die Erstellung der Phototafeln ein heute übliches Verfahren durch die elektronische Datenverarbeitung zu erzielen, wurden sämtliche zuvor auf Photonegativen dokumentierte Abbildungen vom Autor ab 1997 in Berlin über einen Epson 200 Filmscanner digitalisiert und so der elektronischen Datenverarbeitung zugeführt. Die Vermessung der Exemplare erfolgte am Binokular. Die Dokumentation des Hauptteils der isolierten Foraminiferen und Ostrakoden erfolgte (generell nach Goldbedampfung) zwischen 1992 und 1997 am REM der Arbeitsgruppe Paläontologie des FB 5 der Universität Bremen über photographische Aufnahmen, wobei die Photonegative wie zuvor beschrieben nach 1997 digitalisiert wurden. Der verbliebene Restteil der Exemplare wurde (ab 1998 bis 2000) am ZELMI der TU-Berlin direkt digitalisiert dokumentiert. Die Vermessung der Exemplare erfolgte an den jeweiligen Rasterelektronenmikroskopen. Für die Dokumentation wurden sämtliche untersuchten Exemplare nach Möglichkeit in einem 45° Winkel orientiert auf die mit einem leitenden Klebeband beschichteten Träger aufgebracht, um möglichst eine Betrachtung aus wenigstens 2 für die Bestimmung elementaren Ansichten zu gewährleisten.

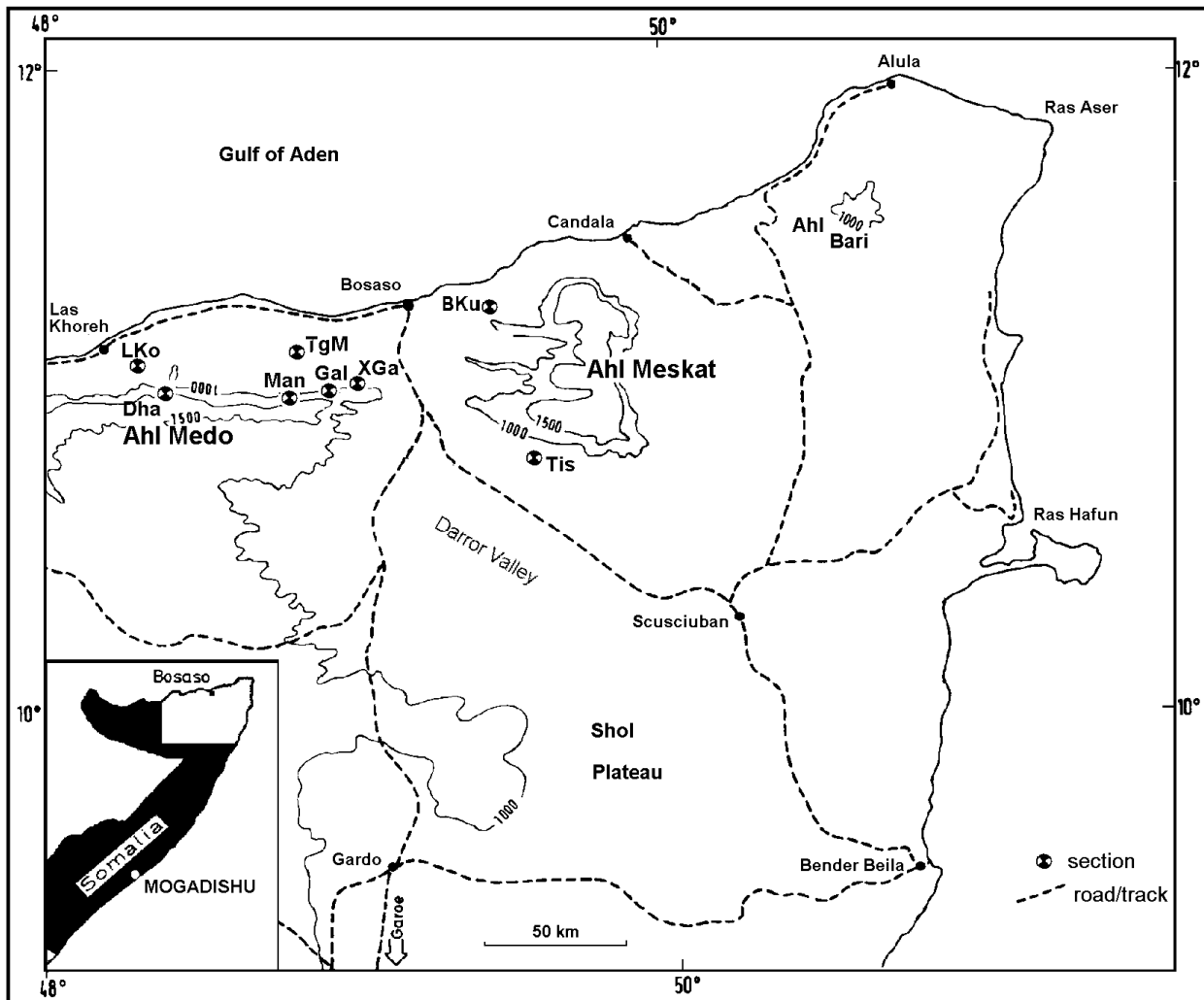
3 Allgemeiner geologischer Rahmen Somalias

3.1 Die tektonischen Elemente Somalias

Somalia war während des Paläozoikums integraler Bestandteil des Superkontinents Gondwana bis zu dessen endgültiger Desintegration im höheren Mesozoikum (siehe Abb. 3, 4). Bis zum Paläogen wurde das Sedimentationsgeschehen des Großraums Nordostafrika/Arabien/Madagaskar/Indien durch die verschiedenen großtektonischen Prozesse der einzelnen Phasen des Auseinanderbrechens von West- und Ostgondwana geprägt. Bereits im Verlauf des ausgehenden Paläozoikums und des frühen bis mittleren Mesozoikums wurden hier im panafrikanisch gebildeten Grundgebirge die tektonischen Großstrukturen angelegt, die die Großzyklen der Sedimentations- und Emersionsphasen des im Mesozoikum bis Paläogen sukzessive auseinander brechenden Gondwanas entscheidend beeinflussen sollten.

Der Nachweis von submarinen magnetischen Anomalien im westlichen Somali-Becken erweckte die Aufmerksamkeit vieler Geowissenschaftler in Bezug auf das Auseinanderbrechen von West- und Ostgondwana (PARSON et al., 1981; SEGOUFIN und PATRIAT, 1981; RABINOWITZ et al., 1983 u.a.). Daraufhin wurden eine Reihe von gegensätzlichen Hypothesen zur Paläoposition Madagaskars veröffentlicht. Dieser Diskussion wurde durch die umfassende Studie von COFFIN und RABINOWITZ (1988) ein Ende gesetzt, in welcher sie die Paläoposition Madagaskars innerhalb des zentralen Gondwanas plausibel darstellten (siehe Abb. 3, 4). GEIGER et al. (2004) brachten neue Aspekte zum Ablauf des eigentlichen Rifting und Driftings ein (siehe Kapitel 9: Madagaskar und Kapitel 10).

Die genannten Autoren legen die Rift-Phase zwischen Ostafrika/Arabien und Madagaskar/Indien/ Seychellenblock auf das ausgehende Paläozoikum bis untere Mesozoikum sowie die anschließende Drift-Phase zwischen den beiden zu dieser Zeit noch zusammengehörigen kratonalen Bereiche Ost- und Westgondwanas auf den mittleren Jura (~ Callovium) bis zur höheren Unterkreide (~Valangin/ Hauterive) fest. Diese Hypothese zur Paläoposition Madagaskars südlich von Zentral- und Südsomalia und südöstlich Kenias/ Tansanias und der zeitlichen Ablauf dieses Rift-/Drift-Geschehens durch eine Reihe von Veröffentlichun-



Abbreviations: Bku = Biyo Kulule; Dha = Dhadhabo; Gal = Galgalo; LKo = Las Khoreh; Man = Manna'a; TgM = Togga Mareer
Tis = Tisje; XGa = Xabaal Garure

Abb. 2: Lage der untersuchten Profile in Nordsomalia.

gen über die Karoo- und post-Karoo-Sedimente der Region bestätigt (BOSELLINI, 1989, 1992; WOPFNER, 1990, 1993; WOPFNER und KAAAYA, 1991; HANKEL, 1992a, b, 1993; MONTENAT et al., 1996; GEIGER et al. 2004). Die im Anschluss an die Trennung Ost- und West-Gondwanas verlaufenden Vorgänge bei der Desintegration des östlichen Gondwanas während der Kreide (u.a.: BESSE und COURTILLOT, 1988; POWELL et al., 1988; SCOTese et al., 1988; BOSELLINI, 1989, 1992; SCOTese, 1991; CHATTERJEE, 1992; GEIGER et al., 2004) hatten wiederum einen gravierenden Einfluss auf die Phasen der Sedimentationsprozesse im (nord)östlichen Afrika und Arabien. Allerdings befinden sich die detaillierten Abläufe noch in der Diskussion und sollen auch am Ende dieser Arbeit diskutiert werden (Kapitel 9.4, 10). Ein vorläufiger Abschluss der Desintegration des zentralen Gondwanas erfolgte im Oligozän/Miozän mit der Öffnung des Golfs von Aden und des Roten Meeres mit der Trennung der afrikanischen und arabischen Platten (siehe e.g. PURSER und BOSENCE, 1998).

Bereits im ausgehenden Paläozoikum und unteren Mesozoikum wurden im betrachteten Gebiet die wesentlichen tektonischen Großstrukturen (Riftgräben) angelegt, die bei der mesozoischen Desintegration Ost- und Westgondwanas entweder in Halbgräben zerfielen oder als „failed Rifts“ eine fortdauernde Rolle spielen sollten. In Halbgräben zerfallene Riftgräben, NE-SW verlaufende Strukturen, stellen (von S nach N, siehe

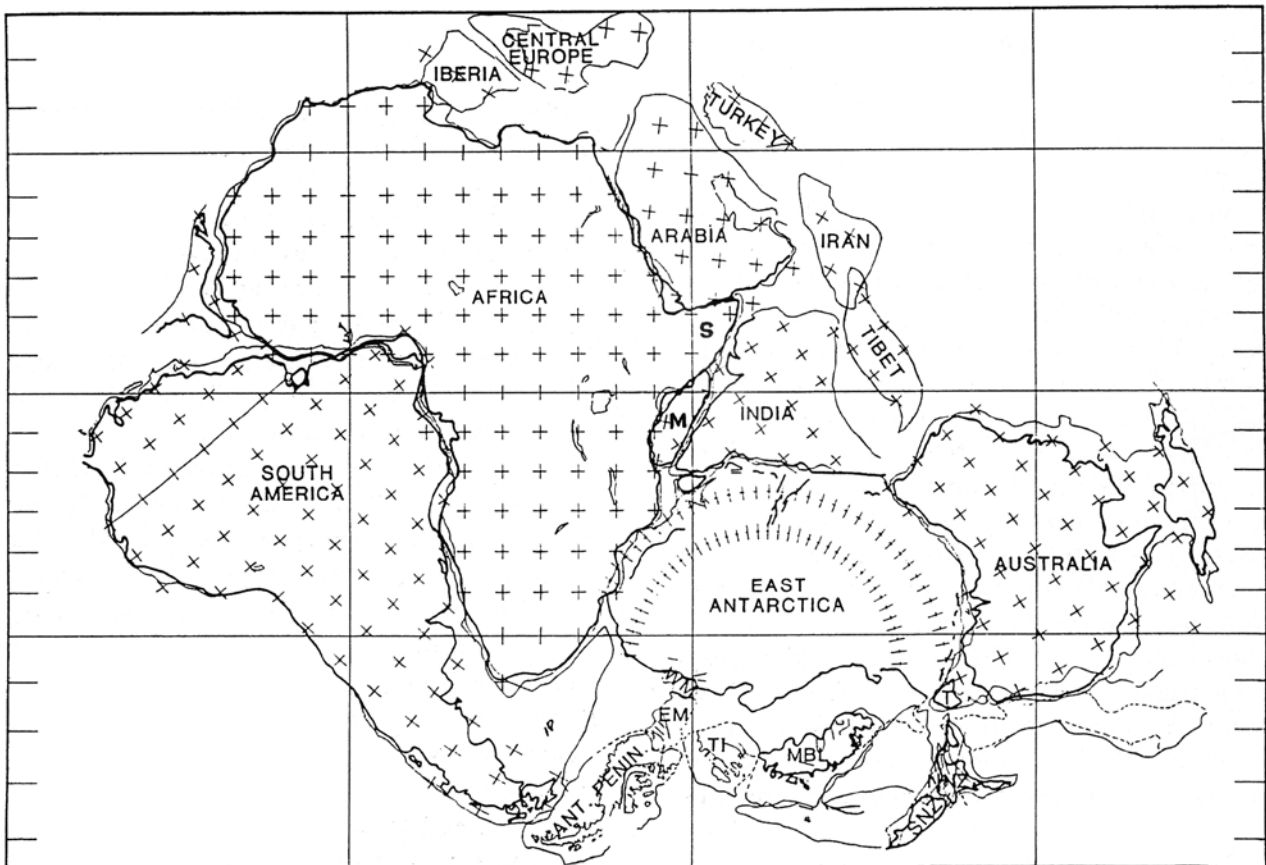


Abb. 3: Prä-jurassische Rekonstruktion Gondwanas nach LAWVREK und SCOTSE (1987, [Breitengrade nicht indiziert]; aus: BOSELLINI (1989), leicht verändert. S = Somalia; M = Madagaskar.

Abb. 4, 5) das Tanzania coastal Basin (W) gegenüber dem Morodava Basin (E) von Madagaskar dar, die im Juba-Lamu „Embayment“ Kenias und Südsomalias sowie im erst im Jura entstandenen Mudugh-Becken Zentralsomalias (W) gegenüber dem Majunga und Diego Basin Madagaskars (E) ihre nordöstliche Fortsetzung fanden. Ebenfalls bereits im späten Paläozoikum wurden in Somalia das Manderla Lugh Basin; das nur aus geophysikalischen Daten bekannte Hiraan Rift; vermutlich das Ogaden Becken; sowie das Abbai Rift in Äthiopien und das Narmada Rift in Indien angelegt (vgl. BOSELLINI 1989).

Die wichtigsten mesozoischen tektonischen Strukturen Nordomalias (Ahl-Medo „Basin“, Berbera „Basin“, Borama „Basin“, Erigavo „High“, El-Hamurre Lineament) mit ihren durch den Golf von Aden getrennten Entsprechungen entstanden entweder im Laufe des Juras („Basins“) oder im Laufe der Kreide (Erigavo „High“, El-Hamurre Lineament) und stellen heute etwa NNW-SSE verlaufende Strukturen dar. Aktive Hebungszone in Nordsomalia sind für die Zeit des Juras nicht nachgewiesen. Demgegenüber waren in Südsomalia zumindest im unteren Jura das Bur Acaba High sowie der Oddur Arch teilweise Hochgebiete (BOSELLINI, 1989; siehe Abb. 7). Den jurassischen Sedimentationsraum im Norden Somalias begrenzte der parallel zum Golf von Aden verlaufende exponierte Hadramaut Range (SAINT-MARC, 1978).

Das im Tertiär gebildete tektonische Hauptelement - im heutigen Golf von Aden - das im Verlauf des Rifting und der Öffnung des Golfs von Aden/Roten Meeres entstand, ist das Guban-Becken. Dieses mit mächtigen vorwiegend klastischen Sedimenten verfüllte Becken ist in verschiedenen Teilbecken untergliedert (Bosaso-Becken, Daban-Becken u.a; siehe u.a. BOTT et al., 1992).

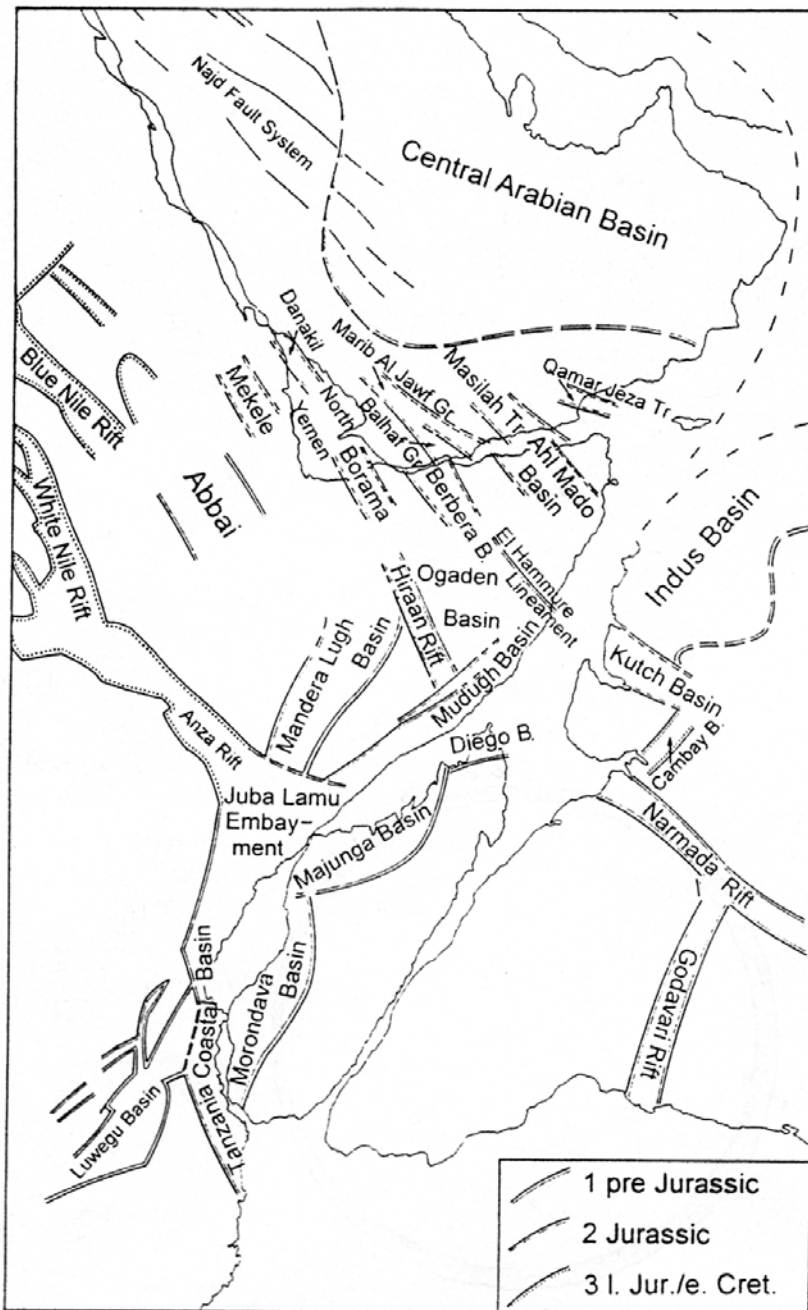


Abb. 4: Paläogeographische Rekonstruktion Ostafrikas, Arabiens, Madagaskars und des gondwanischen Teils Indiens mit den wichtigsten tektonischen Elementen des obersten Paläozoikums bis zur Unterkreide sowie Angaben zur Zeit ihrer Entstehung.

1: Prä-jurassische angelegte Elemente (Karoo).

2: Jurassisch angelegte Elemente.

3: Oberjurassisch/ unterkretazisch angelegte Elemente.

Prä-Drift-Position von Madagaskar und Indien nach BOSELLINI (1989) und COFFIN und RABINOWITZ (1988, 1992); aus: LUGER et al. (1994).

3.2 Paläogeographie Somalias im Mesozoikum und Alttertiär

In den folgenden Kapiteln wird die paläogeographische Situation Somalias und angrenzender Gebiete vom prä-Jura bis zum Paläogen geschildert, da sich die geodynamische Entwicklung der Region während der Kreide nur im Zusammenhang mit den vorhergehenden Ereignissen betrachten lässt.

3.2.1 Prä-Jura bis Oberjura

Die in den an Somalia südlich angrenzenden Gebieten in spätpaläozoisch angelegten, etwa NE-SW streichenden und mit z.T. erhebliche Mächtigkeiten erreichenden Sedimenten (>10.000 m) des oberpaläozoischen bis untermesozoischen (O.Karbon-U.Jura) Karoo-Zyklus verfüllten Riftgräben sind gut belegt. Im südlichen Somalia (Manderera/Lugh-Becken, Hiraan Rift, Juba/Lamu-Bucht, s. Abb. 4) können diese Abfolgen nur bedingt anhand von Bohrdaten und geophysikalischen Daten verfolgt werden. Hier sind palynologi-

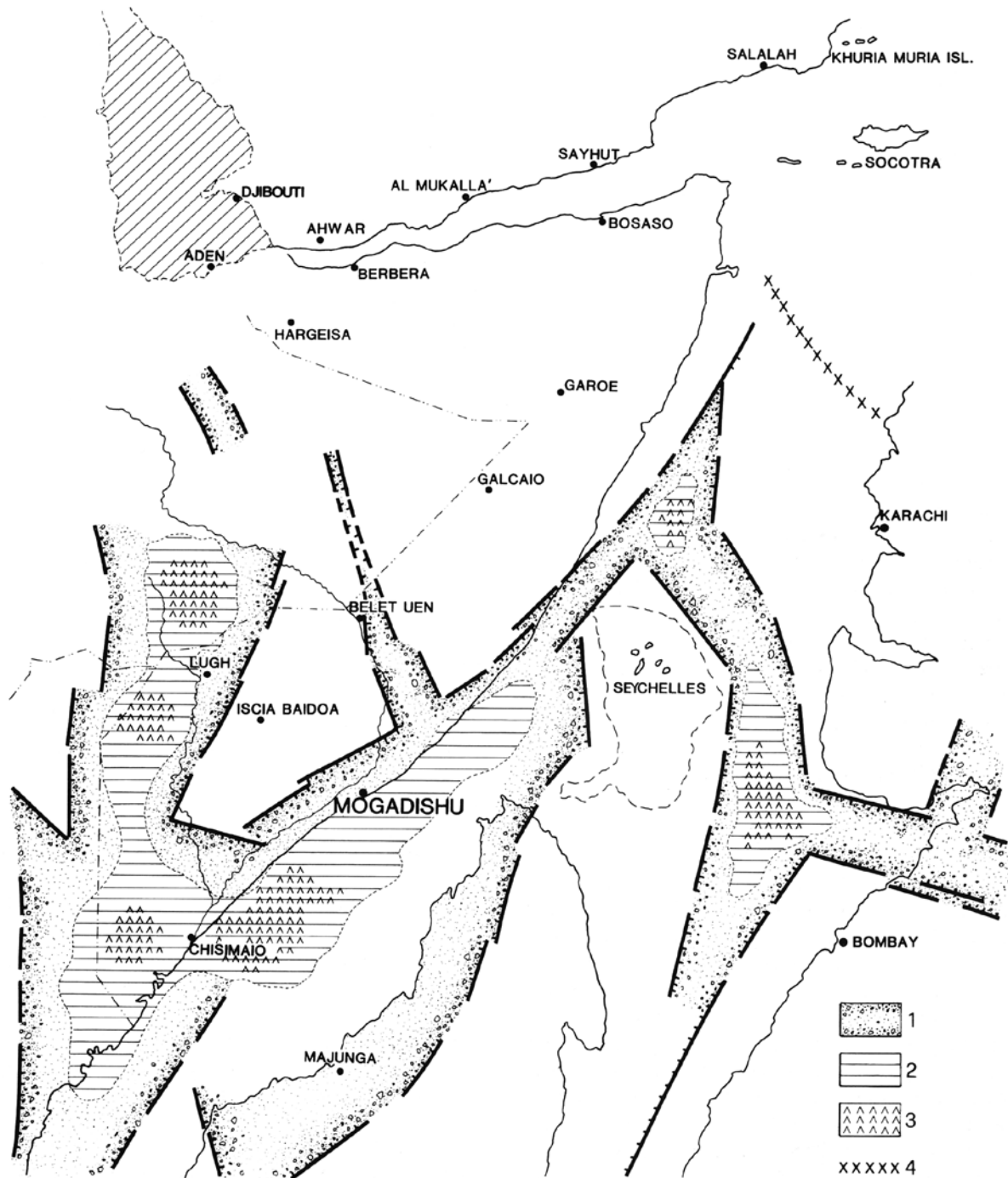


Abb. 5: Das Karoo-Rift-System in Nordostafrika, Madagaskar und Indien mit ihren prä-toarcischen Sedimenten (aus: BOSELLINI, 1989). 1: Klastische Sedimente in den Riftgräben. 2: lakustrine Ablagerungen. 3: Evaporite. 4: Heutige Lage der Makran-Struktur.

sche Alterdatierungen bisher allgemein relativ unpräzise und weisen auf ein permo-triassisches Alter hin (s.u.). Im Nordsomalia sind prä-jurassische Ablagerungen bisher nicht nachgewiesen worden.

Generell begann die Sedimentationsgeschichte in Somalia mit vorwiegend terrestrischen Sedimenten der Adigrat-Formation (oder auch: „basal clastics“; Fanglomerate, Sandsteine bis Pelite, Evaporite) in den unterschiedlichen Ablagerungsbereichen zu unterschiedlichen Zeiten (BOSELLINI, 1989; METTE, 1993). In Südsomalia wiesen COFFIN und RABINOWITZ (1988) den dort erbohrten basalen klastischen Sedimenten des Mandera/Lugh-Beckens, die von ihnen zur Adigrat-Formation gestellt wurden, ein triassisches Alter zu

(Datierung anhand von Palynomorphen in überlagernden Peliten: Keuper [nach MÄDLER in PLUMHOFF, 1967; unveröff. Report] aus KAMEN-KAYE, 1978) sowie KAMEN-KAYE und BARNES (1978): Permo-Trias in der Brava 1 Bohrung; siehe hierzu auch: ALI KASSIM et al. (2002). BOSELLINI (1989) übernahm diese Auffassung und betonte den diachronen Einsatz des Sedimentationsgeschehens in Somalia, welchen er auf die Existenz eines deutlichen Paläoreliefs zu Beginn der Ablagerung der Adigrat-Formation zurückführte (op. cit., S. 396). Je nach Lage im Großraum Nordostafrikas überlagern diese Sedimente diskordant entweder das teilweise durch eine tiefreichende Bodenbildung gekennzeichnete panafrikanische Grundgebirge oder ältere Sedimente des Karoo-Zyklus (z.B. Ogaden).

Wie der Beginn ist auch das Ende der Sedimentation der Adigrat-Formation durch den Einsatz mariner unterjurassischer Meeresingressionen diachron (BOSELLINI, 1989). Verbunden mit dem eustatischen Meeresspiegelanstieg im unteren Jura wurden weite Teile Somalias von einer Transgression erfasst, die sich von der nördlich gelegenen Tethys eindringend über das bestehende Paläorelief verbreitete (METTE, 1993). PICCOLI et al. (1988) wiesen den basalen marinen Ablagerungen in Südsomalia anhand früherer Datierungen dem Hettangium zu (Meregh-Formation, >1000m mächtige Wechselfolge von Tonschiefern, Kalken und Dolomiten). Nördlich davon stellte KENT (1972 unpubl., zitiert in KAMEN-KAYE, 1978) die basalen Kalksteine oberhalb der Adigrat-Formation in der Hauptrichtung der diachronen Transgression (Obbia-Bohrung im Mudugh-Becken an der Ostküste von Zentralsomalia; siehe BOSELLINI, 1989: Fig. 1) in das Pliensbachium. Im Toarcium hatte die erste marine Transgression mit ihrer maximalen Ausdehnung des flachen Schelfmeeres neben Südsomalia auch weite Teile des Ogaden, des Nogal-Plateaus (Bohrdaten; BOSELLINI, 1989) sowie Teile Nordsomalias (Ahl-Medo) erfasst (METTE, 1993, siehe Abb. 8).

Das Auftreten von normalmarinen Faunen des unteren Toarciums (Benthos und Ammoniten) in Süd- (PRESTAT, 1977, CANUTI et al., 1983) und Nordsomalia (Ahl-Medo; BOSELLINI, 1989; LUGER et al. 1990 [*Bouleiceras* sp.], METTE 1993) korreliert dabei mit einem eustatischen Maximum in diesem Zeitraum nach HAQ et al. (1987). Marine Einschaltungen im obersten Teil der Adigrat-Formation im Gebiet von Berbera (ABBATE et al. 1987) könnten ebenfalls mit der toarcischen Transgression korrelieren.

Nach der ersten großräumigen Meeresingression über weite Teile Somalias erfolgte in den verschiedenen Regionen Somalias eine differenzierte Entwicklung der Sedimentakkumulation die nach BOSELLINI (1989) und BOCCALETTI et al. (1991) durch unterschiedliche tektonische Prozesse während der Rift-Phase zwischen Ostafrika und dem Madagaskar/Indien/Seychellen-Block beeinflusst wurde. Nach BOSELLINI (op.cit.) herrschte während des gesamten Juras im Mudugh-Becken eine pelagische Fazies mit tiefmarinen pelitischen Sedimenten vor (Meregh-Formation, > 1000 m; belegt in Bohrungen). Nach Norden geht diese Abfolge, getrennt durch eine Störungszone (BOSELLINI, 1989: „El Hamurre-Lineament“, siehe Abb. 7), in eine deutlich weniger mächtige Schichtenfolge von Ablagerungen des flachen Schelfbereichs über (Kalke, Dolomite, Evaporite der Hamanlei-Formation; Bohrdaten). BOCCALETTI et al. (1991) betonen die Bedeutung der (~ NW/SE verlaufenden) „Marda Fault Zone“ im Ogaden als wichtiges tektonisches Lineament während der Rift-/Drift-Pase im Zeitbereich der Obertrias bis zum Oberjura, welches die deutlichen Mächtigkeitsschwankungen der jurassischen Ablagerungen westlich (höhere Sedimentmächtigkeiten) und östlich (geringere Sedimentmächtigkeiten) dieses Bereiches im Ogaden bedingt haben soll.

Der etwa NW/SE verlaufende Trend der beiden Lineamente sowie die (auch post-jurassisch) Strukturparallelen Phänomene lassen vermuten, dass die o.g. Autoren ein und dasselbe tektonische Strukturelement mit unterschiedlichen Bezeichnungen versehen haben. Allerdings weisen die genannten Autoren diesen abwei-

chende geographische Positionen zu: Die „Marda Fault Zone“ sei nach BOCCALETTI et al. (op. cit.) in Somalia weiter südlich gelegen als das „El Hamurre Lineament“ von BOSELLINI (op. cit.).

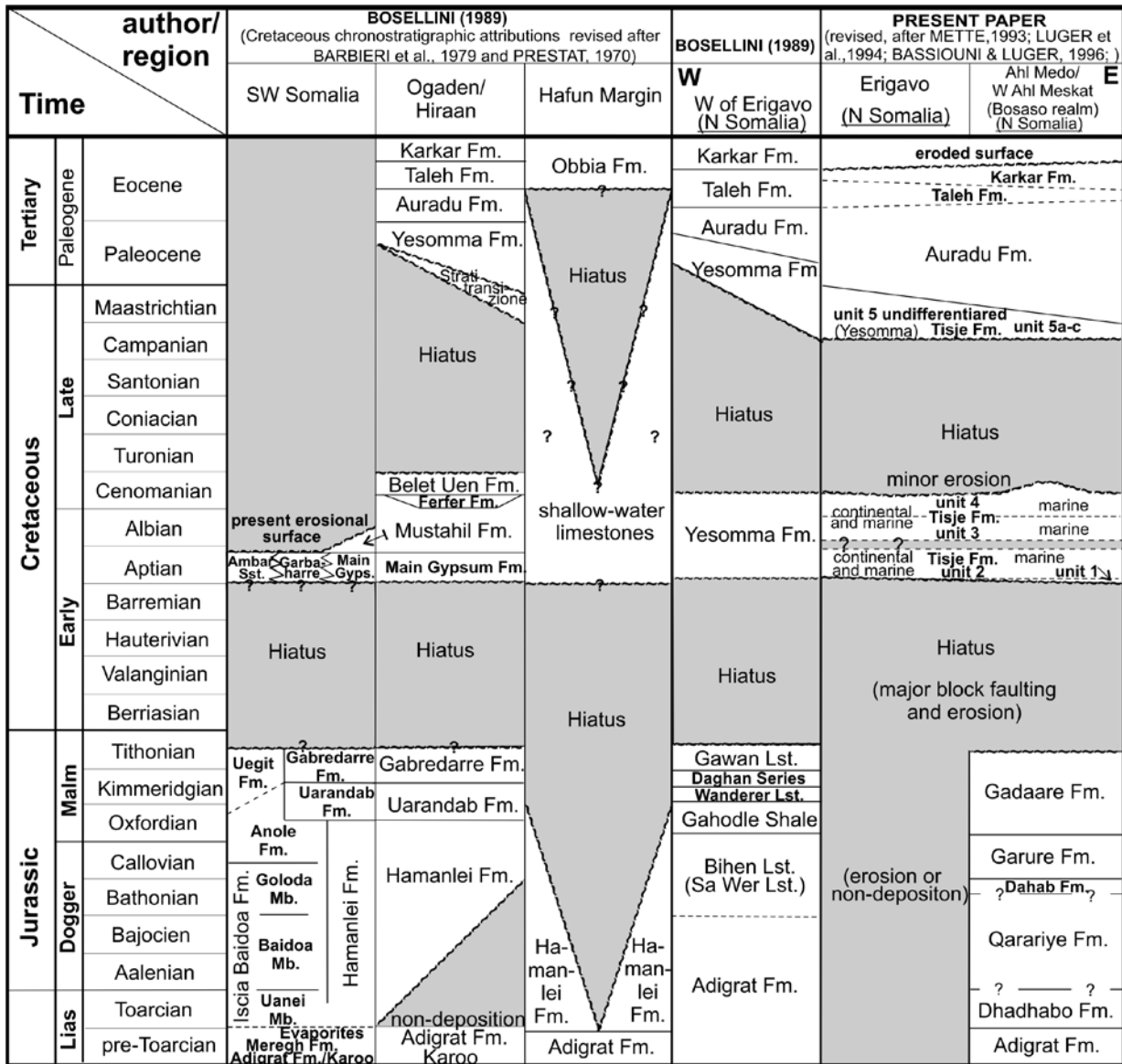


Abb. 6: Korrelation der mesozoischen und känozoischen lithologischen Einheiten Somalias (die Chronostratigraphische Zuordnung der kretazischen Einheiten Südsomalias erfolgt nach den aus der Literatur bekannten biostratigraphisch relevanten Faunen und stellt die Auffassung des Autors dar).

Jedoch sind die Auswirkungen auf das Sedimentationsgeschehen in Somalia beider Lineamente während des Juras (und danach) sowie die Interpretation ihrer Entstehung und Entwicklung während der Desintegration des östlichen Gondwanas nach beiden Autoren identisch. Desweiteren ist an dieser Stelle hervorzuheben, dass die von BOCCALETTI et al. (op. cit.) weiter in den Süden verlegte Position der Fortsetzung der Marda Fault Zone Äthiopiens in Somalia (Shebele River Valley) von den Autoren selber als spekulativ bezeichnet wird.

Generell werden die flachmarinen Ablagerungen des mittleren Jura in Süd- und Zentralsomalia nach MIGLIORINI (AGIP, 1937-1939) als Hamanlei Depositional Sequence (BOSELLINI, 1989) oder Hamanlei-Formation (METTE 1993) zusammengefasst. Am Nordrand des Mandera-Lugh-Beckens werden offen marine Ablagerungen des Toarciums (Uanei Member), sowie die darüber folgenden flachmarinen Karbonatrampen-

Sedimente (oolithisch-/onkoidische Kalke mit Sturm-Lagen; Baidoa Member) des Aaleniums bis Bajociums und die überlagernden fossilreichen, häufig oolithischen Kalke (Goloda Member) des Bathoniums bis unteren Calloviums zur Ischia Baidoa Succession zusammengefasst (HAMMAR, unpubl. Rep. in BOSELLINI, 1989; Ischia Baidoa-Formation in METTE, 1993, siehe Abb. 6, 8).

Die Ablagerungen des Toarciums und mittleren Juras in Nordsomalia (mit Ausnahme derer des Calloviums, s.u.) lassen sich im Ahl-Medo-„Becken“ nur bedingt mit denen Süd- und Zentralsomalias vergleichen. Die an der Basis und in oberen Bereich fossilreichen Kalke und Mergel mit Sandsteineinschaltungen des Toarciums, die die Adigrat-Formation in zentral-östlichen Ahl-Medo Bergen konkordant überlagern, werden von METTE (1993) als Dhadhabo-Formation angesprochen (siehe Abb. 6). Ebenso wie in Südsomalia erfolgte nach dem Toarcium eine Verflachung des Ablagerungsraumes, wobei hier allerdings vorwiegend randlich marine Sedimente des intra- bis supratidalen Bereichs (Dolomite, Evaporite, Sandsteine; im oberen Teil auch oolithische Kalke) zur Ablagerung kamen (Qarariye-Formation, Aalenium bis Bajocium; METTE, 1993; Abb. 6). Westlich des Ahl-Medo-„Beckens“ - getrennt durch den durch post-jurassische Erosion gekennzeichneten Erigavo/Mukalla-Horst - kamen im Berbera „Basin“ (Berbera „Trough“) bis zum höheren Bathonium lediglich geringmächtige kontinentale Klastite zur Ablagerung. Diese Abfolge wird nach ABBATE et al. (1974) und BOSELLINI (1989) noch zur Adigrat-Formation gestellt. Bemerkenswert ist hier das für Somalia einmalige Auftreten von basaltischen Effusiva an der Basis der Adigrat-Formation (ABBATE et al., op. cit.). Im höheren Bathonium wurde vermutlich ganz Nordsomalia von einer bis in das Tithonium anhaltenden Transgression erfasst. Bedingt durch die post-jurassische Erosion in weiten Teilen dieses Gebietes ist die Paläogeographie des Ablagerungsraumes nicht eindeutig zu rekonstruieren. Nur in zwei Bereichen, dem Berbera „Trough“ und dem Ahl Medo „Basin“ sind Ablagerungen dieses Zeitraums erhalten. Zwischen den beiden Ablagerungsräumen sind jedoch deutliche fazielle Unterschiede zu verzeichnen. Nach ABBATE et al. (1974) treten im Berbera „Trough“ zunächst flachmarine Ablagerungen des höheren Bathoniums bis unteren Oxfordiums auf (Sa Wer Limestones: Kalkarenite und dolomitische Kalke an der Basis; vorwiegend mikritische Kalke mit geringmächtigen mergeligen Einschaltungen im mittleren Teil; Kalksteine mit konglomeratischen Horizonten sowie Kalksteine und Mergel am Top [Bihem Limestones, MACFAYDEN, 1933]). Diese flachmarine Abfolge wird von mächtigen offenmarinen bis pelagischen Mergeln und Kalksteinen des höheren Oxfordiums bis Tithoniums überlagert (Gahodle Shales, Wanderer Limestones, Daghani Shales, Gawan Limestones; MACFAYDEN, 1933; BRUNI und FAZZUOLI in: MERLA et al. (1979). Im Bereich des Ahl-Medo-„Beckens“ tritt oberhalb der Qarariye-Formation zunächst eine ca. 80 m mächtige regressive siliziklastische Abfolge auf, deren Ablagerungen als Bildungen eines Schwemmdeltas gedeutet werden (Dahab-Formation, vermutlich höheres Bathonium; METTE, 1993). Darüber folgt eine Wechselfolge von fossilreichen Kalken, Kalkmergeln und Mergeln des unteren Calloviums bis unteren Oxfordiums, für die ein Ablagerungsmilieu im inneren Schelfbereich (Karbonatplattform) angenommen wird (METTE, op. cit.: Garure-Formation, siehe Abb. 6). Den Abschluss der im Ahl-Medo-„Becken“ erhaltenen jurassischen Ablagerungen bildet die an der Basis fossilreiche mergelige, zum Hangenden in fossilführende kalkig/sandige Ablagerungen übergehende Gadaare-Formation (METTE, op. cit.: unteres/mittleres Oxfordium bis unteres Tithonium, siehe Abb. 6, 9). Hierbei wird im obersten Teil der Gadaare-Formation eine tiefgründige Verkarstung und Dolomitisierung der Kalksteine beobachtet (LUGER et al., 1990; METTE, 1993: Dolomit-Member).

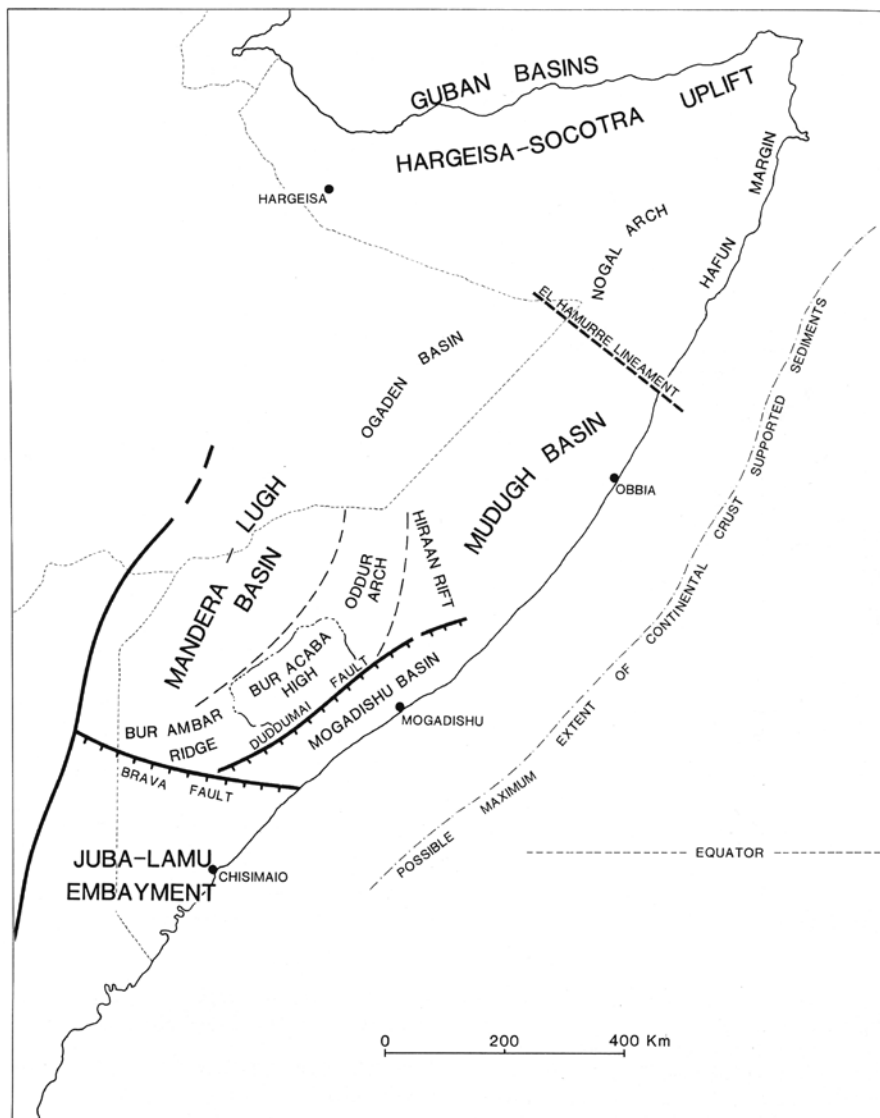
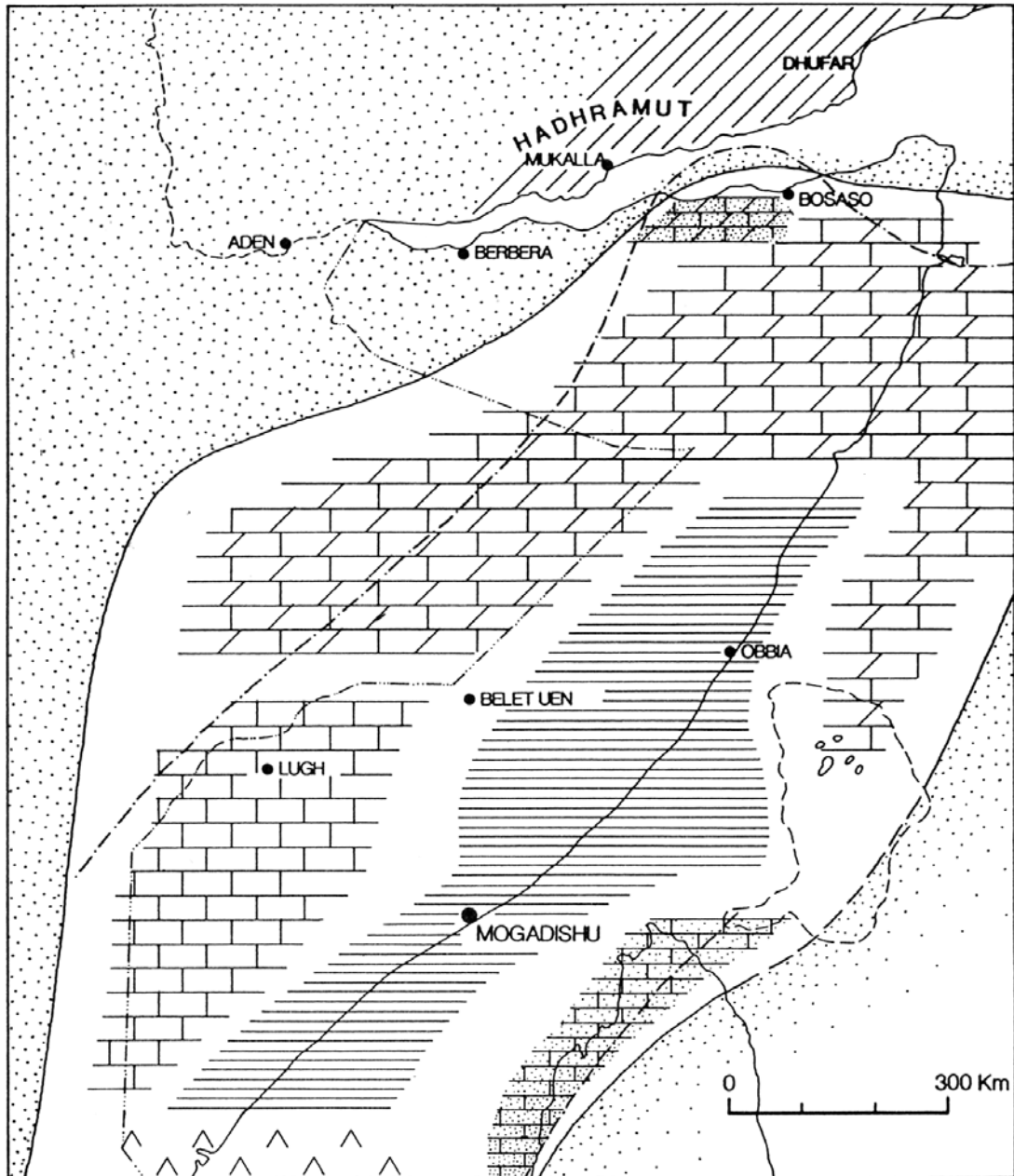


Abb. 7: Die wichtigsten rezenten strukturellen Elemente Somalias (aus: BOSELLINI, 1989).

Anhand von kalkigen Konglomerat-Komponenten mit Calpionellen des oberen Tithons /?basalen Valangins im diskordant überlagernden Basalkonglomerat des „somalischen Wealden“ (Kreide) konnten LUGER et al. (1997) nachweisen, dass auch im Bereich der Ahl-Medo Berge die marine Sedimentation mindestens ebensolange wie im Bereich des Berbera „Trough“ andauerte und somit der oberjurassischen Sedimentationszyklus in Nordsomalia eindeutig synchron verlief (siehe Kapitel 4.1).

In Zentral- und Südsomalia sind offenmarine Ablagerungen des ausgehenden Dogger und Malm weit verbreitet („Uarandab Depositional Sequence“ in BOSELLINI, 1989). Ab dem oberen Callovium treten, ebenso wie im Berbera „Trough“, mit einem abrupten Wechsel von den bis dahin vorherrschenden flachmarinen Karbonaten in Südsomalia und dem Ogaden fossilreiche Tonsteine (Anole-Formation, Uarandab-Formation) einer offenmarinen Schelf- und Beckenfazies auf. Diese Abfolge wird auf das obere Callovium bis oberes Oxfordium/unteres Kimmeridgium datiert (BRUNO und FAZZUOLI in: ALI KASSIM et al., 1987). BOSELLINI (1989) gibt für den Zeitraum des oberen Juras die Ablagerung von dunklen Tonsteinen und mikritischen Kal-ken im Bereich des Mudugh-Beckens und am östlichen Kontinentalrand Somalias an (Bohrdaten).



Terrestrische bis (haupts.) randmarine Sedimente:

-  Adigrat-Fm., Isalo I
Kohlan-Fm., Mansa Guda-Fm.
-  Ahi Mado Gruppe: Dhadhabo-Fm.
Qarariye-Fm., Dahab-Fm.
-  Isalo II-III
-  Festland
-  Evaporite

Schelfkarbonate und Evaporite (rand-bis normalmarin):

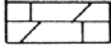
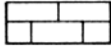
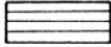


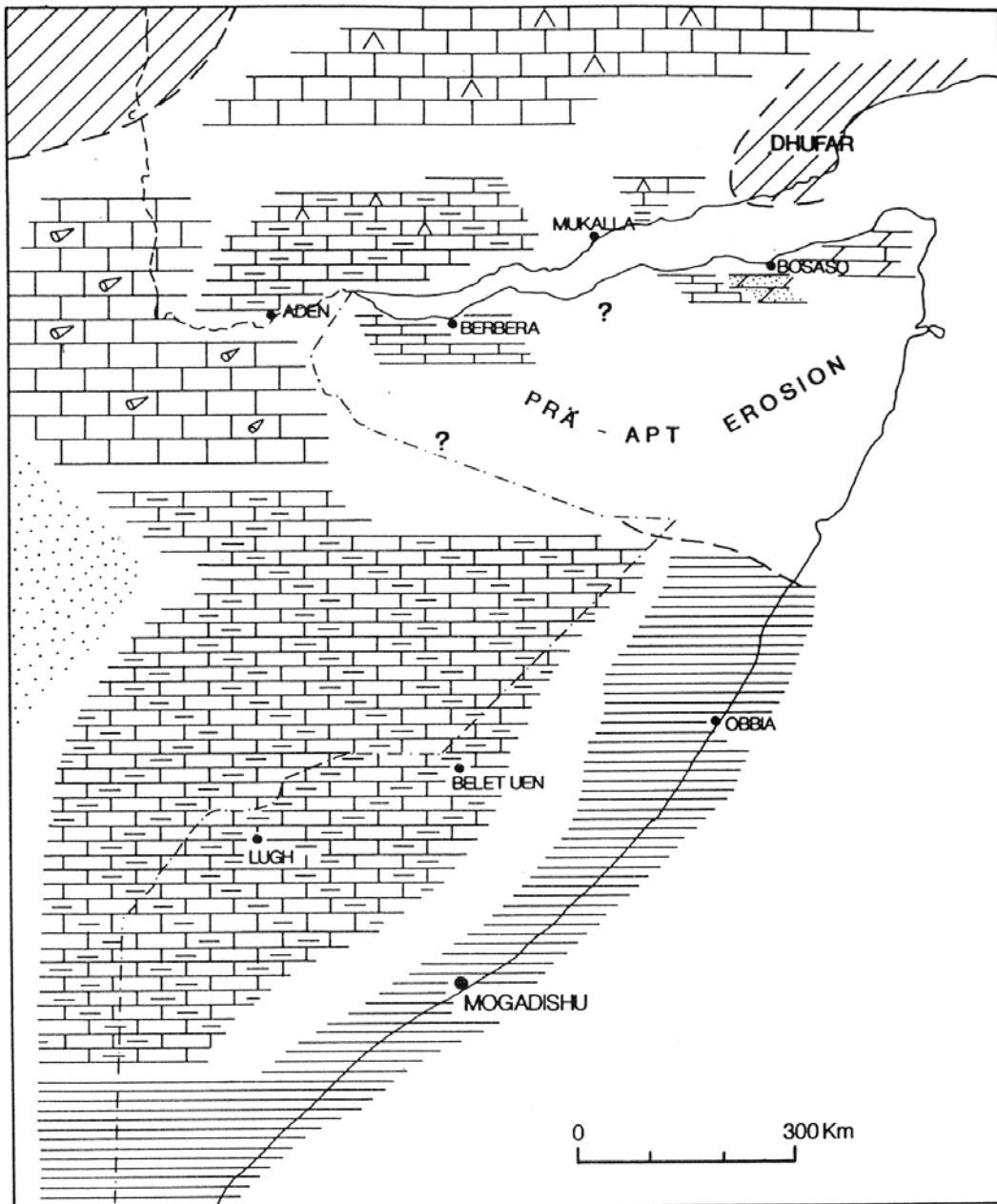
-  Hamanlei-Formation
-  Iscia Baidoa-Formation
Murri Limestone
- Beckenkarbonate und -schiefer:
-  Meregh-Formation
-  Küstenlinie im Aalenium
- Bajocium/Bathonium
-  Küstenlinie im unt. Toarcium

Abb. 8: Verbreitung des marinen Faziesraums in Somalia/Madagaskar im Toarcium bis Bajocium/Bathonium (aus: METTE, 1993)



Flach- bis offenmarine Schelfkarbonate und -schiefer:

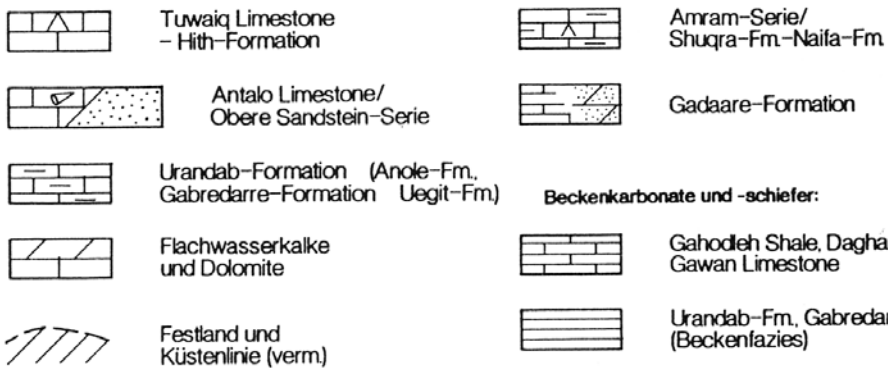


Abb. 9: Verbreitung des marinen Faziesraums in Somalia im Oxfordium bis ?Tithonium (aus: METTE, 1993)

Die obersten jurassischen Ablagerungen in Zentral- und Südsomalia bilden die flachmarinen Kalksteine der Gabredarre- (oder Uegit-) Formation. Sie werden nach BRUNI und FAZZUOLI (1987, in: KASSIM et al.) dem oberen Oxfordium/Kimmeridgium bis unteren Tithonium zugeordnet (siehe Abb. 6, 9).

Es besteht einhellig die Ansicht, dass die Transgression des oberen Bathoniums/Calloviums über weite Teile NE-Afrikas auf den Einsatz der Rift-Phase zwischen NE-Afrika und Madagaskar/Indien/Seychellen zurückzuführen ist (BOSELLINI, 1987, 1989, 1992; BOCCALETTI et al., 1988, 1991; PICCOLI et al., 1988; LUGER et al., 1990, 1994; siehe hierzu auch MONTENAT et al., 1996 und GEIGER et al. 2004). Beginn und Ende dieser Riftphase wurden erstmals von RABINOWITZ et al. (1983) anhand geophysikalischer Daten auf die Zeit zwischen ~151 ma (~Callovium) und ~120 ma (~unteres Hauterive) datiert, spätere Untersuchungen durch COFFIN und RABINOWITZ (1988, 1992) untermauerten diesen Befund. Vermutlich infolge eines eustatischen Meeresspiegelabfalls in der tieferen Unterkreide verlandeten weite Gebiete NE-Afrikas zu dieser Zeit (s.a. BOSELLINI, 1989, 1992; LUGER et al., 1990, 1994; METTE, 1993). Ebenso fanden zur Zeit der unteren Kreide in Nordsomalia (nördlich der El-Hamurre-Lineaments [Marda Fault Zone], siehe Abb. 4) sowie im Südjemen heftige tektonische Bewegungen statt, die zu einer Zergliederung des Gebietes in Gräben und Horste führte (Berbera „Trough“, Ahl Medo „Basin“ versus Erigavo/Mukalla „High“, Nogal Arch; siehe Abb. 7), wobei auf den Horsten die jurassischen Ablagerungen total oder weitgehend denudiert wurden (BOSELLINI, 1989, 1992; LUGER et al., 1990, 1994; METTE, 1993).

Die Interpretation der tektonischen Bewegungen im Zusammenhang mit der fortschreitenden Desintegration Gondwanas ist wegen der unterschiedlichen chronostratigraphischen Einstufungen der diskordant überlagernden kretazischen Ablagerungen auf dem somalischen Schelf schwierig (s.u.). BOSELLINI (1989, 1992) sowie METTE (1993) weisen auf einen zeitlichen Zusammenhang mit der frühen Öffnung des südlichen Atlantiks im Valangin (ca. 133,5 ma; RABINOWITZ und LABREQUE, 1979) hin. LUGER et al. (1994) hingegen betonen, dass nach SCOTese et al. (1988), POWELL et al. (1988) sowie SCOTese (1991) etwa synchron die Trennung zwischen Indien und der Antarktis/Australien erfolgte, was ebenso eine Heraushebung Somalias sowie eine Rotation der Madagaskar/Indien/Seychellen-Platte gegen den Uhrzeigersinn bewirkt haben könnte, wodurch die kompressiven tektonischen Prozesse in dieser Region in der tieferen Unterkreide erklärbar wären.

3.2.2 Unterkreide bis Cenoman

Die basalen Ablagerungen der Kreide in Somalia greifen diskordant entweder über jurassische Sedimente oder post-jurassisch herausgehobenes Grundgebirge hinweg. Insoweit besteht bei allen bisher mit dieser Frage befassten Autoren Einigkeit. Allerdings herrscht nach Auffassung des Autors eine deutliche Verwirrung über den Zeitpunkt des Einsatzes der kretazischen Sedimentation. Es erscheint daher notwendig, die verschiedenen Auffassungen zu diskutieren (siehe dafür auch Kapitel 9). An dieser Stelle, wie auch in der Übersicht für die Oberkreide bis zum Paläogen, soll allerdings nur der bisherige Stand der Auffassungen und Erkenntnisse wiedergegeben werden (die in Abb. 6 für die Kreide von Somalia gemachten Angaben resultieren bereits aus der im Weiteren folgenden Diskussion).

Im äußersten Süden Somalias werden die basalen kretazischen Ablagerungen durch die fluviatilen Ambar-Sandsteine gebildet. Diese konnten bisher nicht durch Fossilfunde datiert werden. Nach BOSELLINI (1989) geht der Ambar Sandstone nach Norden in die randlich marinen Ablagerungen der Garbaharre-Formation

über. BOSELLINI (op. cit, S. 416) bemerkt hierzu: "The Garbaharre Formation exposed in the area of Garbaharre is divided into a lower Busul Member and an upper Mao Member (BARBIERI, 1968). Stratigraphic relationships are complicated by lateral facies changes over fairly short distances, and the age-equivalent section to the southwest is the Ambar Sandstone and to the northeast is the Main Gypsum...". Während auch aus der Garbaharre-Formation bisher keinerlei Fossilführung bekannt ist, konnten PRESTAT (1977) und BARBIERI et al. (1979) erstmalig Mikrofossilien aus Kalkeinschaltungen im basalen Teil des Main Gypsum präsentieren. Letztere bemerken hierzu (S. 6): „La datazione geologica è controversa: la parte inferiore (des unteren Teils des Main Gypsum; Anm. des Autors) è stata asségnata per molto tempo al Malm, ma recenti scoperti di microfossili nei liveletti calcarei più bassi con *Pianella dinarica* (RADOICIC), *Salpingoporella* aff. *muehlbergi* LORENZ, *Choffatella descipiens* SCHLUMB. e *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENB.) fanno attribuire all' Aptiano la maggior parte della formazione...“. Somit wäre durch die Anwesenheit von *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH) eine Datierung des unteren Teils des Main Gypsum, und - die Richtigkeit der Einschätzung der Verzahnung der Formationen durch BOSELLINI (1989) vorausgesetzt - eine Datierung des Beginns der kretazischen Sedimentation auf dem Kontinentalschelf Südsomalias auf das untere(?) Apt gegeben (siehe auch Kapitel 6.1). Dies hindert BOSELLINI (op. cit., Fig. 69) jedoch nicht, den gesamten Ablagerungszyklus der basalen Kreide in Südsomalia („Main Gypsum Sequence“: Ambar Sandstone, Garbaharre-Formation, Main Gypsum) in das Neokom zu stellen; einer unzulässigen Zuordnung, der in Folge viele Autoren gefolgt sind (Abb. 6 gibt bereits die nach Auffassung des Autors dieser Arbeit zumindest für den Kontinentalschelf Südsomalias korrekte chronostratigraphische Zuordnung wieder).

Zur Beckenfazies dieses Zeitraums im Küstenbereich Somalias merkt BOSELLINI (1989, S. 419) an: „Basinal shaly facies are encountered in coastal wells east of El Bur-1 and En Dibirre-1. Paleontologic dating of the Neocomian-Barremian in wells such as El-Hamurre-1, Obbia-1, Gira-1, Marai Ascia-1, El Cabobe-1, Meregh-1 and Gal Tardo-1 is difficult and/or inaccurate“. Mit seiner Zuordnung der basalen Schichten der Kreide in diesem Gebiet zum Neokom befindet sich der oben genannte Autor wiederum in klarem Widerspruch zu den von BARBIERI et al. (1979, S. 8) getroffenen Angaben: „In pozzi perforati non lontano della costa attuale dell'Oceano Indiano, in varie parti della Somalia, sono state riconosciute le classiche suddivisione biostatigrafiche del Cretaceo basate sui foraminiferi planctonici, i quali, com'è ovvio, non si rinvengono che occasionalmente nelle facies di bacino semichiuso come sono quelle del Cretaceo delle regione di Hiraan, con episodi lagunari ripetuti a più livelli. Così nell'Aptiano-Albiano sono citati *Ticinella multiloculata* (MORROW), *Biglobigerina barri* BOLLI, LOEBLICH e TAPPAN, *Planomalina buxtorfi* (GANDOLFI); qui si aggiungono nell'Albiano medio-superiore *Hedbergella washitensis* CARSEY e *Conorotalites djaffaensis* (SIGAL); nel Cenomaniano *Rotalipora apenninica* (RENZ), *Rotalipora reicheli* (MORNOD) e *Praeglobotruncana stephani* (GANDOLFI), nel Coniaciano *Globotruncana sigali* REICHEL, *Globotruncana schneegansi* SIGAL e *Globotruncana helvetica* BOLLI; nell'Santoniano *Globotruncana convavata* BROTZEN e *Globotruncana ventricosa* WHITE; nel Campaniano *Globotruncana calcarata* CUSHMAN e *Globotruncana stuarti* (LAPPARENT); nel Maastrichtiano infine *Globotruncana arca* (CUSHMAN) e *Rugoglobigerina rugosa* (PLUMMER)...“. Es fällt auf, dass die hier zitierten Autoren keinerlei Leitfossilien für die tiefere Unterkreide (Berrias-Barreme), ebensowenig wie für das Turon (und Santon) nennen. Dies lässt zumindest die Frage zu, ob sich die Sequenzgenze zwischen Jura- und Kreidesedimenten nicht auch in der Beckenfazies widerspiegelt (ebenso wie eine Sedimentationsunterbrechung bzw. Diskordanz zwischen Cenoman und höherer Oberkreide, s.u.).

In Bezug auf Nordsomalia merkt bereits BOSELLINI (1989) an (S. 414): „A major pre-Aptian deformation is

documented all over Northern Somalia, where the Neocomian-Barremian interval is generally absent and the Aptian is transgressing progressively from east to west over different Jurassic terrains. The unconformity is well documented both in outcrop sections (Erigavo, Al Mado, Ras Antara, Yemen, Socotra) and wells (...). The local presence (Al Mado, Buran, Cotton) of unconformity bounded Wealdian suggests that two different uplift episodes may have occurred, the first one only in early Neocomian, the second one (probably more widespread and pronounced) in Barremian times". In der Tat finden sich in den vom Autor im östlichen und zentralen Ahl Medo untersuchten Profilen oberhalb einer ausgeprägten Diskordanz mit tiefgründiger Verkarstung der liegenden jurassischen Ablagerungen und einem prägnanten Basalkonglomerat limnisch-brackisch/randlich marine Ablagerungen einer Wealden-ähnlichen Fazies (Einheit 1 der Tisje-Formation dieser Arbeit [siehe Kapitel 4.1 und 6]). Diese Abfolge ist im Bereich des östlichen Ahl Medo durch vorwiegend karbonatische Sedimente, weiter nach Westen vorwiegend durch siliziklastische Ablagerungen gekennzeichnet. Im östlichen Ahl Medo (Profil Xabaal Garure) treten innerhalb der karbonatischen Sedimente wiederholt Hardgrounds geringer Bedeutung auf, die als Diskordanzen fehlinterpretiert werden könnten. Sowohl im östlichen (Profil Xabaal Garure) wie im zentralen Ahl Medo (Profil Dhadhabo) werden an der Basis diese Abfolge mergelige Einschaltungen beobachtet, die aufgrund der in ihnen enthaltenen Süßwasserfloren von SCHUDACK (in: LUGER und SCHUDACK, 2001) auf das basale untere Apt datiert werden konnten (die enthaltenen limnischen Ostrakodenfaunen lieferten keine zwingenden biostratigraphischen Befunde). Der graduelle Übergang zu den hangenden marinen Ablagerungen legt nahe, dass in diesem Bereich, auch wenn noch in der überlagernden Einheit 2 der Tisje-Formation dieser Arbeit Emer-sionshorizonte auftreten, lediglich eine Periode erheblicher tektonischer Aktivität zwischen Jura und Apt vorlag. Das Ausmaß dieser Hebungs- und Abtragungsphase wird insbesondere dadurch deutlich, dass in dem mit pelagischen Ablagerungen des oberen Juras verfüllten Bereich des „Berbera Trough“ unmittelbar benachbarten Gebiet von Erigavo marine Sedimente des Apt direkt denudiertes Grundgebirge überlagern; aber auch durch den Umstand, dass in dem Basalkonglomerat der Unterkreide im Bereich des zentral-östlichen Ahl Medo grobe Konglomeratkomponenten einer zumindest hemipelagischen Fazies beobachtet werden, die durch das Auftreten der Calpionelliden *Calpionella alpina* LORENZ und *Crassicularia parvula* REMANE auf das oberste Tithon bis Berrias/?basales Valangin datiert werden können (LUGER et al., 1994). Sowohl im „Berbera Trough“ als auch im Bereich des Ahl Medo konnten Sedimente dieses Zeitraums bisher nicht in situ nachgewiesen werden (ABBATE et al., 1974; BRUNI und FAZZUOLI, 1977; METTE, 1993).

In den untersuchten Aufschlüssen in Nordsomalia (Ahl Medo) gehen die Ablagerungen des „somalischen Wealden“ in zunehmend stärker fossilführende, vorwiegend kalkige Ablagerungen einer Karbonatrampen-Fazies über (Einheit 2 der Tisje-Formation in dieser Arbeit, ~ = Ahl Medo section I in CHERCHI et al, 1993). Diese noch eindeutig dem Unterapt zuzuordnenden Sedimente mit Großforaminiferen werden im zentralen und westlichen Ahl Medo konkordant von einer Wechselfolge von Tonen, Mergeln und Kalken mit Ammoniten (*Chelonicerias* sp., *Parahoplites* sp. u.a.) einer hemipelagischen Fazies überlagert, die anhand von planktonischen Foraminiferen in das basale obere Apt eingestuft werden können (siehe Kapitel 6). Diese Ablagerungen stellen im gesamten bearbeiteten Gebiet die einzigen offenmarinen, hemipelagischen Sedimente der Kreide dar. Mit einem fließenden Übergang erfolgt zum höheren Oberapt hier wiederum ein gradueller Wechsel zur Karbonatrampen-Fazies. Nach Westen hin sind - wie insgesamt in der Kreide - zunehmend siliziklastische Einschaltungen zu beobachten, so dass bei Erigavo nur die Maxima der Trans-

gressionen in kalkiger Fazies entwickelt sind. Im Profil Xabaal Garure (östlicher Ahl Medo) hingegen ist im obersten Teil des Apts ein in situ erhaltener Riffkomplex mit ästigen hermatypischen Korallen und Rudisten entwickelt (nach Westen auskeilend, s.u.).

Ein scharfer lithologischer Wechsel zu einer Kalkmergel/Mergel-Sedimentation mit einer reichen Fauna von Großforaminiferen, Gastropoden und Pelecypoden, die dem unteren (wohl nicht basalen) Alb zuzuordnen sind, wird in dieser Arbeit als Basis der überlagernden Einheit 3 der Tijse-Formation ausgegliedert. Wenn auch nicht immer durch deutliche Emersionsmerkmale gekennzeichnet, so wird dieser abrupte Wechsel hier anhand des paläontologischen Befundes als relativ kurzzeitige, aber weitflächige Sedimentationsunterbrechung (Hiatus) gewertet (siehe Kapitel 6). Während in der Mehrzahl der untersuchten Profile der höhere Teil der Einheit 3 von fossilreichen Wechsellagerungen von Kalken, Kalkmergeln und Mergeln eingenommen wird, so ist im Profil Manna'a im höheren Teil dieser Einheit eine vorwiegend siliziklastische Abfolge abgeschlossen (s.u.).

Mit einer von größtenteils extrem harten, massigen, fossilreiche Kalken gebildete Steilstufe tritt die Einheit 4 der Tisje-Formation im Ahl Medo zutage. Anhand von Großforaminiferen und Ostrakoden können diese Ablagerungen eindeutig dem obersten Alb bis unterem Cenoman zugeordnet werden (siehe Kapitel 6). Im Bereich des westlichen Ahl Medo gehen diese kontinuierlich in eine siliziklastische Abfolge über, die nur in ihrem unteren Teil gelegentlich fossilführende Einschaltungen aufweist. Hierdurch wird eine klare Abgrenzung zu der diskordant auflagernden höheren Oberkreide, die an der Basis nach Osten hin bis in den Bereich des Ahl Meskat in siliziklastisch geprägter Fazies ausgebildet ist, deutlich erschwert. Dort - im Profil Biyo Kulule, wie im östlichen Ahl Medo (Profil Xabaal Garure) - ist jedoch die Diskordanz zwischen dem Cenoman und der höheren Oberkreide (Campan) extrem klar entwickelt (s.u.). Während im Profil Xabaal Garure als Ausnahme im Ahl Medo auch das mittlere Cenoman in Karbonatrampen-Fazies erhalten ist, ist im Profil Biyo Kulule lediglich ein geringmächtiges Untercentoman, diskordant überlagert von siliziklastischen Sedimenten, zu verzeichnen. Dies weist auf mittelgradige vertikale tektonische Bewegungen zwischen dem Cenoman und dem Campan hin. Die Beurteilung des Ausmaßes dieser Tektonik wird jedoch durch den Umstand erschwert, das in den dem Profil Xabaal Garure nächst westlich gelegenen Profilen Togga Mareer und Manna'a höchstwahrscheinlich auch das mittlere Cenoman bereits in - im höheren Teil fossilfreier - siliziklastischer Fazies entwickelt ist.

In Zentral- und Südsomalia wird der von BARBIERI et al. (1979) dem Apt zugeordnete Main Gypsum (oder: Formazione Selenitosa Prinzipale) durch fossilreiche Mergel, Kalkmergel und Kalke der Mustahil-Formation überlagert, die im Bereich um Belet Uen anhand der in Ihnen angetroffenen Ammoniten (*Chelonceras rude* TAVANI und *Parahoplites cf. weissii* NEUMAYR und UHLIG; in: BARBIERI et al., 1979) in das untere obere Apt eingestuft werden können. Dieses Vorkommen korreliert höchstwahrscheinlich mit der maximalen Überflutung während der Kreide in Nordsomalia (s.o., mittlerer Teil der Tisje-Formation Einheit 2). Ebenso wie dort werden auch im Gebiet von Belet Uen oberhalb dieser Schichten biohermale Ablagerungen mit Rudisten, Gastropoden, Korallen und Großforaminiferen (*Palorbitolina lenticularis* BLUMENBACH) beobachtet (BARBIERI et al., 1979). PRESTAT (1977) datiert anhand zahlreicher Mikrofossilien (Foraminiferen, Kalkalgen) die Mustahil-Formation von Zentralsomalia auf das untere Alb bis untere Cenoman. Für den höheren Teil der Mustahil-Formation bestätigen auch BARBIERI et al. (op. cit.) diese Alterszuordnung. Da PRESTAT (1977) keine genaueren Angaben über die Herkunft seines Materials liefert, kann an dieser Stelle nicht sinn-

voll diskutiert werden, ob es sich bei den unterschiedlichen Angaben über die Alterseinstufung der Basis der Mustahil-Formation um einen diachronen Einsatz der offenen marinen Sedimentation oder lediglich um Beobachtungslücken handelt, da im nördlichen Zentralsomalia ein Hiatus zwischen dem Apt und dem Alb vorliegt. Insgesamt lässt sich die Mustahil-Formation mit der oberen Einheit 2 bis unteren Einheit 4 der Tisje-Formation von Nordsomalia korrelieren (siehe Abb. 6).

Eine lenticuläre Einschaltung von Evaporiten (Fer-Fer-Formation; Ferfer Gypsum) tritt in Zentralsomalia zwischen den fossilreichen Kalken der Mustahil-Formation und der im Norden darüberliegenden Belet-Uen-Formation auf. Während aus den wenigen kalkigen Einschaltungen der Fer-Fer-Formation bis auf *Orbitolina* gr. IV HOFKER (in: PRESTAT, 1977: Untercenoman) keinerlei signifikante Leitfossilien bekannt sind, zeichnet sich die Belet-Uen-Formation durch einen hohen Fossilgehalt aus. PRESTAT (1977) weist in dieser Formation *Edomia* gr. *iranica-reicheli* HENSON, *Permocalculus* sp. HAMAOU 1966, *Trinocladus tripolitanus* RAINERI, *Praeglobotruncana stefani* (GANDOLFI), *Praealveolina* gr. *cretacea* (D'ARCHIAC), *Heterohelix* sp.; nach; im höheren Teil auch *Nezzazzata* gr. *simplex* OMARA und *Cuneolina pavonia* (s.l., da ohne Abbildung). Somit ist für die Belet-Uen-Formation ein Alter des mittleren bis oberen Cenomans anzunehmen, da keine eindeutig auf jüngere stratigraphische Stufen beschränkte Fossilien beschrieben werden.

3.2.3 Jüngere Kreide bis zum Paläogen

Wie bereits für die Unterkreide beschrieben, so bestehen auch für die post-Cenomanen Ablagerungen Somalias erhebliche Differenzen in der biostratigraphischen Zuordnung und sequentiellen Interpretation. Es erscheint daher notwendig, auch hier die verschiedenen Auffassungen zu diskutieren (siehe auch Kapitel 9). An dieser Stelle, wie auch in der Übersicht für die übrige Oberkreide bis zum Paläogen, soll nur der bisherige Stand der Auffassungen und Erkenntnisse wiedergegeben werden (die in Abb. 6 für die Kreide von Somalia gemachten Angaben resultieren bereits aus der Diskussion im Kapitel 6 und 9.1).

Aufschlüsse post-cenomaner kretazischer Sedimente sind in Zentralsomalia nur nordöstlich des Scebeli Rivers bekannt. Bis auf das äußerste Nordsomalia beschränken sich die Datenquellen jedoch zumeist auf Bohrungen verschiedener Konsortien. Allgemein bemerken BARBIERI et al. (1979, S. 8) hierzu: „Gli affioramenti della Formazione di Belet Uen si estendono ampiamente sulla sinistra idrografica dello Uebi Scebeli, dai dintorni della città da cui prende il nome a Bulu Burti e fin verso Gialalassi (...). Segue in alto l'Arenaria di Gesomma.

La formazione arenacea testé nominata poggia, verosimilmente senza diskordanza nell'Hiraan, sul Calcare di Belet Uen; il contatto diretto non è osservabile in alcun punto, mascherato da suoli eluviali. Nell'Ogaden l'Arenaria di Gesomma (Jesooma) poggia in diskordanza su termini via più antichi, fino a ricoprire direttamente i calcari giurassici. Nella regione di Gaalgadud, in pozzi petroliferi perforati presso Dhuusa Mareeb, fra il Calcare di Belet Uen e l'Arenaria di Gesomma sono stati incontrati calcari, arenarie e argille con faune marine, fra cui *Linderina* sp., *Subalveolina* sp., *Cophina tuberculifera* (ALEXANDER), *Cophina apiformis* (REYMENT) e frammenti di *Inoceramus*. Il complesso, denominato <<Serie di transizione>>, è noto solo dai pozzi ed ha un'età compresa fra il Coniaciano e il Daniano; assieme al Calcare di Belet Uen forma la serie superiore di Gumburro (corrispondente alla Formazione di Gira della Somalia settentrionale, anch'essa di facies marina poco profonda, con calcari e dolomite di scogliera). I rapporti stratigrafici fra la <<Serie di

tansizione>> e l'Arenaria di Gesomma non sono sicuri; potrebbero essere forse in parte evaporitici. La potenza della serie di transizione risulta variabile, con valaro noti di oltre 300 m."

Von einer Diskussion der altersmäßigen Zuordnung der von den o.g. Autoren genannten Fossilien für die <<Serie di transizione>> wird hier abgesehen (siehe Kapitel 6, 9). An dieser Stelle sei hier das im vorigen Kapitel gemachte Zitat von BARBIERI et al. (1979, S. 8) über die in den Bohrungen an der Küste von Ost-somalia beobachteten planktonischen Foraminiferen in Erinnerung gerufen, wodurch dort sämtliche Stufen der Oberkreide mit Ausnahme des Turons und Santons belegt zu sein scheinen. Diese Befunde, wie auch die zuvor gemachten Aussagen zur Biostratigraphie der kretazischen Schichten von Zentralsomalia gewinnen an besonderer Bedeutung, wenn man diese den im Folgenden zitierten Angaben aus BOSELLINI (1989) hinzunimmt. BOSELLINI (1989, Fig. 2) stellt - ohne nähere Begründung - die Belet Uem Formation (vel: Belet-Uem-Formation) in das Turon. Für den Bereich von Zentralsomalia merkt er an (op. cit., S. 421): „The Belet Uem Formation (...) is a subtidal, burrowed and thick-bedded limestone. Pelecypods and gastropods (*Strombus incertus*, *Nerinea*), echinoids and macroforaminifers (*Orbitolina*) are quite common. At Bur 115, near Belet Uem, the first bed overlying the Fer Fer gypsum is a stromatolithic layer, followed upwards by about 10 m of finely laminated grainstone passing gradually onto the subtidal micrites. The thickness of the Belet Uem Formation is 150-200 m, while its age is Late Cenomanian-Turonian." Bereits hier erweist sich die stratigraphische Zuordnung der Belet-Uem-Formation durch BOSELLINI (op.cit.) als fehlerhaft, da echte Orbitolinen höchstens bis zum mittleren Cenoman auftreten. Ebenso vernachlässigt er die von BARBIERI et al. (1979) veröffentlichten Befunde zur Mikrofossil-Fauna der Belet-Uem-Formation (s.o.), die keinerlei Indizien für ein turones Alter des oberen Teils der Belet-Uem-Formation liefern. Weiterhin bemerkt BOSELLINI (1989.S. 420): „ The long interval represented by the Middle-Upper Cretaceous (Aptian-Senonian) deposits of Somalia is defined as the *Gira Supersequence*. As a matter of fact, this stratigraphic interval is probably subdivided into at least three sequences, in turn made up of several parasequences. For example, the Turonian pelagics which occur over most of northern Somalia (Fig. 14) could represent the condensed, basal transgressive system tract of an Upper Turonian-Senonian sequence, while the Belet Uem Formation of Hiraan, Late Cenomanian-Turonian in age, and the underlying Fer Fer gypsum and Mustahil Formation could well be two other sequences. But we lack information to calibrate, chronologically and sedimentologically, the various sections across Somalia". In der Tat liegt hier ein beträchtlicher Mangel an biostratigraphischer Kontrolle vor. Das von BOSELLINI (op.cit.) erwähnte und in Fig. 14 derselben Arbeit dargestellte „pelagische Turon“ wird (oder kann) in seiner Arbeit durch keinerlei biostratigraphischen Befund belegt (werden); ebenso wird es nur aus Bohrungen benannt. Gleichfalls sei an dieser Stelle nochmals darauf hingewiesen, das BARBIERI et al. (1979) auch aus den Küstenbohrungen in der Beckenfazies Ostsomalias an keiner Stelle die Existenz turoner Ablagerungen erwähnen. Das von BOSELLINI (op. cit., Fig. 14) dargestellte nördlichste Vorkommen „pelagischen Turons“ in der Bohrung Buran-1 befindet sich lediglich ca. 60 Km SSW der vor Autor untersuchten Aufschlüsse im Ahl Medo, wo durchgängig ein Hiatus zwischen dem Cenoman und Campan auftritt (siehe hierzu auch LUGER und DOMINIK, 2009 und Kap. 9.1).

Im Bereich des östlichen Ahl Medo sowie westlichen Ahl Meskat werden die marinen Sedimente des unteren und mittleren Cenomans (hier: Einheit 4 der Tisje-Formation) von einer deutlichen erosiven Diskordanz und darüberliegenden siliziklastischen Ablagerungen einer fluviatilen bis flach deltaisichen/randlich marinen Fazies abgelöst (ARUSH, 1993; hier: Einheit 5a der Tisje-Formation, bis max. ca. 40 m im Profil Biyo Kulule; s.a. Bosellini, 1989, Fig. 52: Yesomma Formation). Diese Abfolge geht zum Hangenden durch eine allmähli-

che Kornverfeinerung kontinuierlich in zunächst dolomitische, später arenitische oder mikritische Kalke über (hier: Einheit 5b der Tisje-Formation). In der gesamten genannten Region sind diese flachmarinen Ablagerungen durch eine reiche Fauna von Rudisten-Biohermen und Großforaminiferen (sowie Ostrakoden; siehe Kapitel 6) des Campans gekennzeichnet. Zum Hangenden zeichnet sich durch einen erneuten Übergang in stark siliziklastische, teilweise konglomeratische Ablagerungen (hier: Einheit 5c der Tisje-Formation) - die einer hochenergetischen tidalen Fazies zugerechnet werden (ARUSH, 1993) - eine erneute kurzfristige Verflachung des Ablagerungsraumes ab. Diese Abfolge ist durch wiederholte Aufarbeitungslagen gekennzeichnet (s.u.) und wird konkordant durch die wiederum extrem fossilreichen flachmarinen Ablagerungen der basalen Auradu-Formation überlagert. Die zahlreichen Rudisten-Bioherme sowie Großforaminiferen (und Ostrakoden; siehe Kapitel 6) innerhalb dieser Ablagerungen weisen den unteren Sedimenten der Auradu-Formation eindeutig ein Maastricht-Alter zu. Das Maastricht-Alter der basalen Auradu-Formation lässt sich bis in den zentralen Ahl Medo verfolgen (Profil Dhadhabo). Nur an einer Lokalität im untersuchten Gebiet (Profil Tisje, untere Auradu-Formation) ist der vorwiegend durch Hangschutt verdeckte Übergang zu den überlagernden Kalken des Paleozäns zu beobachten. Nach wiederholten Aufarbeitungslagen noch innerhalb des Maastrichts ist dieser hier offensichtlich konkordant (s.u. sowie Kapitel 6). Zum Hangenden folgen die durch das massenhafte Vorkommen diverser Großforaminiferen-Faunen sowie unterschiedlichster Makrofossilien besonders geprägten Ablagerungen einer Karbonatrampen-Fazies des Paleozäns bis unteren Eozäns (höhere Auradu-Formation).

Eine sehr ähnliche Situation beschreiben CHERCHI et al. (1993, S. 1184) aus dem im NE von Somalia gelegenen Profil von Candala (Qandala): „*The Upper Cretaceous and Paleocene*. – In the Qandala section, the most complete for this chronostratigraphic interval, shallow-water limestones of the Campanian (Qandala Limestone) cover with unconformity the Middle Cenomanian layers and contain (sample 109) fragments of rudists, *Orbitoides tissoti* Schlumb., *Planorbulinella dordoniensis* Hofk., *Pseudedomia hamaouii* Rah., *Cuneolina* sp., Rotaliidae, Miliolidae, *Dissocladella* sp. and Corallinaceae. Elements of *Poranipora* (ex *Microcodium*, Cherchi and Schroeder, 1988), indicating continental conditions, are visible in the microfissures at the top of the limestones (sample 108), directly overlain by continental sandstone of the Jesomma Formation. (..). At the base of the Auradu Limestone, larger foraminifera and bivalves of the terminal Cretaceous were previously identified in the Midjurtinia: along the Tisje fault scarp (Ducci and Pirini Radrizani, 1968), in the Al Maskat Mountains (Merla et al., 1979) and in the Bosaso area (Altichieri et al., 1982, Luger et al., 1990). At Qandala, the basal part of the Auradu Limestone is characterized by rudist limestones with *Loftusia* sp., *Omphalocyclus macroporus* (Lam.), *Pseudedomia hamaouii*, *Dicyclina* sp., Rotaliidae, Dasycladaceae and Corallinaceae (sample 106-104), indicating Upper Maastrichtian. The following Paleocene limestones contain Valvulinidae, Miliolidae, abundant Dasycladaceae, including *Clypeina merienda* Ell. (sample 103).”

Ein besonders kompliziertes Problem stellt die Frage nach der genetischen Entwicklung der über weite Teile Somalias entwickelten Yesomma-Sandsteine („Yesomma Sandstones“, „Yesomma Sandstone Formation“) insbesondere in Hinblick auf ihre chronostratigraphische Zuordnung und ihrer Verzahnung mit der Tisje-Formation Nordsomalias dar. Es erscheint dem Autor angemessen, hier zunächst ohne Bewertung auf die Ausführungen von BOSELLINI (1989, S. 425 ff.) zurückzugreifen. In seinem Kapitel „The Terminal Cretaceous Crustal Upwarping and the Yesomma depositional Sequence (Late Maastrichtian-Paleocene)“ merkt BOSELLINI an: “The Yesomma Depositional Sequence appears to be well defined and unconformity bounded all over northern Somalia and Yemen, Ethiopia and in the proximal areas of the Mudugh and Mogadishu

basins. In the center of these basins, however, sedimentation, entirely represented by relatively deep marine facies was continuous from Middle Cretaceous to Late Eocene. Also in the Ras Binnah area, a continuous pelagic succession occurs from Aptian to Oligocene.

The Sagaleh Formation is used to denote that part of the basinal succession which is Paleocene in age (BARNES, 1976, ESSO unpubl. report, 1982). (...) This formation is named from its type section between 3,687 and 4,218 ft. in Sagaleh-1, where it is characterized by moderately deep-water facies of gray shale. Its age is mainly Paleocene and it should be grossly coeval with the Yesomma Sandstone along the Scebeli River, in Ogaden and in part of northern Somalia.

The Yesomma overlies progressively older formations (Main Gypsum, Gabredarre, Hamanlei) towards the north (AZZAROLI and FOIS, 1964; MERLA et al., 1973, 1979; BARNES, 1976; BARBIERI et al., 1979), reflecting its position above a broad regional truncation. On the northern edge of the Somali Plateau (Hargeisa, Burao), where the sandstones rests directly on the basement, its thickness varies from 200 m to 400 m. In the Guban, the downfaulted coastal area, it is 500 to 1,700 m thick.

The type section of Yesomma near the village of Bulu Burti, is 350-400 m thick and is composed of red, purple, and yellow cross-bedded sandstone, with minor conglomerates and silt/shale beds. (...). Near the village of Yesomma, paleocurrents interpretations from cross strata (...) were toward the east and south-east.

The Yesomma sequence gradually changes its lithology from west to east (...), and four general facies belts can be recognized, i.e. 1) a fluvial facies, the Yesomma proper, 2) a marginal, shallow marine belt of shale, sandstone and carbonate, 3) a zone of shallow-water carbonates, and 4) a block-faulted basinal area; here deepwater claystone and shale (Sagaleh Formation) accumulated in the down-faulted blocks, while unconformities or condensed sections developed on the structural highs. To the south, this facies belt is replaced by a deltaic-marine sandy succession (Mogadishu and Juba basins).

The best exposed section of the *fluvial facies* is at Bihendula, south of Berbera, (BRUNI and FAZZUOLI, 1977). Thickness is 1,708 m according to MACFAYDEN (1933). The contact with the underlying Late Jurassic Gawan Limestone is clearly unconformable and suggests the occurrence of a major unconformity; .."

Im nachfolgenden Text (S. 429-432) beschreibt BOSELLINI die Ausbildung der dem von ihm als Yesomma Sequence zusammengefassten Sedimente. Hierbei gibt er auch für die vom Autor untersuchten Profile Xabbaal Garure und Biyo Kulule einen dem „Senonian“ (vel: unteren bis mittleren Cenoman) diskordant auflagernden geringmächtigen Yesomma Sandstone an, dem er fraglichem oberem Maastricht und Paleozän zuordnet (hier: Einheit 5a der Tisje-Formation). Diese fluvialen Bildungen gehören allerdings einer insgesamt transgressiven Sequenz an, die bereits dem Campan zuzuordnen ist. Ebenso stellt BOSELLINI, op. cit., Fig. 69) den gesamten Yesomma-„Zyklus“ fraglich in das oberste Maastricht und Paleozän. Wenn nicht schon allein der Befund für den Raum um Bosaso allein dieser Zuordnung widerspricht, so sei an dieser Stelle auf die palynologischen Datierungen der oberen Schichten des Yesomma Sandstones im Raum Hed Hed (etwa mittig zwischen Berbera und Erigavo gelegen) auf das Maastricht durch SCHRANK (1990, 1994) hingewiesen, wobei die überlagernde Auradu-Formation dort auf das Paleozän datiert wird. Auch BRUNO und FAZZUOLI (in: MERLA et al. 1979, S. 43) merken bereits an: „In lower Cretaceous the sea transgressed again westwards at least till Erigavo, where the Tisjè marine limestones dovetail with the Yesomma. This transgression extended in the same directions at the end of the Cretaceous.“

Dies erscheint dem Autor Grund genug, die Existenz eines homogenen, sequentiell abzugliedernden Yesomma-„Zyklus“ im Paleozän zurückzuweisen. Vielmehr dürfte es sich bei den verschiedenen „Yesomma Sandstones“ um faziell homöomorphe, aber chronostratigraphisch unterschiedlich auszugliedernde Sedimentkörper teils kontinentalen, teils randlich marinen Ursprungs handeln. Ebenso wird bereits an dieser Stelle der von BOSELLINI (1989) postulierte „Uplift of North-Central Somalia“ (op. cit., Fig. 69) im Campan und Maastricht zurückgewiesen, da der paläontologische Befund in dieser Region eindeutig auf eine diachrone Transgressionsbasis der den „Yesomma Sandstones“ auflagernden Sedimente seit dem Campan bis zum Paleozän in dieser Region hinweist.

Die „Yesomma Sandstones“ und deren Äquivalente (e.g. Einheit 5 der Tisje Formation von Nordsomalia) werden in Zentral- und Nordsomalia transgressiv von den fossilreichen Kalksteinen der Auradu-Formation überlagert. AZZAROLI (1979, in MERLA et al., S. 45) bemerkt zur Auradu-Formation: „The type section of this formation is south of Berbera, where the limestones are comprised between the Yesomma sandstones **Kj** and the Taleh evaporitic formation **Et**. In the type area Macfayden distinguished a lower Member, <<Auradu Limestone>>, of massive fossiliferous limestone, and an upper Member, <<Allahkajid Beds>>, of bedded organic limestones rich in small *Alveolina*.“ (...) „The Auradu Limestones correspond to a transgression which culminated in the Paleocene-Lower Eocene. They extend over most of northern and central Somalia, from a little west of Hargeisa to the vicinity of Cape Guardafui, and in a little outcrop as far as 3° 30' towards the south. The maximum thickness is 550 m in the Ahl Maskat Mountains. The age of the Auradu Limestones has generally been considered to range from Paleocene to Lower Eocene but Ruggieri (unpublished report) found that in the Ahl Maskat Mountains the lower 10 m of the formation are of Maastrichtian age,...“. Bereits SILVESTRI (1948) bildet Maastricht-Foraminiferen aus NE-Somalia ab. In dieser Arbeit kann der Befund von Maastricht-Fossilien aus der Basis der Auradu-Formation nicht nur für den Ahl Meskat bestätigt, sondern auch auf den zentral-östlichen Ahl Medo ausgeweitet werden (siehe Kapitel 4, 6). Es erscheint dem Autor aber wahrscheinlich, dass die Transgressionsbasis der Auradu-Formation deutlich diachron ist, somit ihr Maastricht-Anteil auf den äußersten NE des Landes („Migiurtinien“) beschränkt ist. Zudem dürfte sich die Auradu-Formation sich nach Westen und Südwesten verzüngen und möglicherweise mit den „Yesomma Sandstones“ verzahnen. Nach der geologischen Karte von MERLA et al. (1979) erstreckt sich die Verbreitung der Auradu-Formation an der Oberfläche aufgeschlossen in einem etwa N-S verlaufenden Streifen bis etwa 15 Km SW von El Dere (südliches Zentralsomalia), während sie nach POZZI et al. (1985) in diesem Bereich nur noch in Bohrungen erfasst werden konnte (und dort von Oligo-Miozänen Einheiten überlagert wird). Die Mächtigkeiten der Auradu-Formation schwanken zwischen 450 m westlich von Garoe bis 600 m in der Nähe von Bender Beila (BARNES, 1976).

In Nordsomalia wird die Auradu-Formation von den vorwiegend evaporitischen Ablagerungen (Anhydrite mit geringmächtigen dolomitischen und chert-führenden kalkigen Einschaltungen) der Taleh-Formation überlagert (Serie di Taleh: STEFANINI, 1925; Anhydrite Series: MACFAYDEN, 1933). Ihre größte Mächtigkeit erreicht die Taleh-Formation mit 270 m im nördlichen Somalia, sie ist jedoch starken Mächtigkeitsschwankungen unterworfen (AZZAROLI, 1979, in: MERLA et al.). Wegen der Fossilarmut der Taleh-Formation kann ihr Alter lediglich aus den unter- und überlagernden Schichten als höheres unteres bis unteres mittleres Eozän gefolgert werden. Nach BOSELLINI (1989) handelt es sich bei den Ablagerungen der Taleh-Formation um Sedimente einer extrem großen und flachen Bucht, die von ariden Landgebieten umgeben war, von denen kein nennenswerter terrigener Eintrag erfolgte. Der marine Charakter der Taleh-Formation wird nach

dem zuletzt genannten Autor zufolge durch das in linsenförmigen Einschaltungen massenhafte Auftreten von Echinodermen (*Sismondia polymorpha*) belegt. Neuere geologische Informationen zur Taleh-Formation sind den Arbeiten von BÖCKELMANN und SCHREIBER (1990) und SCHREIBER (1993) zu entnehmen. Die Ablagerungen der Taleh-Formation gehen in Nordsomalia kontinuierlich (mit Rekurrenzen) in die Sedimente der Karkar-Formation über (Serie de Carcâr: STEFANINI, 1925; Buran Series: MACFAYDEN, 1933). Die Karkar-Formation beinhaltet vorwiegend fossilreiche kalkige Ablagerungen (Kalke, Kalkmergel und Mergel; im basalen Teil auch Anhydrite), die von STEFANINI (op. cit.) in 5 Untereinheiten gegliedert wurden. Anhand von Großforaminiferen (vorwiegend *Nummulites* spp.) stuft STEFANINI (op. cit.) sie in das mittlere bis (nur im Nordosten von Somalia entwickelte) Obereozän ein. SCHAUB (in: BASSIOUNI und LUGER, 1996) bemerkt hierzu: „As a whole the Carcar II fauna is of middle Lutetian age with elements of rather early Lutetian and others of late Lutetian age.“ BASSIOUNI und LUGER (op. cit.) stellen die Einheiten II und IV anhand der in ihnen enthaltenen Ostrakoden-Faunen ebenfalls in das mittlere Eozän. Lediglich die Einheit V der Karkar-Formation – mit *Nummulites fabianii* (PREVER) – ist in das Obereozän (Priabon) zu stellen. Anhand der Faunen sind sowohl die Sedimente der unteren als auch der obersten Karkar-Formation als Bildungen eines lagunären Flachmeers anzusehen, wohingegen die Ablagerungen der mittleren Karkar-Formation als Bildungen einer offenmarinen Karbonatplattform zu interpretieren sind (BÖCKELMANN und SCHREIBER, 1990). Nach BOSELLINI (1989) erreicht die Karkar-Formation in der Bohrung Darin-1 (etwa mittig zwischen Bosaso und Bender-Beila am Horn von Afrika gelegen) mit 360 m ihre maximale Mächtigkeit und keilt nach W und SW allmählich aus. In dem östlich des Kontinentalrandes von Somalia gelegenen tiefen Becken wird die Karkar-Formation von der durch pelagische Sedimente repräsentierten Obbia-Formation ersetzt (BOSELLINI, op. cit.). Mit der im Obereozän beginnenden Hebung Somalias im Zuge der Öffnung des Golfs von Aden endet die prä- Golf von Aden-Rift Sedimentationsphase der kratonalen Bereiche Somalias.

Die in der Folge ablaufenden geologischen Vorgänge können und sollen wegen ihrer Komplexität nicht Bestandteil dieser Arbeit sein. Der geneigte Leser wird hierfür zur Einführung auf die Arbeiten von BOSELLINI (1989, 1993), POZZI et al. (1985), den Kongressband des geologischen Kongresses „Rift Sedimentation & Tectonics in the Red Sea & Gulf of Aden Conference“ in Sana'a/Yemen 1995 sowie PURSER und BOSENCE (1998) verwiesen.

4 Kreide und Dan im Ahl Medo und westlichen Ahl Meskat (Nordsomalia)

In den vom Autor untersuchten Profilen des Ahl Medo liegen die transgressiven Sedimente der Kreide diskordant entweder tiefgründig verkarsteten Ablagerungen des oberen Jura (zentral-östlicher Ahl Medo) oder dem während der Emersionsphase zwischen Jura und Kreide und den damit verbundenen tektonischen Ereignissen herausgehobenen Grundgebirge auf (Gebiet von Erigavo). Insgesamt wird in dieser Arbeit der Großteil der kretazischen Ablagerungen (basales unteres Apt bis ?unteres Maastricht) hier als Tisje-Formation zusammengefasst (nach: MERLA et al., 1979), und in 5 stratigraphische Einheiten untergliedert. Eine Unterteilung der Tisje-„Formation/Gruppe“ in lithologisch definierte Formationen kann an dieser Stelle nicht vorgenommen werden, da innerhalb isochroner Einheiten starke laterale Lithofazieswechsel zu beobachten sind. Generell handelt es sich bei den kretazischen Ablagerungen um Sedimente einer Karbonat-rampen-Fazies, die, abhängig vom Stand des Meeresspiegels, vom Westen her einem mehr oder weniger

intensiven Einfluss siliziklastischer, kontinentaler bis randlich mariner Sedimente („Yesomma Sandstones“) her unterlagen.

Obwohl CHERCHI et al. (1993) die Gültigkeit des Terminus „Tisje-Formation“ (geprägt von AZZAROLI und FOIS, 1964; ohne Definition) aus formalen Gründen zurückweisen, wird der Begriff für die kretazischen, prä-Auradu Ablagerungen Nordsomalias in dieser Arbeit beibehalten, da er durch den allgemeinen Gebrauch, insbesondere durch BRUNI und FAZZUOLI, 1979 (in: MERLA et. al.) mittlerweile verbreitete Verwendung gefunden hat.

Korrelationen der in den folgenden Unterkapiteln abgebildeten 8 Einzelprofile der Kreide und Unterpaleozän aus Nordsomalia werden im Kapitel 9 vorgestellt.

4.1 Einheit 1 der Tisje-Formation

Die Einheit 1 der Tisje-Formation beinhaltet die basalen Sedimente der Kreide in Bereich des zentral-östlichen Ahl-Medo. Sie umfasst im Wesentlichen limnisch-brackisch lagunäre Sedimente des „Somali Wealden“. Die Basis dieser Einheit ist durch sehr grobe, dickbankige Konglomerate gekennzeichnet (beobachtete Mächtigkeiten bis max. 10 m), die teilweise ein tiefgründig in die liegenden jurassischen Karbonate eingeschnittenes Karstrelief verfüllen (e.g. Profil Xabaal Garure). Diese sehr heterogenen Konglomerate beinhalten auf der einen Seite häufig bis zu ~ 1 cm große, schlecht gerundete terrigene siliziklastische Komponenten (Chert, Quarz, Feldspat), häufiger aber ebenso bis zu ~ 15 cm große Karbonat-Komponenten des Liegenden (unterschiedlicher Fazies, siehe Abb 15 sowie LUGER et al., 1996). Für die kalkigen Konglomeratkomponenten ist der Nachweis von Calpionelliden sehr bedeutsam. Diese Komponenten können die durch die Anwesenheit von *Calpionella alpina* LORENZ und *Crassicularia parvula* REMANE auf das oberste Tithon bis Berrias/?basales Valangin datiert werden (LUGER et al., 1996). Es sei nochmals darauf hingewiesen, dass sowohl im „Berbera Trough“ als auch im Bereich des Ahl-Medo Sedimente dieses Zeitraums bisher nicht belegt werden konnten (ABBATE et al., 1974; BRUNI und FAZZUOLI, 1977; METTE, 1993). Die schlechte Sortierung und Rundung der Konglomerat-Komponenten weist zweifelsfrei auf ein nahe gelegenes Liefergebiet hin und bilden somit also ein starkes Indiz für die Fortdauer der Sedimentation bis in den obersten Jura und sehr wahrscheinlich bis in die basale Kreide im Bereich des Ahl-Medo. Die genannten Konglomeratkomponenten finden sich sowohl in den Profilen Xabaal Garure als auch Manna'a.

Zum Hangenden folgen in allen diesbezüglich untersuchbaren Profilen (Xabaal Garure, Dhadhabo, Manna'a) zunächst der Erosion leicht anfällige Sedimente, die in ihrer überwiegenden Mehrzahl von mächtigem Hangschutt überdeckt sind. In einem isolierten Aufschluss im Profil Xabaal Garure sind dies Mergel, innerhalb des Profils Dhadhabo tonige Mergel (Basis) und im Profil Manna'a lediglich Tonsteine. Die mergeligen Sedimente enthalten eine für die biostratigraphische Einstufung der basalen kretazischen Sedimente extrem wichtige Flora und Fauna von Süßwasser-Elementen. SCHUDACK (in: LUGER und SCHUDACK, 2001) war erstmals in der Lage, anhand der in diesen Fossilvergesellschaftungen enthaltenen Charophyceen, eindeutig eine biostratigraphische Datierung auf das (basale) untere Apt vorzunehmen; die begleitende limnische Ostrakodenfauna lieferte nur bedingt verwertbare Hinweise (siehe Kapitel 6).

Während in den westlich von Xabaal Garure gelegenen Profilen lediglich der oberste Teil der Einheit 1 der Tisje Formation durch fossilfreie sandige Kalksteine oder Sandsteine aufgeschlossen ist, ist im Profil Xabaal

Garure der oberste Teil dieser Einheit gut erschlossen. Hierbei handelt es sich um kleinwüchsige Gastropoden- und Pelecypoden-führende, ansonsten aber mikrofossilfreie Dolomite, sandige Dolomite und Kalke, die sich nur schwer faziell zuordnen lassen. Vermutlich handelt es sich dabei um randlich marine, lagunäre Ablagerungen, da in diesen Ablagerungen die oben genannten Fossilien anzutreffen sind. Wiederholte Anzeichen von Trockenfallen des Ablagerungsraumes in Form von Hardgrounds widersprechen dieser Diagnose nicht. Insgesamt beträgt die Mächtigkeit der hier der Einheit 1 der Tisje-Formation zugewiesenen Sedimente maximal ca. 25 m (siehe Abb. 11).

4.2 Einheit 2 der Tisje-Formation

Die Basis der Einheit 2 der Tisje-Formation markieren von Westen (sandige) nach Osten hin (kalkige) bioturbate Sedimente. An der Basis enthalten diese Ablagerungen bis auf Pelecypoden-, Gastropoden und Echinodermenbruchstücke keinerlei definierbare Fossilien. Sie sind allerdings in der Regel bereits an der Basis stark bioturbat; die in ihnen auftretenden Echinodermenfragmente weisen ihnen einen marinen Charakter zu (im Gegensatz zur Einheit 1 der Tisje-Formation). Wenig oberhalb der hier festgelegten Basis der Einheit 2 (der Tisje-Fm.; max. 10 m) treten die ersten Mikrofossilien auf. Hierbei handelt es sich zunächst um *Chofatella descipiens* SCHLUMBERGER, wenig später zusätzlich um die Kalkalge *Pianella dinarica* (RADOVIC) und schließlich gemeinsam mit *Valserina transiens* CHERCHI und SCHROEDER, 1999 (u.a., siehe Kapitel 6). Letztere ist im obersten Abschnitt ihres Vorkommens partiell assoziiert mit und wird im Hangenden abgelöst durch *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH). An Makrofossilien treten – mit unterschiedlichen Gehalten – Echinodermenreste, Gastropoden, Pelecypoden, und - in Ausnahmefällen - reliktsch erhaltene Ammonoideen hinzu (siehe Profile Dhadhabo, Manna'a, Xabaal Garure).

Die Sedimente der unteren Einheit 2 der Tisje-Formation sind überwiegend durch mikritische Kalke in Wechsellagerung mit Kalkmergeln gekennzeichnet, seltener treten siliziklastisch beeinflusste Ablagerungen hinzu (Profil Dhadhabo). Besonders in der für diese Zeit relativ mächtigen Sedimentabfolge im Profil XabaalGarure (u. Apt: bis ca. 100 m) treten für die lagunäre Fazies nicht ungewöhnliche untergeordnete Auftauchhorizonte mit Bohrungen ins Liegende auf (mit terrestrischem Material verfüllt; Hardgrounds). Wiederum im Profil Xabaal Garure besonders deutlich vom Liegenden getrennt, bilden offen marine Ablagerungen mit Ammoniten und planktonischen Foraminiferen den höheren Teil der der Einheit 2 der Tisje-Formation. Hierbei handelt es sich um Mergel, Kalkmergel und Kalksteine vorwiegend grünlicher Farbe, die anhand der in ihnen auftretenden großwüchsigen Ammoniten auch bei nur mäßiger Aufschluslage im Gelände leicht zu identifizieren sind (*Cheloniceras* spp., *Tropaeum* spp u. a. Ammonoideen [neben Pelecypoden und seltenen Belemniten]). Anhand der enthaltenen planktonischen Foraminiferen sind diese Ablagerungen eindeutig dem unteren oberen Apt zuzuordnen (siehe Kapitel 6). Die im Profil Manna'a in dieser Abfolge auftretenden - vermutlich eingeschwemmten – Großforaminiferen (vmtl. *Palorbitolina*) ließen sich wegen des Fehlens geeigneter Schnittlagen (Embryonalapparate) nicht eindeutig bestimmen. Diese für die Sedimentationsgeschichte Nordsomalias (und wohl nicht nur hier, siehe Kapitel 9) einmalige maximale Überflutung (d.h. Wechsel von der Karbonatrampen-Fazies zur Schelffazies) müsste sich eigentlich über ganz Somalia verfolgen lassen. In der Tat ist sie auch in der Mustahil-Formation von Zentralsomalia beschrieben worden (BARBIERI et al., 1979: Ammoniten: *Cheloniceras* etc.). In Nordsomalia keilt diese Einschaltung relativ rasch nach Westen hin aus, bereits im Gebiet von Erigavo liegen keinerlei Befunde mehr für sie vor. Allerdings ist es möglich, dass diese Zeiteinheit hier die Transgressions-Basis der Kreide bildet.

LEGEND:**Fossil content (macroscopic):**

Am: Ammonites
 E: Echinoderms
 ff: Shell debris
 G: Gastropods
 LF: Larger Foraminifera
 P: Pelecypods
 P/Ru: Pelecypods, among them rudists
 Ru: Rudists
 } : Bioturbations

Lithology:

	sandy limestone
	marly and sandy limestone
	limestone
	interstratifications of marly limestones and limestones
	marly limestone
	marl
	interstratifications of marls and claystones
	claystone
	sandstone
	conglomeratic components
	lack of exposure

Sedimentary structures:

	horizontal stratification
	massive
	flaser bedding
	trough cross-stratification
	unconformity (length of line indicates the importance)

Abb. 10: Legende für die untersuchten Profile.

In dem am besten aufgeschlossenen Profil der Kreide, dem von Xabaal Garure im Osten des Ahl-Medo (Abb. 11), gehen die hemipelagischen Ablagerungen des unterer oberen Apts (ca. 30 m mächtig) kontinuierlich in eine ca. 50 m mächtige Abfolge von an der Basis mergeligen, im oberen Teil rein kalkigen Ablagerungen einer in situ erhaltenen Riff-Fazies über. Wegen der verbreiteten Hangstürze ist dieser Übergang nur in diesem Profil zu beobachten. Auch wenn die Beobachtungen durch die starke Verwitterung nur lokal Einblicke gewährt, so ist doch zu erkennen, dass es sich hier um einen zum Hangenden zunehmend gut aufgeschlossenen autochthonen Riff-Komplex mit Rudisten und anderen Pelecypoden, Gastropoden (u.a. *Nerinea* sp.), Echinodermenresten und wenigen Foraminiferen sowie im oberen Teil mit gut exponierten dendroiden hermatypischen Korallen handelt (siehe Abb. 16). Zum Hangenden wird dieser Riffkomplex durch eine scharfe lithologische Grenze abgeschnitten (siehe Abb. 17).

Dhadhabo section

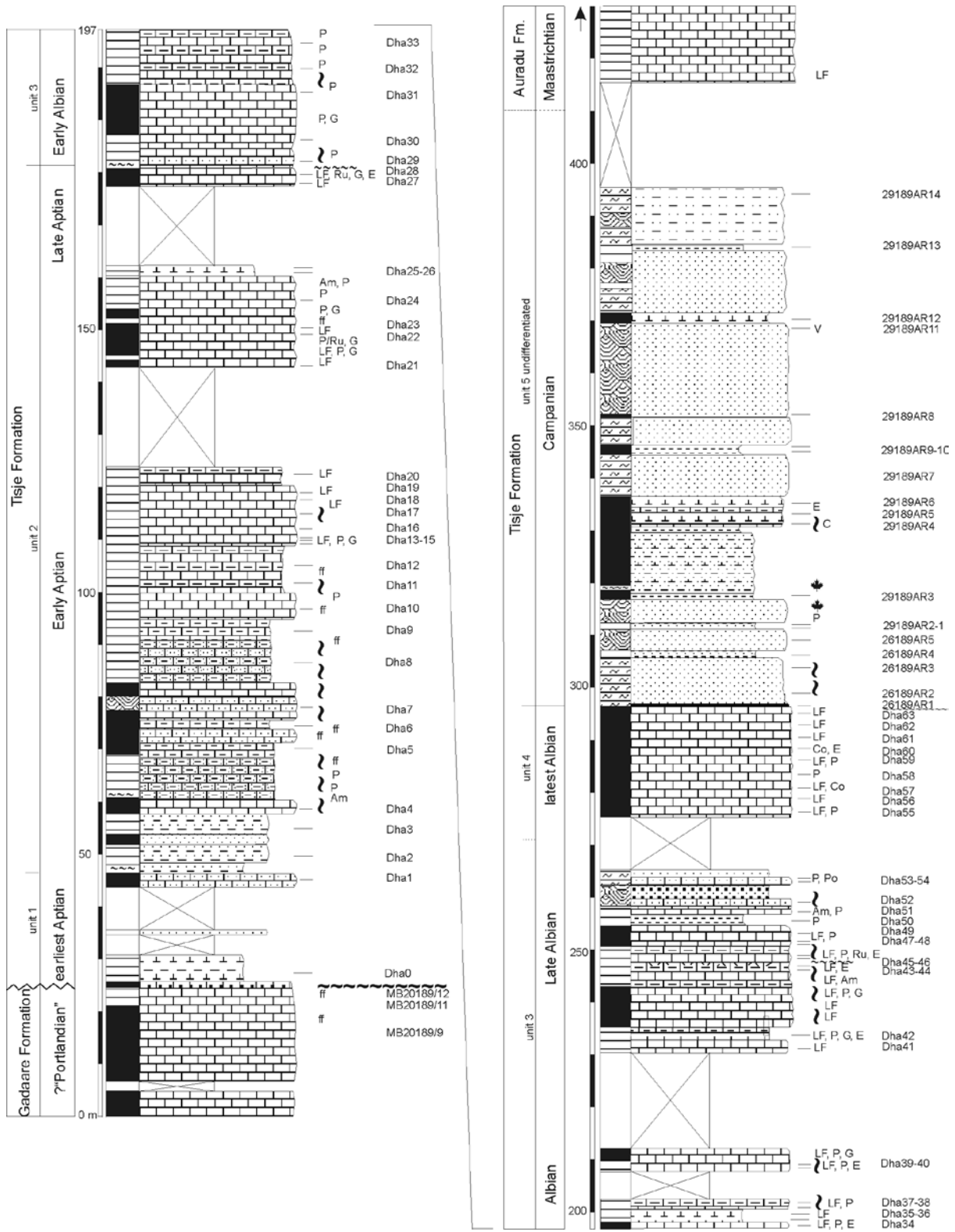


Abb. 13: Profil Dhadhabo (Lage siehe Abb. 2)

Las Koreh Section

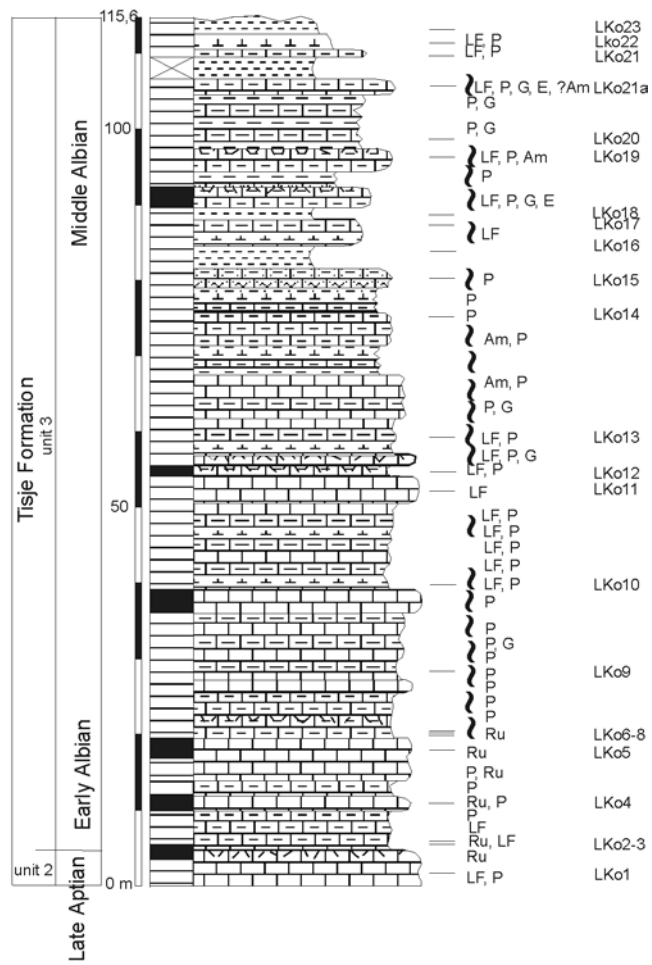


Abb. 14: Profil Las Koreh (Lage siehe Abb. 2)



Abb.15: Basalkonglomerat der Kreide im Profil Dhahabo (Basis Einheit 1 - Block in stratigraphischer Position, aber nicht in situ).



Abb. 16: Hermatypische dendroide Korallen in situ der Riff-Fazies im Profil Xabaal Garure (obere Einheit 2 der Tisje-Formation).

Wenn auch nicht im Profil Xabaal Garure, so wird dieser abrupte Wechsel jedoch in den korrelativen Einheiten der Profile Las Koreh, Manna'a, Dhadhabho und Togga Mareer durch die deutliche Ausbildung von Hardgrounds begleitet. Da dieser lithologische Einschnitt in sämtlichen diesen Bereich umfassenden untersuchten Profilen beobachtet wird, wird ihm hier eine übergeordnete Bedeutung zugewiesen. Allerdings ist der biostratigraphische Umfang dieses Hiatus nur schwer festzulegen, da sowohl im Liegenden als auch im Hangenden keine altersmäßig zwingend zuordenbaren Leitfossilien auftreten (bzw. wegen der schlechten Erhaltung unbestimmbar sind). Lediglich im Profil Xabaal Garure treten im obersten Teil der Riff-Fazies nach PONS (pers. Mitt.) noch oberaptische Vertreter der Gattung *Himeraelites* auf. Weiterhin kommen im Hangenden (hier: unterer Teil der Einheit 3 der Tisje-Formation) in einer ähnlichen Fazies mit Großforaminiferen keinerlei typische Vertreter des Apts mehr vor.

Im unteren Teil der Einheit 3 der Tisje-Formation bilden echte Orbitolinen, die ihre Hauptverbreitung im Alb haben, nur wenige Meter über der Basis den Hauptbestandteil der Foraminiferenfaunen (s.u. und Kapitel 6: Biostratigraphie). Es wird daher davon ausgegangen, dass hier ein überregionaler Hiatus zwischen dem obersten Apt und unterem Alb vorliegt.



Abb. 17: Abrupter lithologischer Wechsel oberhalb der Riff-Fazies der obersten Einheit 2 der Tisje-Formation (Kalke, oberes Apt, unten, hell) und den überlagernden Mergeln der unteren Einheit 3 der Tisje-Formation (unteres Alb, oben, dunkel) im Profil Xabaal Garure.

4.3 Einheit 3 der Tisje-Formation

Die Ablagerungen der Einheit 3 der Tisje-Formation beinhalten insgesamt sehr heterogene Sedimente, die in ihrer Gesamtheit dem Alb zugerechnet werden. Besonders im höheren Teil der Einheit 3 sind die Sedimente in den Profilen Dhadhabo, Manna'a und Xabaal Garure schlecht erschlossen. Im Gegensatz dazu ist die Grenze zur Einheit 4 der Tisje-Formation nur in diesen Profilen deutlich ausgebildet. Insgesamt handelt es sich bei den Ablagerungen der Einheit 3 wiederum um Ablagerungen einer Karbonat-Rampe, wobei hier allerdings der siliziklastische Eintrag teilweise deutlich höher als bei den Ablagerungen des Apts ist. Wie im Folgenden beschrieben, ist besonders das tiefere obere Alb durch eine regressive Periode gekennzeichnet, während das höchste Alb (untere Einheit 4 der Tisje-Formation) erneut durch flachmarine, insgesamt transgressive Ablagerungen geprägt wird. Bereits zuvor geschildert wurde, überlagern die basalen Ablagerungen der Einheit 3 der Tisje-Formation das Liegende entweder mit einem scharfen lithologischen Wechsel oder einem ausgeprägten Emersionshorizont (Hardground, siehe Abb. 17). Die Lithologie und der faunistische Inhalt der basalen Ablagerungen dieser Einheit sind dabei mäßigen Schwankungen unterworfen. In den Profilen Xabaal Garure, Manna'a und Dhadhabo sind dies zunächst ca. 15 m mächtige Wechsellagerungen von stark bioturbaten Kalken bis Mergeln, die eine reiche Fauna von Gastropoden und Pelecypoden führen. Großforaminiferen treten hier erst in den überlagernden Schichten auf. Lediglich in den Profilen Togga

Togga Mareer Section

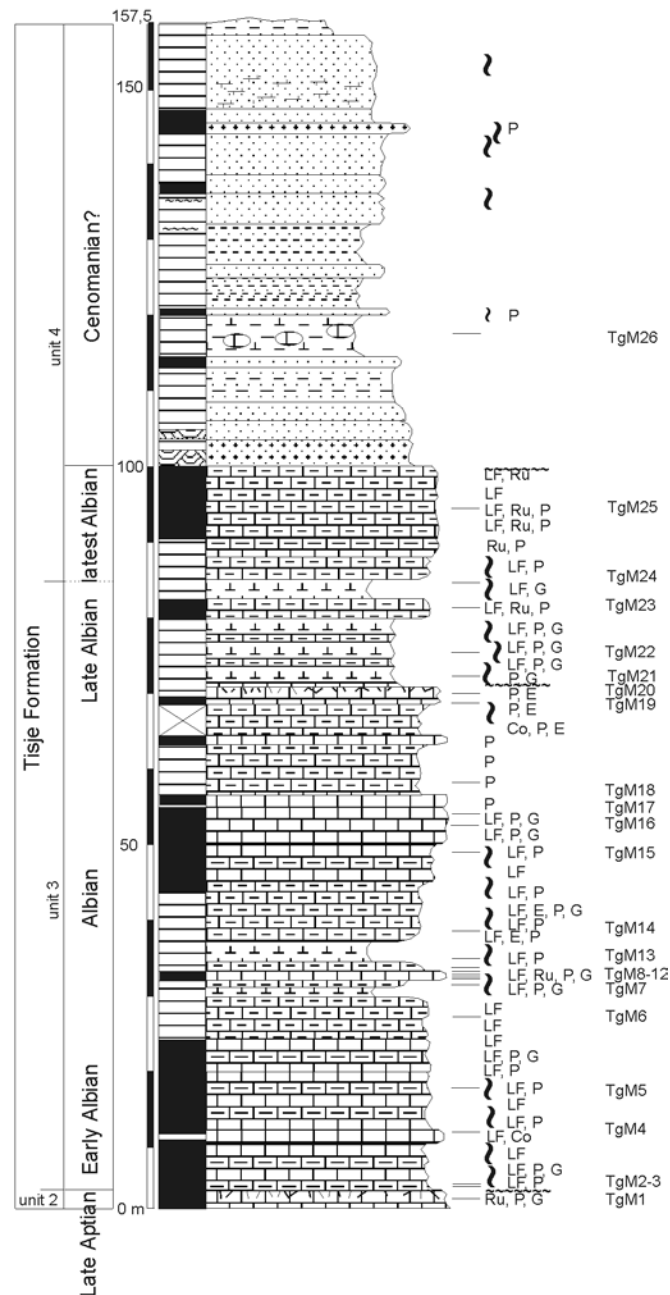


Abb. 18: Profil Togga Mareer (Lage siehe Abb. 2)

Mareer und Las Koreh beginnt die Einheit 3 bereits mit Großforaminiferen-führenden, gebankten, mikritischen Kalken, wobei sich jedoch die basalen Faunenelemente nicht näher bestimmen ließen. Die überlagernden Ablagerungen, wiederum gebankte, teilweise stark bioturbate und fossilreiche mikritische Kalke bis Mergel führen eine reiche Mikrofauna des flachen Schelfbereichs. Wenn auch an der Basis dieser Schichtenfolge noch keine für das Alb zwingend indikativen Leitfossilien auftreten, so lässt sich doch wegen der Abwesenheit der in der gleichen lagunären Fazies des Apts vorkommenden Leitfossilien folgern, dass diese, wie bereits auch die in sequentiellen Zusammenhang stehenden Schichten der basalen Einheit 3 der Tisje-Formation, bereits dem (nicht basalen) Alb zuzurechnen sind. Stellvertretend für die umfangreiche

Mikrofauna seien an dieser Stelle für die Großforaminiferen für den tiefsten Teil dieser Abfolge nur *Mesorbitolina texana* (ROEMER, 1849) und *M. ex interc. texana/subconca* genannt (siehe Kapitel 5, 6). Darüber folgen Kalke und Kalkmergel mit Mikrofaunen, die eindeutig dem (tieferen) Alb zugerechnet werden können (siehe insgesamt Kapitel 6). Diese Schichtenfolge erreicht im Profil Xabaal Garure mit ca. 65 m ihre größte beobachtete Mächtigkeit. Im höheren Teil der Einheit 3 der Tisje-Formation (und somit zum höheren Alb) treten gehäuft Auftauchhorizonte und - soweit erschlossen - zunehmend siliziklastische Ablagerungen auf. Bei den Letzteren handelt es sich vorwiegend um gebankte bis massige bioturbate Karbonat-führende Feinsand- und Siltsteine mit Einschaltungen von Exogyren-Lumachellen; selten sind im unteren Teil dieser Schichten auch Großforaminiferen (*Mesorbitolina ex interc. texana/subconca*) zu beobachten. Einen zunehmend kontinentalen Einfluss auf diese randlich marinen, vermutlich intertidalen bis flach subtidalen Ablagerungen zum Hangenden wird durch das Auftreten von gelegentlichen terrigenen Pflanzenresten im Profil Manna'a deutlich, wo der aufgeschlossene Teil dieser Schichtenfolge ca. 50 m erreicht. In den weiter westlich bzw. nordwestlich gelegenen Profilen Togga Mareer, Dhadhabo und Las Koreh ist dagegen nur ein geringer bis untergeordneter terrigener Eintrag zu beobachten. Gleichzeitig nimmt die Mächtigkeit dieses Teils der Schichtenfolge beachtlich ab – im Profil Togga Mareer beträgt die Gesamtmächtigkeit der Einheit 3 der Tisje-Formation lediglich ca. 90 m. Im Gegenzug steigt der Anteil der flachmarinen Ablagerungen mit Großforaminiferen hier wiederum an; die Diversität der Makrofossilien erhöht sich: neben den häufigen Pelecypoden und Gastropoden werden gelegentlich auch Echinodermen, Korallen und in einigen Horizonten auch Ammoniten (Engonoceraten: *Knemiceras* spp. und *Iranoknemiceras* sp.) beobachtet. Die obersten Sedimente der Einheit 3 der Tisje-Formation sind nur in 2 von den untersuchten Profilen erschlossen: Xabaal Garure und Togga Mareer. Das wohl vollständigste Bild dieser Schichtenfolge (ca. 15 m mächtig) bietet das Profil Togga Mareer, wo unterhalb der massigen Steilstufe der Einheit 4 der Tisje-Formation eine Abfolge von zumeist grünlichen Wechsellagerungen aus fossilreichen Kalkmergeln und Mergeln ausgebildet ist. Diese enthalten (wie im Profil Xabaal Garure) neben Gastropoden und Pelecypoden (darunter selten Rudisten) auch reiche Mikrofossilfaunen, wobei an dieser Stelle das Auftreten von *Orbitolina sefini* HENSON besonders hervorgehoben werden muss, die (neben anderen) das obere Alb charakterisiert (siehe Kapitel 6).

4.4 Einheit 4 der Tisje-Formation

Die Einheit 4 der Tisje-Formation konnte in den Profilen Biyo Kulule, Dhadhabo, Manna'a, Togga Mareer und Xabal Garure untersucht werden, wobei sie lediglich im Profil Xabaal Garure mit einer Mächtigkeit von insgesamt ca. 100 m vollständig erfasst werden konnte. In diesem Profil ist sie auch in stratigraphischer Beziehung (oberstes Alb – mittleres Cenoman) am umfangreichsten erhalten (mit Karbonatrampen-Sedimenten). Nach Westen hin verzahnt sich der cenomane Anteil dieser Einheit rasch mit vorwiegend siliziklastischen, nur an der Basis fossilführenden Sedimenten (Profile Togga Mareer und Manna'a). Im Profil Dhadhabo lässt sich der cenomane Anteil dieser Einheit biostratigraphisch nicht nachweisen. Die Sedimente der Einheit 4 der Tisje-Formation werden nach einem deutlichen Hiatus mit erosivem Kontakt von den siliziklastischen Ablagerungen der Einheit 5a der Tisje-Formation überlagert.

Lediglich in den Profilen Togga Mareer und Xabaal Garure ist die Basis der Einheit 4 der Tisje-Formation aufgeschlossen. In beiden Profilen ist sie durch einen konkordanten - wenn auch abrupten - Wechsel von

gebankten, stark mergeligen bis kalkigen Sedimenten zu dickbankigen bis massigen, teilweise extrem harten Kalken mit einer reichen Makro- und Mikrofossil-Fauna zu identifizieren. Im Gelände bildet dieses bis zu ca. 35 m mächtige Schichtpaket eine Steilstufe, deren Hangschutt das Liegende zumeist überdeckt (Profile Dhadhabo und Togga Mareer). Insgesamt beinhaltet diese Kalkabfolge Karbonatmikrofaziestypen die von (selteneren) Biospariten bis hin zu Biomikriten reichen. Ebenso unterschiedlich ist die Makrofossilführung mit Korallen, Rudisten u.a. Pelecypoden sowie selteneren Echinodermenresten. Demgegenüber ist bei den Mikrofossilien eine klare Differenzierung zu beobachten: Im unteren Teil dieser Einheit dominieren klar die echten Orbitolinen (oberstes Alb, *Mesorbitolina* spp., *Orbitolina* spp.); im Grenzbereich Alb/Cenoman sowie im basalen Cenoman treten großwüchsige Orbitolinen neben relativ kleinen Alveoliniden auf (dieser Teil ist im Profil Dhadhabo augenscheinlich erodiert und wird dort direkt von den klastischen Sedimenten der Einheit 5a der Tisje-Formation überlagert). Ein besonders im obersten Alb/unterem Cenoman hervorstechendes Merkmal ist das teilweise massenhafte Vorkommen von *Hensonina* spp. (siehe Kapitel 6).

Im Profil Biyo Kulule wird das geringmächtige, kalkig/mergelig ausgebildete Untercenoman erosiv von randlich marinen Sandsteinen der Einheit 5a der Tisje Formation überlagert. Nur im Profil Xabaal Garure wird das ebenso kalkig/mergelig ausgebildete Untercenoman (ca. 15 m mächtig) von Ablagerungen des mittleren Cenomans in mergelig-kalkiger Fazies überlagert (bis ca. 60 m). Hier wird der untere Teil dieses Profilabschnitts von Wechsellagerungen von gebankten, fossilreichen Mergeln bis Kalken eingenommen (ca. 25 m), während sich zum Hangenden zunehmend fossilärmere Kalkmergel und im oberen Teil (ca. 35 m) massige, teilweise rekristallisierte massige Kalke anschließen. Während im fossilreichen unteren Teil vor allem großwüchsige Praealveolinen dominieren, sind hier im obersten Teil nur kleinwüchsige, zur Gattung *Sellialveolina* gerechnete Foraminiferen zu beobachten, die auch noch für diesen Profilabschnitt auf ein Alter des mittleren Cenomans hinweisen (siehe Kapitel 6). In den weiter westlich gelegenen Profilen ist das vorwiegend durch siliziklastische Sedimente vertretene höhere Cenoman entweder nur über eine lithologische Korrelation anzunehmen (Profil Togga Mareer) oder nicht vorhanden (Profil Manna'a).

4.5 Einheit 5 der Tisje-Formation

Die Sedimente der Einheit 5 der Tisje-Formation (beobachtete Mächtigkeit bis max. 123 m) überlagern die der Einheit 4 mit einer scharfen Erosionsdiskordanz, wobei sie je nach Grad der Denudation des Liegenden die Ablagerungen des oberen Albs bis mittleren Cenomans überlagern. Am besten ist diese Einheit im Gebiet des östlichen Ahl Medo (Profil Xabaal Garure, Abb. 11) und westlichen Ahl Meskat (Profile Biyo Kulule, Abb. 19 und Tisje, Abb. 20) zu studieren, in denen sie sich klar in drei Untereinheiten (a-c) untergliedern lässt. Diese Untergliederung lässt sich nach W bis zum Profil Dhadhabo (Abb. 13) verfolgen, weiter westlich muss eine Untergliederung wegen des Auskeilens der flachmarinen, karbonatischen Einheit 5b unterbleiben. Insgesamt wird die Einheit 5 der Tisje-Formation als transgressive Sequenz gedeutet (mit Rekurrenzen), die dem Campan (bis ?unterem Maastricht) zugeordnet wird und zur konkordant überlagernden marinen Auradu-Formation des Maastrichts bis unterem Eozän überleitet.

Die Basis der Einheit 5a wird durch konglomeratische grob- bis feinkörnige Sandsteine gebildet, die gelegentlich Bioturbationen von *Diplocraterion* sp. und/oder Pflanzenreste aufweisen. Diese häufig Karbonatführenden Sandsteine liegen in Form von „coarsening-upwards“ und „fining-upwards sequences“ vor, die entweder massiv ausgebildet oder horizontal geschichtet sind; oder klein- bis grossmaßstäbliche Schräg-

Biyo Kulule Section

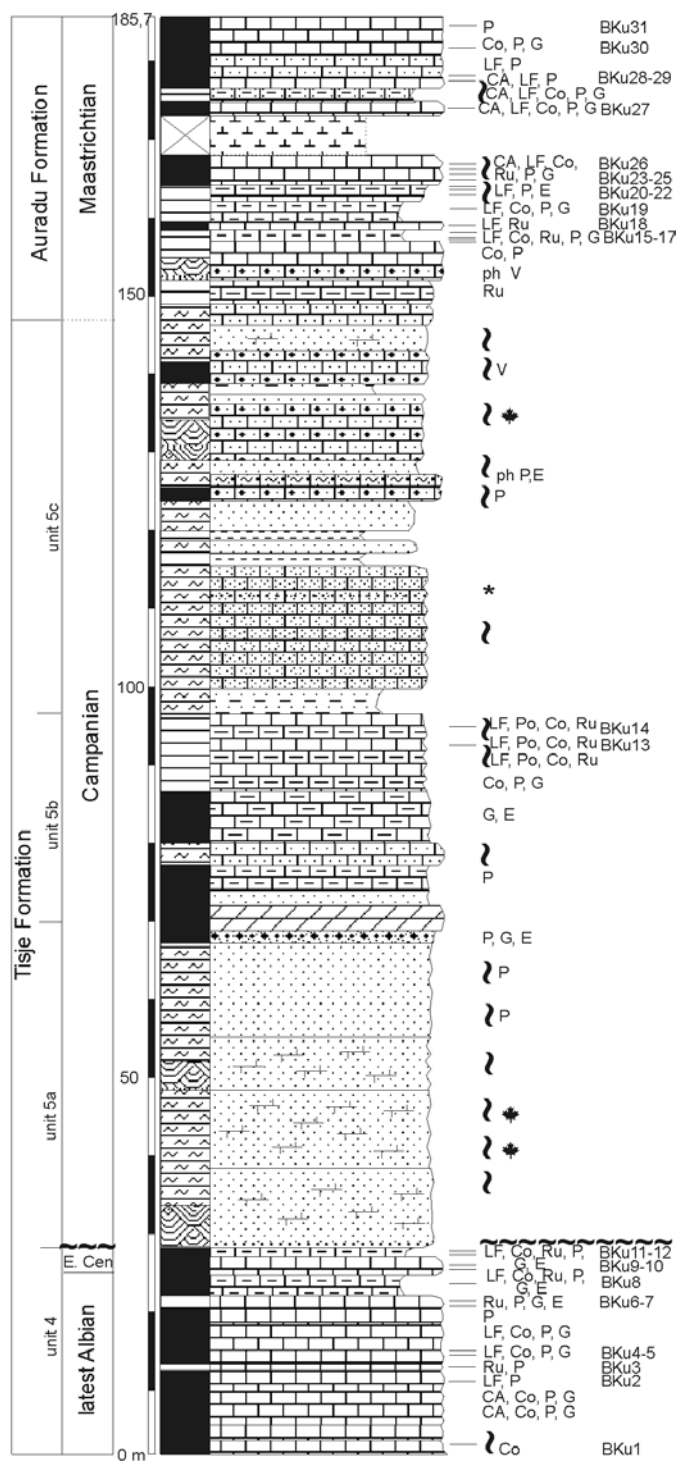


Abb. 19: Profil Biyo Kulule (Lage siehe Abb. 2)

schichtung zeigen. Gelegentlich sind im basalen Teil dieser Schichtenfolge auch Anzeichen von pedogenetischen Prozessen zu beobachten. Während die basalen Sedimente der Einheit (bis 15 m im Profil Xabaal Garure) einem verzweigten Flusssystem zugewiesen werden, werden die überlagernden teilweise konglomeratischen, karbonatisch/siliziklastischen Ablagerungen (bis ca. 70 m) den verschiedensten sub-Milieus flacher deltaischer Komplexe zugeordnet (HENDRIKS in: LUGER et. al, 1990).

Tisje Section

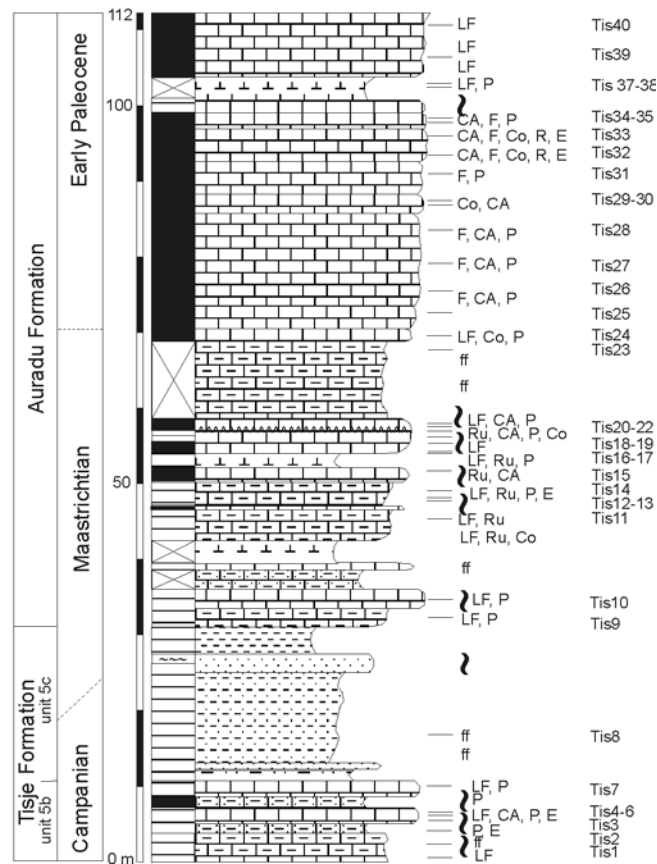


Abb. 20: Profil Tisje (Lage siehe Abb. 2)



Abb. 21: Rudistenbioherm mit *Vaccinites macgillavryi* PALMER und *Praeradiolites cf. aristides* MUNIER-CHALMAS im Profil Xabaal Garure (Einheit 5b der Tisje-Formation).

Diese gehen zum Hangenden in die flachmarinen, lagunären Sedimente der Einheit 5b der Tisje-Formation über. Hierbei handelt es sich um fossilreiche gebankte Kalke und Kalkmergel mit prägnanten, ausgedehnten Biohermen von Rudisten (*Vaccinites macgillavryi* PALMER und *Praeradiolites cf. aristides* MUNIER-CHALMAS [PONS et al. 1992.; siehe Abb. 21]) und anderen Pelecypoden sowie Korallen-Biolithiten (PONS et al.,



Abb. 22: Ausschnitt des Profils Biyo Kulule. a: Grenze der obersten Einheit 4 zur Einheit 5a der Tisje-Formation. b: Grenze der Einheit 5a zur Einheit 5b der Tisje Formation. c: Grenze der Einheit 5b zur Einheit 5c der Tisje Formation (Top nicht im Photo enthalten). Im Hintergrund links im oberen Teil stark verwitterte Kalke der Auradu-Formation (hell). Sicht von SSE.

op. cit) und Biodetritus-Kalken und Mergeln mit reichen Ostrakoden- und Foraminiferenfaunen (u.a. mit *Orbitoides tissoti* SCHLUMBERGER sensu NEUMANN; 1987, *Hellenocyclina? dordoniensis* (HOFKER Sr., 1959) s.s. [pro: *Planorbulina cretae* (MARSSON) in PONS et al., 1992] u.a., siehe Kapitel 6) sowie diversen Kalkalgen und Korallen (siehe PONS et al., op. cit.).

Den Abschluss der Tisje-Formation im untersuchten Gebiet bilden die regressiv/transgressiven Sedimente der Einheit 5c. Diese werden entweder durch nur schwach fossilführende feinkörnige Siliziklastika (Profile Dhadhabo, Xabaal Garure und Tisje) oder durch fossilführende, lagenweise grobkonglomeratische Wechsellagerungen von Sandsteinen und Kalken gebildet (Profil Biyo Kulule) (bis max. ca. 50 m mächtig). Diese küstennahen Ablagerungen gehen zum Hangenden kontinuierlich in die fossilreichen Ablagerungen des Maastrichts der Auradu-Formation über.

4.6 Auradu-Formation

Die fossilreichen Kalke und Mergel der Auradu-Formation sind in ganz Zentral- und Nordsomalia in einer Karbonatrampen-Fazies weit verbreitet. Ihre Transgressionsbasis ist dabei in den einzelnen Arealen ihrer Verbreitung diachron: In Nordostsomalien beginnt die Auradu-Formation mit fossilreichen Wechsellagerungen des Maastrichts, die sich kontinuierlich aus der Einheit 5c der Tisje-Formation entwickeln. In Südwestsomalien ist die Transgressionsbasis der Auradu-Formation bereits dem Paleozän zuzurechnen (AZZAROLI, 1979 in: MERLA et al., S. 45; siehe dort auch für Gesamtmächtigkeit und weitere Entwicklung). In den Profilen Galgalo, Biyo Kulule und Tisje wird die Basis der Auradu-Formation von fossilreichen, gebankten, biotur-

baten Kalken und Kalkmergeln gebildet. Darin treten besonders häufig Rudisten und andere Pelecypoden sowie reichhaltige Mikrofaunen und –flore von (Groß-) Foraminiferen, Ostrakoden und Kalkalgen auf. Erst in den ebenso fossilreichen überlagernden Wechsellagerungen von Kalken bis Mergeln des Maastricht-Anteils der Auradu-Formation (bis max. ca. 40 m im Profil Tisje) werden wiederholt intraformationale Konglomerate beobachtet, die hier als Sturmlagen gewertet werden (mit umgelagerten Rudisten etc.). Als Ausnahme sind im Profil Biyo Kulule kurz oberhalb der basalen kalkigen Ablagerungen auch Phosphat-führende konglomeratische Kalke und im höheren Teil auch sandige Kalksteine entwickelt. In diesem Profil ist nach PONS et al. (1992) als Ausnahme auch eine *Procladocora* – Biolithit-Fazies zu beobachten, deren biogene Komponenten auf periodisch hypersaline, lagunäre Ablagerungsbedingungen hinweisen (op. cit, S. 222).

Die reichhaltigen und diversen Rudistenfaunen aus den flachmarin-lagunären Ablagerungen im oberen Teil des Maastrichts wurden von PONS et al. (op. cit.) ausführlich beschrieben. Daneben treten untergeordnet andere Pelecypoden (u.a. „*Lopha*“ *dichotoma* (BAYLE)) sowie Gastropoden und Korallen auf. Die reichhaltigen Mikrofaunen von Kalkalgen dieser Schichten wurden von PONS et al. (1992) sowie LUGER und KUSS (1993) beschrieben. Die extrem reichen Mikrofaunen von Foraminiferen und Ostrakoden werden im entsprechenden mikropaläontologischen Kapitel 5 dieser Arbeit abgehandelt. Zur zeitlichen Zuordnung der Ablagerungen seien an dieser Stelle nur das Auftreten von *Loftusia* spp., *Omphalocyclus macroporus* (LAMARCK) sowie *Pseudomphalocyclus blumenthali* MERIÇ und *Antalya korayi* FARINACCI und KÖYLÜOĞLU als Indikatoren für das Maastricht-Alter genannt (für Gesamtfaua siehe Kapitel 6).

Nur in einem der untersuchten Profile ist die Kreide/Tertiärgrenze der Beobachtung zugänglich (Profil Tisje, siehe Abb. 20). Hier folgt über den ca. 40 m mächtigen Ablagerungen des eindeutigen Maastrichts eine etwa 28 m mächtige Abfolge von massigen, extrem harten, mikritischen, Kalksteinen innerhalb der - ohne lithologischen Wechsel oder Anzeichen einer Sedimentationsunterbrechung - bereits in den unteren 3 m ein

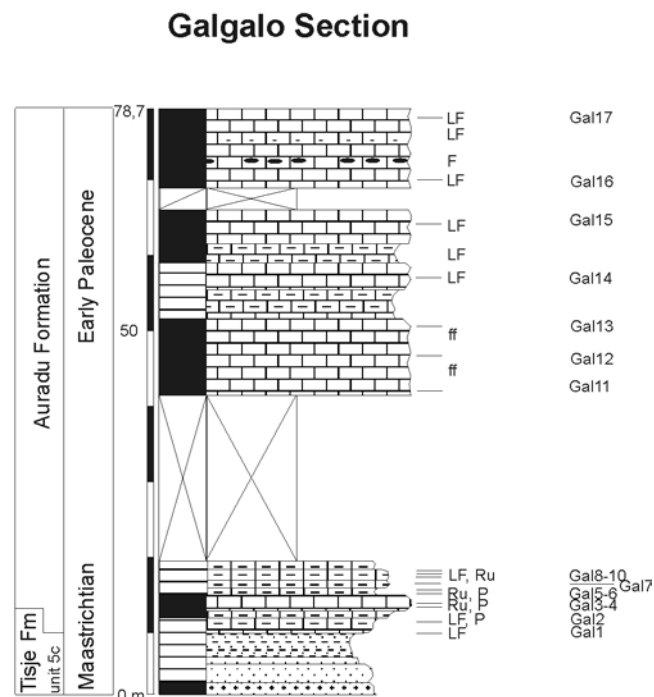


Abb. 23: Profil Galgalo (Lage siehe Abb. 2)

dramatischer Wechsel in der Zusammensetzung der Mikrofauna und – flora zu beobachten ist. Während im

basalen Teil noch die ungestörte und reiche Fauna des Maastrichts auftritt (Probe Tis24, Abb. 20), erlischt diese mit einem scharfen Schnitt noch im tiefen Teil (unterhalb Probe Tis25, Abb. 20). Darüber tritt in den gesamten hangenden ca. 25 m mächtigen Kalken nur noch eine stark verarmte Mikrofauna von nicht näher zu identifizierenden benthonischen Foraminiferen - vergesellschaftet mit Kalkalgen - auf (an Makrofossilien sind lediglich kleine Pelecypoden zu beobachten, bis Probe Tis28, Abb. 20). Bei den Kalkalgen bestimmte KUSS (in: LUGER und KUSS, 1990) *Cymopolia cf. tibetica* MORELLET (im unteren Teil der Abfolge) vor allem häufige *Halimeda* sp., *Dissocladella savitriae* PIA und ?*Salopekiella* sp.. Ab Probe Tis29 beginnt sich die Makrofauna wieder zu diversifizieren, es treten zusätzlich Korallen, später auch Echinodermen hinzu. Im obersten Teil sind diese Ablagerungen schwach bioturbat. Diese Sedimente werden wiederum von ca. 2,5 m mächtigen dunklen Mergeln überlagert, die eine reiche Mikrofauna des tieferen unteren Paleozäns enthalten (Foraminiferen: *Lockhartia diversa* SMOUT, *Rotalia cf. dukhani* SMOUT, *Quadriforminella* sp. (pro: „globigerinids“ in LUGER und Kuss, 1993) u.a.; Ostrakoden: *Hornibrorella soliporosa* (AL-FURAIH), „*Occultocythereis*“ *arabica* AL-FURAIH, unter vielen anderen für das untere [nicht basale] Paleozän der Region typischen Formen (siehe Kapitel 6).

Die soeben geschilderten Beobachtungen lassen darauf schließen, dass im Profil Tisje eine für den Flachwasserbereich außergewöhnliche Entwicklung der Kreide/Tertiär-Grenze vorliegt. Der abrupte Wechsel von einer offenmarinen, flach marinen Fauna des Maastrichts zu einer stark verarmten, wohl aber voll marinen lagunären Fauna im unteren Teil der beschriebenen mikritischen Kalksteine ist vermutlich mit dem weltweit beobachteten katastrophalen Aussterbeereignis der Kreidefaunen am Ende des Maastrichts zu korrelieren. Ebenso ist bekannt, dass sich die Großforaminiferen des Tertiärs erst im Laufe des unteren Paleozäns zu entwickeln beginnen (z.B. *Lockhartia*). Der Autor geht daher davon aus, dass die fossilarmen Kalke oberhalb der letzten Maastricht-Schichten bereits dem unteren Paleozän angehören. Eine ähnliche Entwicklung und Ausdeutung der K/T-Grenze wird von CHERCHI et al. (1993) aus dem Profil Candala östlich von Biyo Kulule geschildert.

Die mergelige Einschaltung im unteren Paleozän wird von teilweise mergeligen, gebankten, überwiegend aber massigen, zum Hangenden zunehmend fossilführenden Kalken mit Großforaminiferen (*Lockhartia* spp. u.a.) gebildet. Da dieser Teil der Schichtenfolge nicht Bestandteil dieser Arbeit ist, wurden vom Autor nur in den Profilen Tisje und Galgalo die unteren Teile dieser Schichten (bis maximal 40 m) beprobt. Insgesamt reflektieren diese Ablagerungen eine Fortsetzung der Karbonatrampen-Sedimentation. Anzumerken wäre, dass mit Ausnahme der Profile Togga Mareer und Las Koreh, eine Profilaufnahme bis in die höchsten Teile der Auradu-Formation möglich erscheint. Ein Überblick über die sich im Hangenden anschließende Schichtenfolge wurde bereits am Ende des Kapitels 2.2 dieser Arbeit gegeben.

In dem anschließenden Kapitel 5. Mikropaläontologie wird erstmalig der Versuch unternommen, eine monographische Beschreibung der kretazischen bis altpaleozänen Foraminiferen und Ostrakoden aus Nord-somalia zu geben. Diese ausführliche Faunenanalyse bildet die Grundlage aller nachfolgenden schlussfolgernden Diskussionen und steht deshalb im Zentralteil der vorliegenden Arbeit.

5 Mikropaläontologie

5.1 Ordnung Foraminiferida EICHWALD, 1830

Allgemeine Anmerkungen: Die hier im Folgenden aufgeführten Foraminiferen aus Nordsomalia können nur die wichtigsten oder besonders spektakuläre Formen der Ordnung erfassen. Das vorliegende Material umfasst sowohl isolierte Exemplare als auch (in der Mehrzahl) Formen in Gesteinsdünnschliffen. Insbesondere in den Gesteinsdünnschliffen treten aber eine Vielzahl von kleinen Foraminiferen auf, die sich (auch wenn sie sehr häufig auftreten) keiner Familie oder Gattung eindeutig zuordnen lassen. Aus diesem Grund wird hier – im Gegensatz zu den Ostrakoden – von einer Vorstellung dieser Formen Abstand genommen, da es dem Autor als ausgesprochen unwahrscheinlich erscheint, dass diese auch in der zukünftigen Bearbeitung der Foraminiferenfaunen der Region taxonomisch erfasst werden können. Ebenso wird im Gegensatz zu der Beschreibung der Ostrakoden weitgehend auf eine Bezifferung der vorliegenden Exemplare verzichtet, weil sich diese nach der Menge des Restmaterials der jeweiligen Probe beliebig erweitern ließe.

Die in der Beschreibung der Arten angewendete Nomenklatur ebenso wie die übergeordnete Taxonomie richtet sich weitgehend nach LOEBLICH und TAPPAN (1988), von dieser abweichende nomenklatorische Begriffe werden im Einzelfall erläutert. Beschreibungen, Anmerkungen und Diskussionen werden nur soweit notwendig gegeben.

Jedes photographisch dokumentierte Exemplar erhält (auch wenn nicht auf den Phototafeln abgebildet) eine Sammlungsnummer, die sich im Einzelnen wie folgt zusammensetzt: O. Nr. (Objektnummer) TUB (Technische Universität Berlin) SFU (Somalia, Foraminiferen, tiefere Kreide [Apt-Cenoman]) oder SFO (Somalia, Foraminiferen, Campan bis Altpaleozän). Bei den isolierten Exemplaren folgt hierauf lediglich eine Zahl, die die Nummerierung auf dem REM-Träger entspricht (z.B. SFU 55); bei den Exemplaren aus den Dünnschliffen wird zusätzlich die Probennummer, die Nummer der Dünnschliffs sowie die Nummer des Exemplars in diesem Dünnschliff angegeben (z.B.: SFO Tis13 [Probennummer]/3 [Schliffnummer]/2 [Exemplarnummer]).

Unterordnung Textulariina DELAGE und HEROUARD, 1896

Überfamilie Ammodiscacea REUSS, 1822

Familie Ammodiscidae REUSS, 1862

Unterfamilie Ammodiscinae REUSS; 1864

Gattung *Ammodiscus* REUSS 1862

Typusart: *Ammodiscus infirmus* BORNEMANN, 1874

Ammodiscus cretaceus (REUSS, 1845)

Taf. 1, Fig. 1

1845 – *Operculina cretacea* REUSS – REUSS, S. 35, Taf.13, Fig. 64, 65.

1981 - *Ammodiscus cretaceus* (REUSS, 1845) – TRONCHETTI, S. 24, Taf. 1, Fig. 1 (siehe hier für weitere Synonymien und Beschreibung).

1985 - *Ammodiscus cretaceus* (REUSS) – LUGER, S. 72, Taf. 1, Fig. 1 (siehe auch hier für weitere Synonymien).

1990 - *Ammodiscus cretaceus* (REUSS, 1845) – WEIDICH, S. 82, Taf. 1, Fig. 15 (siehe auch hier für weitere Synonymien und allgemeine Anmerkungen).

1995 - *Ammodiscus cretaceus* (REUSS, 1845) – HOULBORN und KAMINSKI, S. 442, Taf. 3, Fig. 2, 3.

2008 - *Ammodiscus cretaceus* (REUSS, 1845) – MOULLADE et al., Taf. 1, Fig. 1, 2.

Bemerkungen: Die Art ist stratigraphisch und paläobiogeographisch so weit verbreitet, dass die obige Synonymieliste keinerlei Anspruch auf Vollständigkeit erheben kann.

Vorkommen: Nach WEIDICH (1990) kommt die Art weltweit von der Unterkreide bis zum Alttertiär vor. In Nordsomalia wird sie ausschließlich sehr selten im unteren oberen Apt der Tisje-Formation (Einheit 2) in der Fazies mit planktonischen Foraminiferen beobachtet.

Überfamilie Lituolacea DE BLAINVILLE, 1827
 Familie Mayncinidae LOEBLICH und TAPPAN, 1985

Gattung *Daxia* CUVILLIER und SZAKALL 1949
 Typusart: *Daxia cenomana* CUVILLIER und SZAKALL, 1949

Daxia cf. *cenomana* CUVILLIER und SZAKALL, 1949
 Taf. 2, Fig. 1

cf. 1949 - *Daxia cenomana* n. sp. - CUVILLIER und SZAKALL, S.8, Taf. 2, Fig. 4-6.

cf. 1985 – *Daxia cenomana* CUVILLIER & SZAKALL, 1949 – ARNAUD-VANNEAU und PRESTAT, S. 15,
 Taf. 1, Fig. 1-8 (in: SCHRÖDER und NEUMANN).

Bemerkungen und Vorkommen: Die hier als *Daxia* cf. *cenomana* aus dem obersten Alb der Tisje-Formation (Einheit 4, Probe Man 53) geführte Form ist in den vorliegenden Dünnschliffen nur sehr selten eindeutig zu identifizieren. Das Gehäuse der Art ist sehr feinkörnig agglutiniert. Der Proloculus des gemessenen Exemplars weist eine Größe von 0,14 mm bei einem Gesamtdurchmesser von 1,16 mm auf. Die Dimensionen weichen dadurch klar von den von ARNAUD-VANNEAU und PRESTAT (1985) angegebenen ab. Ansonsten aber entspricht die vorliegende Form sehr gut den Kriterien der Art.

Familie Haplophragmididae MAYNC, 1952

Gattung *Haplophragmoides* CUSHMAN 1910
 Typusart: *Haplophragmium crassimargo* NORMAN, 1892

Haplophragmoides? sp.
 Taf. 1, Fig. 2-4

Beschreibung: Gehäuse klein, sehr evolut, biumbilikat. Kammern durchweg sehr stark komprimiert, flach, Peripherie leicht zugespitzt. Kammern sehr rasch an Höhe zunehmend, so dass in großen Individuen der Eindruck einer Tendenz zur Entrollung entsteht. Umriss des normal aufgerollten Gehäuseteils gerundet bis mäßig lobat. Gehäusedurchmesser des aufgerollten Teils zwischen 0,4- 0,5 mm, in den letzten, sehr rasch an Höhe gewinnenden Kammern bis 0,53 mm. Soweit erkennbar, 12-13 Kammern in der letzten Windung des normal aufgewundenen Kammerteils, 3 oder 4 Kammern im rasch an Höhe gewinnenden Endteil. Kammersuturen zunächst schwach konvex gekrümmt bis grade im Endteil. Gehäuse fein agglutiniert.

Diskussion: Die generische Zuordnung dieser stark komprimierten Art zur Gattung *Haplophragmoides* ist problematisch. Wenn in den vorliegenden Exemplaren ein klar entwickeltes entrolltes Endstadium vorhanden wäre, so ließe sich die vorliegende Art ebenso gut der Gattung *Ammomarginulina* WIESNER 1931 o.a. zuweisen, da sie durch ihr stark komprimiertes Gehäuse für die Gattung *Haplophragmoides* eher untypisch ist.

Vorkommen: Die Art tritt im unteren oberen Apt der Einheit 2 der Tisje-Formation von Nordsomalia im Profil Xabaal Garure (Probe XGa33, 40, 41) in der Fazies mit planktonischen Foraminiferen auf.

Familie Lituolidae DE BLAINVILLE, 1827
 Unterfamilie Ammomarginulininae PODOBINA, 1978

Gattung *Ammobaculites* CUSHMAN 1910
 Typusart: *Spirolina agglutinans* D'ORBIGNY, 1846
Ammobaculites subcretaceus CUSHMAN und ALEXANDER, 1930
 Taf. 1, Fig. 5

- 1930 - *Ammobaculites subcretacea* CUSHMAN and ALEXANDER n.sp. - CUSHMAN und ALEXANDER, S. 6, Taf. 2, Fig. 9, 10.
 1963 - *Ammobaculites subcretaceus* CUSHMAN & ALEXANDER, 1930 – CRESPIAN, S. 43, Taf. 10, Fig. 13, 14 (siehe hier für weitere Synonymien).
 1980 - *Ammobaculites subcretaceus* CUSHMAN et ALEXANDER 1930 – ARNAUD-VANNEAU, S. 319, Taf. 4, Fig. 3-5, Taf. 11, Fig. 5 (siehe auch hier für weitere Synonymien).
 1990 - *Ammobaculites subcretaceus* CUSHMAN & ALEXANDER, 1930 – WEIDICH, S. 92, Taf. 2, Fig. 13-13 (siehe auch hier für weitere Synonymien).
 2008 – *Ammobaculites* gr. *reophacoides/parvispira-subcretaceus* – MOULLADE et al., S., 13, Taf. 1, Fig. 4.

Bemerkungen und Vorkommen: Die wenigen kleinen vorliegenden, zumeist verdrückten grob agglutinierten Exemplare mit bikonkav planispiral aufgerolltem Anfangsteil und relativ kurzem (3-4 Kammern) entrollten uniserialen Endteil lassen sich gut mit *Ammobaculites subcretaceus* CUSHMAN und ALEXANDER vergleichen. Sie entstammen dem unteren oberen Apt der Tisje-Formation (Einheit 2, Schichtenfolge mit planktonischen Foraminiferen) in den Profilen Dhadhabo (Probe Dha 26) und Xabaal Garure (Proben XGa 36, 37, 40, 41) von Nordsomalia. *Ammobaculites subcretaceus* CUSHMAN & ALEXANDER ist weltweit aus der Unterkreide und unteren Oberkreide bekannt.

Ammobaculites sp.1
 Taf. 2, Fig. 2

Beschreibung und Vorkommen: Es liegt nur ein Exemplar dieser lang gestreckten - besonders auffälligen - Art aus dem unteren Paleozän der unteren Auradu-Formation des Profils Galgalo (Probe Gal11) im Dünnschliff vor. Bei diesem handelt es sich vermutlich um ein mikrosphärisches Exemplar, mit einem sehr kleinen spiralg (1 Windung) aufgerollten Anfangsteil und einem dünnen, langgestreckten uniserialen Endteil, in dem die Kammerwände im späteren Stadium konkav nach innen geschwungen sind. Die Gesamtlänge des Exemplars beträgt 1,36 mm. Die Art ist in ihrem Wachstumsmodus sehr ähnlich zu den mikrosphärischen Formen von *Ammobaculites* sp.2, bei der jedoch die Kammerwände auch im späten entrollten Stadium entweder grade oder leicht konvex nach außen gekrümmt verlaufen.

Ammobaculites sp.2
 Taf. 2, Fig. 3-5

Beschreibung: Diese große Art konnte lediglich in Dünnschliffen beobachtet werden. Hierbei liegen offenbar sowohl mikrosphärische als auch makrosphärische Exemplare vor. Bei den als makrosphärischen Formen interpretierten Exemplaren umfasst der Anfangsteil 2-3 relativ große Windungen und geht im Anschluss in einen relativ kurzen uniserialen Endteil über, dessen Kammerwände leicht konvex nach außen gekrümmt sind. Die maximale Länge dieser Exemplare beträgt 1,9 mm. Bei den als mikrosphärischen Formen interpretierten Exemplaren ist der Initialteil extrem klein und umfasst vermutlich nur eine Windung um dann sofort in

das sehr lange und dünne entrollte Endstadium überzugehen. Hier verlaufen die Kammerwände entweder grade oder leicht konvex nach außen gekrümmt. Die maximale Länge dieser Exemplare beträgt 3,44 mm.

Vorkommen: Einheit 5b der Tisje-Formation im Profil Tisje (Proben Tis 4, 6), Campan.

Ammobaculites? sp. 3
Taf. 1, Fig. 6

Beschreibung: Gehäuse mittelgroß. Vermutlich planispiral aufgebauter Initialteil extrem klein (nur undeutlich auszumachen), etwas seitlich/unter dem langen entrollten Endteil gelegen. Kammern im entrollten uniseriellen Stadium rundlich oval, kaum an Breite zunehmend. Kammersuturen nicht oder nur sehr undeutlich eingesenkt. Mündung rundlich und etwas erhaben in der Mitte des distalen Teils der letzten Kammer.

Bemerkungen: *Ammobaculites?* sp. 3 ähnelt im generellen Aufbau *Ammobaculites parvispira* TEN DAM in WEIDICH (1990); jedoch sind bei letzterer Form die Kammersuturen im entrollten Stadium deutlich eingesenkt, wodurch die Kammern deutlich voneinander abgesetzt sind. Dahingegen sind bei *Ammobaculites?* sp. 3 die Kammern auch bei Betrachtung im Aufsicht nur undeutlich voneinander abgesetzt bzw. die Kammersuturen sind bestenfalls ansatzweise eingesenkt.

Vorkommen: *Ammobaculites?* sp. 3 tritt im unteren oberen Apt der Tisje-Formation (Einheit 2, Schichtenfolge mit planktonischen Foraminiferen) in den Profilen Dhadhabo (Probe Dha 26) und Xabaal Garure (Probe XGa 41) von Nordsomalia auf.

Gattung *Sculptobaculites* LOEBLICH und TAPPAN 1984
Typusart: *Ammobaculites goodlandensis* CUSHMAN und ALEXANDER, 1930

Sculptobaculites cf. *goodlandensis* CUSHMAN und ALEXANDER, 1930
Taf. 1, Fig. 7-9

? 1930 - *Ammobaculites goodlandensis* n. sp. CUSHMAN und ALEXANDER, S. 8 (fide: LOEBLICH und TAPPAN, 1988).

cf. 1988 - *Sculptobaculites goodlandensis* (CUSHMAN und ALEXANDER) – LOEBLICH und TAPPAN, Taf. 60, Fig. 12-16.

Bemerkungen: Diese große Art (Dmax. des planispiralig aufgerollten Initialteil bis 1,05 mm) entspricht mit ihrem nur locker aufgerolltem bis advolutem Initialteil, dem tiefen Umbilikus den besonders im juvenilen Stadium sehr eckigen Kammern aus grob agglutiniertem Material sowie dem nur sehr kurzen entrollten (uniseriellen) Stadium recht gut den von LOEBLICH und TAPPAN (1988, Taf. 60, Fig. 12-16) als *Sculptobaculites goodlandensis* (CUSHMAN und ALEXANDER) abgebildeten größeren Exemplaren und wird deshalb unter Vorbehalt dieser Art zugeordnet.

Vorkommen: Nach LOEBLICH und TAPPAN (1988, Bd. 2, S. 18) wurde *Sculptobaculites goodlandensis* (CUSHMAN und ALEXANDER) aus dem Alb von Texas beschrieben. Die vorliegenden Exemplare entstammen dem unteren oberen Apt der Tisje-Formation (Einheit 2, Schichtenfolge mit planktonischen Foraminiferen) in den Profilen Dhadhabo (Probe Dha25, 26) und Xabaal Garure (Proben XGa 36, 37, 40, 41 sowie dem Alb (Probe XGa 66; Einheit 3 der Tisje-Formation) von Nordsomalia.

Gattung *Flabellamina* CUSHMAN 1928
 Typusart: *Flabellamina alexanderi* CUSHMAN, 1928

Flabellamina alexanderi CUSHMAN, 1928
 Taf. 2, Fig. 7

1928 - *Flabellamina alexanderi* n.sp. – CUSHMAN, S.1, Taf. 1, Fig. 3, 4.
 ?non 1969 - *Flabellamina alexanderi* CUSHMAN – KALANTARI, S. 130, Taf. 16, Fig. 1
 1988 - *Flabellamina alexanderi* CUSHMAN – LOEBLICH und TAPPAN, Taf. 62, Fig. 10-13.

Bemerkungen: Die vorliegenden Exemplare der Art entsprechen den von LOEBLICH und TAPPAN (1988) wiedergegebenen Darstellungen von *Flabellamina alexanderi* CUSHMAN, 1928. Diese große Art weist ein erhebliches Variationsspektrum im Verhältnis von Höhe zu Breite auf. Im vorliegenden, nur mäßig erhaltenen Material weisen die vermessenen Exemplare eine Höhe von 1,19 mm bei einer Breite von 0,74mm bis zu einer Höhe von 1,03 mm bei einer Breite von 0,49 mm auf.

Vorkommen: Die Art wurde erstmals aus der Goodland Formation von Texas beschrieben (Alb, CUSHMAN, 1928). Im vorliegenden Material tritt sie ebenfalls ausschließlich im Alb der Tisje-Formation (Einheit 3) im Profil Xabaal Garure (Probe XGa65) auf.

Gattung *Triplasia* REUSS, 1854 emed. LOEBLICH und TAPPAN 1952
 Typusart: *Triplasia murchisoni* REUSS, 1854

Triplasia acuta BARTENSTEIN und BRAND, 1951
 Taf. 2, Fig. 6, Taf. 5, Fig.14

1951 - *Triplasia acuta* n. subsp. - BARTENSTEIN und BRAND, S. 274, Taf. v3, Fig. 68a, b.
 1990 - *Triplasia acuta* BARTENSTEIN und BRAND, 1951 – WEIDICH, S. 95, Taf. 10, Fig. 17-19 (siehe hier für Diskussion der Art sowie weitere Synonymien).

Vorkommen: Nach WEIDICH (op. cit.) tritt die Art im Barreme der nördlichen Kalkalpen sowie im Valangin der norddeutschen Unterkreide auf, ebenso ist sie aus dem Barreme bis Apt von Trinidad bekannt. Die hier zur dieser Art gestellten Formen entstammen dem Alb der Tisje- Formation (Einheit 3).

Überfamilie Haplophragmiacea EIMER und FICKERT, 1899
 Familie Nezzazatidae HAMAOUÏ und SAINT-MARC, 1970
 Unterfamilie Nezzazatidae HAMAOUÏ und SAINT-MARC, 1970

Gattung *Nezzazata* OMARA 1956
 Typusart: *Nezzazata simplex* OMARA, 1956

Nezzazata simplex OMARA, 1956
 Taf. 3, Fig. 1, 2, 4, 5

1956 - *Nezzazata simplex* n. sp. – OMARA, S. 889, Taf. 102, Fig. 7-13.
 1985 - *Nezzazata simplex* OMARA – HAMAOUÏ, S. 33, Taf. 11, Fi. 1-11 (in: SCHROEDER und NEUMANN).

Bemerkungen: Die Art wurde von HAMAOUÏ (1985, in: SCHROEDER und NEUMANN) ausführlich beschrieben und diskutiert. Hierbei wurden von ihm auch die von SMOUT (1956) aufgestellten Arten (bis auf *N. conica* SMOUT) unter *Nezzazata simplex* zusammengefasst. Diese Auffassung wird hier gefolgt. Allerdings gibt HAMAOUÏ (op. cit.) als maximale Größe der Art einen Durchmesser von 0,62 mm an. Im vorliegenden Mate-

rial erreichen die beobachteten Exemplare von *Nezzazata simplex* hingegen Größenordnungen von bis zu 0,88 mm - 0,9 mm. Das sich die sonstigen Merkmale der beobachteten Exemplare in keiner Weise von *N. simplex* unterscheiden, besteht aus Sicht des Autors keine Notwendigkeit diese von der Art abzutrennen.

Vorkommen: Als Vorkommen von *N. simplex* wird von HAMAOU (1985, in SCHROEDER und NEUMANN) das obere Alb bis „Senon“ angegeben. Hierzu merkt er an (S. 34): „C'est dans le Cénomaniens moyen à supérieur espèces de *Nezzazata* dans tout la Mesogée. C'est également le cas dans la profusion de leurs variations morphologiques.“ In Nordsomalia tritt die Art in eindeutig bestimmbar Schnittlagen nur selten auf. Die abgebildeten (großen) Exemplare entstammen der Tisje-Formation (Einheit 4) aus dem oberen Alb des Profils Biyo Kulule; ansonsten konnte die Art lediglich in Probe XGa89 (unteres Cenoman) des Profils Xabaal Garure eindeutig identifiziert werden.

Unterfamilie *Coxitinae* HAMAOU und SAINT-MARC, 1970

Gattung *Antalya* FARINACCI und KÖYLÜOĞLU 1985
Typusart: *Antalya korayi* FARINACCI und KÖYLÜOĞLU, 1985

Bemerkungen: Die Gattung *Antalya* wurde von FARINACCI und KÖYLÜOĞLU (1985) in ihrer Erstbeschreibung der Überfamilie Milioacea EHRENBERG, 1939 (Familie: Nezzazatidae HAMAOU und SAINT MARC, 1970) zugerechnet. Diese Zuordnung wurde von LOEBLICH und TAPPAN (1988) aufgehoben und in der hier dargestellten Version geändert.

Antalya korayi FARINACCI und KÖYLÜOĞLU, 1985
Taf. 2, Fig. 8-10

1985 - *Antalya korayi* n. gen. n. sp. - FARINACCI und KÖYLÜOĞLU, S. 106, Taf. 1, 2.
1988 - *Antalya korayi* FARINACCI und KÖYLÜOĞLU – LOEBLICH und TAPPAN, Taf. 75, Fig. 8-11.

Bemerkungen: Die vorliegenden Exemplare lassen sich vorbehaltlos *Antalya korayi* FARINACCI und KÖYLÜOĞLU, 1985 zuordnen, in denen sie mit ihrer Größe, allgemeinem Habitus und Vorkommen sehr gut übereinstimmen.

Vorkommen: Die Art tritt in Nordsomalia im gesamten Maastricht der Profile Galgalo (Probe Gal 8) und Tisje Proben Tis 11, 14, 15) der unteren Auradu-Formation auf. Sie wurde erstmalig aus dem oberen Maastricht der Türkei beschrieben.

Überfamilie Biokovinacea GUŠIĆ, 1977
Familie Charentiidae LOEBLICH und TAPPAN, 1985

Gattung *Charentia* NEUMANN 1965 sensu LOEBLICH und TAPPAN, 1985
Typusart: *Charentia cuvillieri* NEUMANN, 1965

Charentia cuvillieri NEUMANN, 1965
Taf. 10, Fig. 3, 6, 8

1965 - *Charentia cuvillieri* n. sp. – NEUMANN, S. 93, Taf. 2, Fig. 6-12.

- 1985 - *Charentia cuvillieri* NEUMANN – LOEBLICH und TAPPAN, p. 98, Taf. 3, Fig. 1-13 (siehe hier für Neudefinition der Gattung).
- 1985 - *Charentia cuvillieri* NEUMANN – ARNAUD-VANNEAU (in: SCHROEDER und NEUMANN), S. 17, Taf. 3 (siehe hier für frühere Synonymien und Neubeschreibung der Art).
- 1988 - *Charentia cuvillieri* NEUMANN – LOEBLICH und TAPPAN, Taf. 78.

Bemerkungen: *Charentia cuvillieri* ist im vorliegenden Material relativ häufig vertreten, wenn auch nur in wenigen Fällen mit eindeutig bestimmbar Exemplaren/Schnittlagen. Diese lassen sich gut mit den von ARNAUD-VANNEAU (in: SCHROEDER und NEUMANN, 1985) und LOEBLICH und TAPPAN (1985, 1988) abgebildeten Exemplaren vergleichen; allerdings sind in den vorliegenden isolierten Exemplaren die Kammersturen nicht so deutlich eingesenkt wie bei den von ARNAUD-VANNEAU (op. cit.), sondern eher undeutlich markiert wie bei den von LOEBLICH und TAPPAN (ops. cit.) abgebildeten Stücken. Als Gehäusegröße gibt ARNAUD-VANNEAU (op. cit.) für die kleinen, nicht entrollten Formen Durchmesser von 0,78-0,83 mm, für die großen nicht entrollten Formen 1,2-1,4 mm an. Im vorliegenden Material hat das größte (leicht beschädigte) Exemplar aus dem höheren Alb einen Durchmesser von 1,09 mm (Taf. 3, Fig. 3); sämtliche anderen Exemplare liegen in dem von ARNAUD-VANNEAU (op. cit.) angegebenen kleineren Bereich der Dimensionen. Es muss an dieser Stelle angemerkt werden, dass im vorliegenden Material keine Exemplare mit deutlich entrolltem Endteil aufgefunden wurden; lediglich das größte Exemplar zeigt eine deutliche Zunahme der Kammerhöhe im Endstadium.

Eine oberflächlich ähnliche Form zu *Charentia cuvillieri* ist *Everticyclammina greigi* (HENSON, 1948) aus der tieferen Unterkreide Arabiens, die sich von *Charentia* allerdings intern klar durch die deutlich alveolare Wandstruktur unterscheidet (siehe e.g. LOEBLICH und TAPPAN, 1988, S. 99). Zudem ist das Gehäuse von *E. greigi* extern weniger gebläht als das von *C. cuvillieri* und ihre Kammersturen sind durchweg deutlicher eingesenkt.

Verbreitung: Nach LOEBLICH und TAPPAN (1988) hat die Gattung *Charentia* eine annähernd pan-tethyale Verbreitung im oberen Barremie bis Cenoman. Nach ARNAUD-VANNEAU (in: SCHROEDER und NEUMANN, 1985) ist *Charentia cuvillieri* bisher lediglich aus SW-Europa bekannt, wobei diese Autorin für die Art eine stratigraphische Verbreitung vom Hauterive bis Cenoman angibt mit der Anmerkung (S. 18): „La grande forme, par contre, semble essentiellement connue au Cénomaniens.“ Das Vorkommen von *Charentia cuvillieri* im Alb und unteren Cenoman (Einheiten 3 und 4 der Tisje-Formation von Nordsomalia) der Profile Biyo Kulule (Proben BKu 9-11), Togga Mareer (TgM 14) und Xabaal Garure (Proben XGa 61, 63, 65, 66, 72a, 74, 75) stellt somit den ersten Nachweis der Art außerhalb Europas dar (die von WEIDICH und AL-HARITHI [1990, Taf. 4, Fig. 25, 26] als *Charentia cf. cuvillieri* aus dem oberen Alb von Jordanien abgebildeten Exemplare werden hier als nicht zur Art gehörig betrachtet).

Überfamilie Loftusiacea BRADY, 1884
 Familie Cyclaminidae MARIE, 1941
 Unterfamilie Buccicrenatinae LOEBLICH und TAPPAN, 1985

Gattung *Buccicrenata* LOEBLICH und TAPPAN 1949
 Typusart: *Ammobaculites subgoodlandensis* VANDERPOOL, 1933

Bemerkungen und Vorkommen: LOEBLICH und TAPPAN (1988) ordnen der Unterfamilie Buccicrenatinae zwei Gattungen zu: *Buccicrenata* LOEBLICH und TAPPAN, 1949 sowie *Everticyclammina* REDMOND, 1964. Nach diesen Autoren unterscheidet sich *Everticyclammina* von *Buccicrenata* (op. cit., S. 99): „in

having a less compressed test, a simple slitlike aperture rather than an elongate zigzag slit, wedgelike rather than reniform chambers, and...".

Nach den Abbildungen von "*Everticyclammina hedbergi* (MAYNC) in ARNAUD-VANNEAU (1980, Fig. 178) zeigt die Art *hedbergi* zwar keine ideale zickzackförmige Mündung, jedoch keinesfalls eine einfache schlitzförmige Mündung. In ihrer Gesamtheit der Merkmale ist sie daher, wie bereits kommentarlos von SIMMONS und HART (1987) vorgenommen, eher *Buccicrenata* zuzuordnen. Durch das von SIMMONS und HART (op. cit.) berichtete Vorkommen der Art aus dem Valangin von Oman erweitert sich die stratigraphische Reichweite der Gattung, die von LOEBLICH und TAPPAN (1988) als Apt-Cenoman angegeben wurde somit auf das Valangin-Cenoman.

Buccicrenata hedbergi (MAYNC, 1953)
Taf. 3, Fig. 7, 9, 10; Taf. 4, Fig. 1-6

- 1953 – *Pseudocyclammina hedbergi* n. sp. – MAYNC, S. 101, Taf. 16, Fig. 1-8.
 1964 - *Everticyclammina hedbergi* (MAYNC) – BOZORGNIA, Taf. LXXXIII, Fig. 2.
 1980 – *Everticyclammina hedbergi* (MAYNC) – ARNAUD-VANNEAU, S. 489, Taf. 40, Fig. 5, Taf. 63, Fig. 3, 4, Taf. 65, Fig. 1; Fig. 178 (siehe hier für frühere Synonymien).
 1982 - *Pseudocyclammina hedbergi* MAYNC – ALTINER und DECROUEZ, Taf. 5, Fig. 1, 2.
 1984 - *Everticyclammina hedbergi* (MAYNC) – CHIOCCHINI et al., Taf. 1, Fig. 20.
 1987 - *Buccicrenata hedbergi* (MAYNC) – SIMMONS und HART, Taf. 10.4, Fig. 2, 3.
 1987 - *Buccicrenata subgoodlandensis* (VANDERPOOL) – SIMMONS und HART, Taf. 10.5, Fig. 1.
 1994 - *Buccicrenata hedbergi* (MAYNC, 1933) – SIMMONS, Taf. 9.4, Fig. 2.

Bemerkungen: Nach den von ARNAUD-VANNEAU (1980) aus einer Probe abgebildeten Schnittlagen von *Buccicrenata hedbergi* variieren die Kammersuturen des planispiralig aufgerollten Initialteils des Gehäuses von reniform (Taf. 63, Fig. 3, 4) bis keilförmig oder rechtwinkelig (Taf. 65, Fig. 1). Im vorliegenden Material ist die Art relativ häufig sowohl in Dünnschliffen als auch mit isolierten Exemplaren anzutreffen. Hier sind im unteren Teil des Vorkommens der Art (u. Apt) ausschließlich reniform ausgebildete Kammern in den Schnittlagen zu beobachten, während im höheren Teil (Cenoman) rechteckig ausgebildete Kammern im Initialteil dominieren (vgl. *Buccicrenata subgoodlandensis* [VANDERPOOL] in SIMMONS und HART, 1987). Bei einer gleichzeitigen allgemeinen Größenzunahme der Exemplare ist zu beobachten, dass der entrollte Endteil der Art nur noch bei mikrosphärischen Formen klar entwickelt ist. Ob dadurch die artliche Abtrennung der jüngeren, hier *B. hedbergi* zugeordneten Formen - wie durch SIMMONS und HART (1987) vorgenommen (*Buccicrenata subgoodlandensis* [VANDERPOOL]) - zu rechtfertigen ist, vermag anhand der von ARNAUD-VANNEAU (1980) dargestellten Variabilität der Art hier nicht endgültig beurteilt werden.

Vorkommen: Nach SIMMONS und HART (1987) tritt *Buccicrenata hedbergi* erstmalig im Valangin von Oman auf; ARNAUD-VANNEAU (1980) beschreibt die Art aus dem oberen Barreme bis unteren Apt. In Nordsomalia treten die zu dieser Art gestellten Formen mit den oben beschriebenen Unterschieden vom unteren Unterapt bis zum mittleren Cenoman auf (Einheiten 2-4 der Tisje-Formation).

Unterfamilie Hemicyclammininae BANNER, 1966

Gattung *Hemicyclammina* MAYNC 1953
 Typusart: *Hemicyclammina sigali* MAYNC, 1953

Hemicyclammina sigali MAYNC, 1953
 Taf. 3, Fig. 11

- 1953 – *Hemicyclammina sigali* n. sp. – MAYNC, S. 148, Fig. 1-5.
 1974 - *Hemicyclammina sigali* MAYNC – SAINT-MARC, S. 212, Taf. 1, Fig. 1-6 (siehe hier für frühere Synonymien).
 1981 - *Hemicyclammina sigali* MAYNC – SAINT-MARC, Taf. 1, Fig. 1.
 1987 - *Hemicyclammina sigali* MAYNC – SIMMONS und HART, Taf. 10.4, Fig. 7.
 1988 - *Hemicyclammina sigali* MAYNC – LOEBLICH und TAPPAN, Taf. 99, Fig. 7-9.
 1998 - *Hemicyclammina sigali* MAYNC – WEIDICH und AL-HARITHI, S. 602, Taf. 2, Fig. 8-11, Taf. 4, Fig. 2, 3, 7-9, 12, 13.

Bemerkungen: Im vorliegenden Material treten eindeutig bestimmbare Schnittlagen/Exemplare dieser Art nur selten auf. Das abgebildete Exemplar entstammt dem Alb des Profils Togga Mareer (Probe TgM21).

Vorkommen: *Hemicyclammina sigali* ist im Alb und Cenoman von Nordafrika bis Iran weit verbreitet. In Nord-somalia treten dieser Art mit Sicherheit zuzuordnende Exemplare lediglich im Alb auf (Einheit 3 der Tisje-Formation).

Unterfamilie Choffatellinae MAYNC, 1958

Gattung *Choffatella* SCHLUMBERGER 1905
 Typusart: *Choffatella descipiens* SCHLUMBERGER, 1905

Choffatella descipiens SCHLUMBERGER, 1905
 Taf. 4, Fig. 7, 8

- 1905 - *Choffatella descipiens* n. sp. – SCHLUMBERGER, S. 763, Taf. 18, Fig. 1-6.
 1942 - *Choffatella descipiens* SCHLUMBERGER – SILVESTRI, S. 4, Taf. 2, Fig. 1.
 1948 - *Choffatella descipiens* SCHLUMBERGER – HENSON, S. 14, Taf. 9, Fig. 1.
 ?1963 - *Choffatella descipiens* SCHLUMBERGER – GIBSON und PERCIVAL, S. 340, Taf. 1, Fig. 1.
 1964 - *Choffatella descipiens* SCHLUMBERGER – BOZORGNIA, Taf. LXVII, Fig. 2.
 1970 - *Choffatella descipiens* SCHLUMBERGER – SAINT-MARC, Taf. 1, Fig. 4, 5.
 1980 - *Choffatella descipiens* SCHLUMBERGER – ARNAUD-VANNEAU, S. 501, Taf. 12, Fig. 6, 7, Taf. 49, Fig. 5 (siehe hier für frühere Synonymien und detaillierte Beschreibung).
 1982 – *Choffatella* cf. *descipiens* SCHLUMBERGER – ALTINER und DECROUEZ, Taf. 3, Fig. 20, 21.
 1987 - *Choffatella descipiens* SCHLUMBERGER – SIMMONS und HART, Taf. 10.4, Fig. 4.
 1988 - *Choffatella descipiens* SCHLUMBERGER – LOEBLICH und TAPPAN, Taf. 101, Fig. 1, 2, Taf. 102, Fig. 1-3,
 1994 - *Choffatella descipiens* SCHLUMBERGER – SIMMONS, Taf. 9.3, Fig. 2, 3.
 1998 - *Choffatella descipiens* SCHLUMBERGER – CHERCHI et al., Taf. 4, Fig. 9, 10.

Vorkommen: Oberes Barreme und unteres Apt der zentralen Tethys (Frankreich bis Iran). In Somalia tritt *Choffatella descipiens* im unteren Apt auf (Einheit 2 der Tisje-Formation). Anzumerken wäre, dass die von SIMMONS und HART (1987) und SIMMONS (1994) aus dem oberen Barreme beschriebenen Vorkommen der Art hier bereits dem unteren Apt zugerechnet werden (siehe Diskussion unter Vorkommen von *Valserina transiens* CHERCHI und SCHROEDER, 1999).

Choffatella sp.
Taf. 5, Fig. 1

Beschreibung: Gehäuse planispiral involut, extrem engnablig (nautiloid); aus sehr fein agglutiniertem Material. Kammerform lanceolat mit mäßig zugeschärfter Peripherie. Kammern engstehend (ca. 30 im letzten Umgang), nur allmählich an Größe zunehmend; soweit erkennbar (es liegen nur isolierte Exemplare vor) mit unregelmäßigem, dichtem subepidermalem Netzwerk. Kammersuturen nur im Endteil undeutlich eingesenkt. Gehäuseoberfläche ansonsten glatt. Mündung am äußeren Ende der letzten Kammer; Aufbau der Mündung nicht klar auszumachen (Erhaltung). Maximaler Durchmesser 0,76 mm, maximale Breite 0,29 mm).

Vorkommen: *Choffatella* sp. tritt lediglich in einer Probe des basalen oberen Apt auf (Einheit 2 der Tisje-Formation) im Profil Dhadhabo (Dha 26), oberhalb des letzten Vorkommens von *Choffatella descipiens* in der Fazies mit planktonischen Foraminiferen.

Familie Spirocyclinidae MUNIER-CALMAS, 1887

Gattung *Saudia* HENSON 1948
Typusart: *Saudia discoidea* HENSON, 1948

Saudia sp.
Taf. 4, Fig. 10

Bemerkungen und Vorkommen: Nach LOEBLICH und TAPPAN (1988) ist die Gattung *Saudia* HENSON 1948 auf das Paleozän und Eozän von Arabien und dem ehemaligen Jugoslawien beschränkt. Im vorliegenden Dünnschliffmaterial aus dem Maastricht der unteren Auradu-Formation des Profils Galgalo (Probe Gal8) findet sich jedoch ein fast perfekt erhaltener Axialschnitt einer großen bikonkaven Foraminifere (Durchmesser 4,02 mm), dessen Innenstruktur mit innen einfach unterteilten, nach außen hin zunehmend durch eingeschaltete Querböden unterteilten Kämmerchen perfekt der Erstbeschreibung der Gattung durch HENSON (1948, S. 98, Fig. B) entspricht. Zudem finden sich in der gleichen Probe vereinzelte kleinere Bruchstücke von Foraminiferen, die hochrechteckige Kammern aufweisen (vgl. HENSON, op. cit., S. 98, Fig. A-d), welche möglicherweise Bruchstücken von Äquatorialschnitten der gleichen Art entsprechen. Die aus der tieferen Oberkreide ebenfalls von HENSON (op. cit.) beschriebene Gattung *Qataria* weicht im Aufbau der senkrecht zur Wachstumsebene gerichteten Schnittlagen dagegen so deutlich ab, dass dem Autor eine Verwechslung nicht möglich erscheint. Somit ist die stratigraphische Verbreitung der Gattung nach Auffassung des Autors auf das Maastricht zu erweitern.

Familie Loftusiidae BRADY, 1884

Gattung *Loftusia* Brady 1870
Typusart: *Loftusia persica* BRADY, 1870 (in: CARPENTER und BRADY, 1870)

Loftusia coxi HENSON, 1948 sensu MERIÇ und GÖRMÜS (2001)
Taf. 4, Fig. 9

1948 - *Loftusia coxi* n. sp. – HENSON, S. 21, Taf. 9, Fig. 6, 8.

2001 - *Loftusia coxi* HENSON 1948 - MERIÇ und GÖRMÜS, S. 32, Taf. 3, Fig. 8, 9 (siehe hier für Neubeschreibung der Art).

Bemerkungen: Die wenigen und zumeist nur schlecht erhaltenen kleinen megalosphärischen Exemplare entsprechen in ihren Dimensionen, der relativ einfachen Kammerstruktur und der Septen und den Dimensionen der Embryonalkammern (0,34 – ca. 0,4 mm) gut den von MERIÇ und GÖRMÜS (2001) für die Art beschriebenen Merkmalen. Die ausschließlich megalosphärischen Exemplare liegen lediglich in Dünnschliffen in Äquatorialschnittlagen vor.

Vorkommen: Die Art wurde zuerst aus dem Maastricht von Qatar beschrieben (HENSON, 1948) und ist aus dem Maastricht des SW-Iran bekannt (siehe MERIÇ und GÖRMÜS, 2001). In Nordsomalia treten die der Art zugeordneten Exemplare an der Basis des Maastrichts der unteren Auradu-Formation im Profil Tisje (Proben Tis9, 10) auf.

Loftusia elongata COX, 1937 sensu MERIÇ und GÖRMÜS (2001)
Taf. 4, Fig. 11,12, Taf. 27, Fig. 16

1937 - *Loftusia elongata* n. sp. – COX, S. 443, Taf. 33, Fig. 2, Taf. 35, Fig. 182.

2001 - *Loftusia elongata* COX 1937 - MERIÇ und GÖRMÜS, S. 36, Taf. 3, Fig. 10-15, Taf. 4, 5, 6 (siehe hier für Neubeschreibung der Art sowie komplette Synonymieliste).

2006 - *Loftusia elongata* – ABDELGHANI, Fig. 6, A, B.

Bemerkungen: Die der Art zugeordneten isolierten und in Dünnschliffen vorliegenden Exemplare entsprechen gut den von MERIÇ und GÖRMÜS (2001) für die Art beschriebenen Merkmalen. Ihre Länge der mikrosphärischen Formen (und solche sind für die Art nach MERIÇ und GÖRMÜS [op. cit.] bisher lediglich bekannt) liegt zwischen 35 und 40 mm, der maximale gemessene Durchmesser beträgt 11 mm. Die Gehäuseform ist fusiform bis subzylindrisch, die Polarregion zugespitzt aber zumeist gut gerundet. Das Verhältnis D/L liegt bei maximal 0,33, zumeist aber darunter. In einer Probe (Tis14) tritt neben den großen mikrosphärischen Formen ein sehr kleines Exemplar eines megalosphärischen *Loftusia*-Exemplars auf (Subäquatorialschnitt mit einem maximalen Durchmesser von 1,26 mm, Taf. 4, Fig. 11), dessen Proloculus eine Größe von 0,46 mm aufweist. Der interne Kammeraufbau dieser Form ist sehr komplex, wodurch sie leicht von *L. coxi* zu unterscheiden ist. Durch die Assoziation mit den mikrosphärischen Vertretern der Art liegt es nahe anzunehmen, dass es sich hier um das erste megalosphärische Exemplar von *L. elongata* handelt.

Vorkommen: Nach MERIÇ und GÖRMÜS (2001) tritt *Loftusia elongata* im Maastricht des Iran, Irak und der Türkei auf. Ebenso ist sie aus dem Maastricht des Grenzbereichs Oman/U.A.E. bekannt (ABDELGHANY, 2006). In Nordsomalia tritt die Art gehäuft im mittleren Teil des Maastrichts der unteren Auradu-Formation sämtlicher untersuchten Profile auf, ist gelegentlich aber auch im oberen Teil des Maastrichts anzutreffen.

Überfamilie Spiroplectamminacea CUSHMAN, 1927
Familie Spiroplectamminidae CUSHMAN, 1927
Unterfamilie Spiroplectammininae CUSHMAN, 1927

Gattung *Heterantyx* LOEBLICH & TAPPAN 1982
Typusart: *Heterantyx antonovae* LOEBLICH und TAPPAN, 1982

Heterantyx garurensis n.sp.
Taf. 5, Fig. 2-4

Diagnose: Eine neue Art der Gattung *Heterantyx* LOEBLICH & TAPPAN 1982, bei der neben der zentralen Längsrippe, die die aufeinander treffenden biserialen Kammersuturen im entrollten Stadium verdeckt, noch auf jeder Seite je eine mehr oder minder randparallele Rippe auftritt, so dass das Gehäuse in der Lateralansicht bei flüchtiger Betrachtung triserial erscheinen kann.

Holotyp: TUB-SFU 110.

Paratypen: TUB-SFU 109; TUB-SFU 79 sowie weitere nicht indizierte Exemplare.

Derivatio nominis: Benannt nach der Typlokalität: Xabaal Garure.

Locus Typicus: Profil Xabaal Garure, Nordsomalia.

Stratum typicum: Einheit 2 der Tisje-Formation, Probe XGa 36 (Fazies mit planktonischen Foraminiferen), unteres oberes Apt.

Beschreibung: Gehäuse klein (bis max. 0,34 mm Höhe bei max. 0,18 mm Breite), relativ fein agglutiniert. Planispiralig aufgerollter Initialteil klein und rasch in das sich nur sehr allmählich verbreiternde biseriale Wachstumsstadium übergehend. Biseriale Kammern deutlich alternierend; Kammersuturen in der Lateralansicht durch eine starke vertikale Rippe verdeckt. Im äußeren Bereich der biserialen Kammern tritt jeweils eine weitere submarginale, kräftig ausgebildete vertikale Rippe auf. Externer Bereich dieser Kammern schwach konvex nach außen gekrümmt. Kammersuturen in diesem Bereich schwach eingesenkt. Vertikale Rippen nur über den biserialen Kammerteil verlaufend. Mündung der Gattung entsprechend: Ein einfacher, über die gesamte Gehäusebreite verlaufender grader Schlitz am inneren Ende der letzten Kammer.

Diskussion: Die neue Art lässt sich mit keiner bekannten Art der Gattung sinnvoll vergleichen.

Vorkommen: Einheit 2 der Tisje-Formation in den Profilen Dhadhabo (Probe Dha26) und Xabaal Garure (Proben XGA33, 36) in der Fazies mit planktonischen Foraminiferen des unteren oberen Apts.

Gattung *Quasispiroplectammina* LOEBLICH und TAPPAN 1982

Typusart: *Spiroplectammina nuda* LALICKER, 1935

Quasispiroplectammina cf. *nuda* (LALICKER, 1935)

Taf. 5, Fig. 5, 10

cf. 1935 - *Spiroplectammina nuda* LALICKER, n. sp. – LALICKER, S. 4, Taf. 1, Fig. 6, 7.

cf. 1982 - *Quasispiroplectammina nuda* (LALICKER, 1935) – LOEBLICH und TAPPAN; S.61, Taf. 1, Fig. 6-12.

cf. 1988 - *Quasispiroplectammina nuda* (LALICKER, 1935) - LOEBLICH und TAPPAN, Taf. 119, Fig. 5-7.
partim 1990 - *Spiroplectammina* cf. *nuda* LALICKER, 1935 – WEIDICH, S. 96, Taf. 12, Fig. 2, Taf. 37, Fig. 16.

Bemerkungen: *Quasispiroplectammina* cf. *nuda* (LALICKER, 1935) wurde bereits von WEIDICH (1990, S. 97) an Formen aus dem Oberalb der nördlichen Kalkalpen hinreichend diskutiert. Wie in den von ihm abgebildeten Exemplaren (siehe Synonymieliste) variiert auch im vorliegenden Material das aus den zickzackförmig verlaufenden, erhabenen Suturen im Anfangsteil entstehende verschmolzene zentrale erhabene Band in seiner Ausprägung sehr stark. Die Variationsbreite des zentralen senkrechten Bandes liegt dabei von undeutlich auf den Anfangsteil beschränkt bis zu stark ausgeprägt und fast bis zum Endteil des biserialen Stadiums reichend.

Vorkommen: Die vorliegenden Exemplare entstammen der Einheit 2 der Tisje-Formation in den Profilen

Dhadhabo (Probe Dha 25, 26) und Xabaal Garure (Proben XGA 33, 34, 36, 37, 39, 41) in der Fazies mit planktonischen Foraminiferen des unteren oberen Apts.

Familie Textulariopsidae LOEBLICH und TAPPAN, 1982

Gattung *Textulariopsis* BANNER und PEREIRA 1981

Typusart: *Textulariopsis portdownensis* BANNER und PEREIRA, 1981

Textulariopsis? sp.

Taf. 5, Fig. 6, 7

Bemerkungen und Vorkommen: Die wenigen vorliegenden isolierten schlanken biserialen Exemplare mit ihrem winzigen Initialteil, dessen Aufbau auch im Auflicht nicht eindeutig zu identifizieren ist, werden hier fraglich der Gattung *Textulariopsis* zugeordnet. Unmittelbar nach dem Initialstadium besteht das Gehäuse aus biserialen, seitlich abgeflachten Kammern, die nur sehr allmählich an Größe zunehmen. Die Kammersuturen sind dabei mehr oder weniger deutlich eingesenkt, so dass die Peripherie des Gehäuses in der Aufsicht schwach lobat ist. In der proximalen Aufsicht ist der Querschnitt des Gehäuses rundlich oval bis subrechteckig. Die Mündung besteht aus einem an der Basis der letzten Kammer gelegenen niedrig halbmondförmigen Schlitz.

Ein Vergleich der Art mit anderen, ähnlichen Arten erscheint dem Autor momentan nicht sinnvoll, da im vorliegenden Material das generisch wichtige Merkmal des Aufbaus des Initialteils nicht eindeutig geklärt werden kann. Ebenso erübrigt sich ein Vergleich mit zu anderen Gattungen gehörigen Formen, die zwar im Gehäuseaufbau generell ähnlich erscheinen, jedoch in der Ausbildung der Mündung klar abweichen.

Textulariopsis? sp. tritt nur selten in der Einheit 2 der Tisje-Formation im Profil Xabaal Garure (Proben XGA 37) in der Fazies mit planktonischen Foraminiferen des unteren oberen Apts auf.

Überfamilie Trochamminacea SCHWAGER, 1877

Familie Trochamminidae SCHWAGER, 1877

Unterfamilie Trochammininae SCHWAGER, 1877

Gattung *Trochammina* PARKER und JONES 1859

Typusart: *Nautilus inflatus* MONTAGU, 1808

Trochammina depressa LOZO, 1944

Taf. 5, Fig. 8, 9

1944 - *Trochammina depressa* sp. nov. – LOZO, S. 552, Taf. 2, Fig. 4, 5. (fide WEIDICH, 1988).

?1969 - *Trochammina depressa* LOZO – KALANTARI, S. 140, Taf. 20, Fig. 5.

1990 - *Trochammina depressa* LOZO – WEIDICH, S. 99, Taf. 8, Fig. 4 (siehe hier für weitere Synonymien).

1995 - *Trochammina depressa* LOZO – HOLBOURN und KAMINSKI, S. 450, Taf. 5, Fig. 5.

Vorkommen: Nach HOLBOURN und KAMINSKI (1995) kommt die Art weltweit im Apt und Alb vor. In Nord-somalia wird sie ausschließlich selten im unteren oberen Apt der Einheit 2 der Tisje-Formation (Fazies mit planktonischen Foraminiferen) in den Profilen Dhadhabo und Xabaal Garure beobachtet.

Überfamilie Verneuilinacea CUSHMAN, 1911
 Familie Tritaxiidae PLOTNIKOVA, 1979

Gattung *Tritaxia* REUSS 1860
 Typusart: *Textularia tricarinata* REUSS, 1845

Tritaxia tricarinata (REUSS, 1845)
 Taf. 5, Fig. 13

1845 – *Tritaxia tricarinata* n. sp. - REUSS, S. 39, Taf. 8, Fig. 60.

1990 - *Tritaxia tricarinata* (REUSS, 1845) – WEIDICH, S. 106, Taf. 12, Fig. 24 (siehe hier für weitere Synonymien).

?2008 – *Tritaxia pyramidata* REUSS – MOULLADE et al., Taf. 2, Fig. 20-22 (keine Distalansicht abgebildet).

Vorkommen: Nach WEIDICH (1990) tritt die Art vom Apt bis zum Cenoman, aber auch in der Oberkreide auf. In Nordsomalia ist im unteren Oberapt (Einheit 2) und Alb (Einheit 3) der Tisje Formation zu beobachten.

Tritaxia sp.
 Taf. 5, Fig. 11

Bemerkungen und Vorkommen: Die wenigen vorliegenden, nur sehr mäßig erhaltenen Exemplare aus dem Maastricht der unteren Auradu-Formation im Profil Tisje von Nordsomalia lassen sich keiner bekannten Art der Gattung eindeutig zuordnen.

Tritaxia? sp.
 Taf. 5, Fig. 12

Bemerkungen und Vorkommen: Die wenigen vorliegenden, nur sehr mäßig erhaltenen und zumeist verdrückten Exemplare aus dem unteren Paleozän der unteren Auradu-Formation im Profil Tisje (Probe Tis 37) von Nordsomalia lassen sich nur unter Vorbehalt der Gattung *Tritaxia* zuordnen. Die Gehäuse sind durchweg triserial, die Kammersuturen deutlich eingesenkt und die Kammern wie in *Tritaxia* zum Initialteil hin deutlich verlängert. Mündung unklar.

Überfamilie Ataxophragmiacea SCHWAGER, 1877
 Familie Ataxophragmiidae SCHWAGER, 1877
 Unterfamilie Ataxophragmiinae SCHWAGER, 1877

Gattung *Arenobulimina* CUSHMAN 1927
 Typusart: *Bulimina preslii* REUSS, 1845

Arenobulimina sp.
 Taf. 27, Fig. 14, 15

Beschreibung: Gehäuse mittelgroß bis groß, Gehäusewand überwiegend aus fein agglutiniertem kalkigem Material. Gehäuse bis zu einer Höhe von 0,61 mm etwa so breit wie hoch, im adulten Stadium etwas höher als breit (H: 0,9 mm, B: 0,68 mm). Gehäuse im Initialteil hoch-trochspiral mit ca. 5 Kammern pro Umgang, im Endstadium mit 2,5 bis 3 sehr hohen Kammern. Kammersuturen nur schwach eingesenkt; Mündung der Gattung entsprechend.

Diskussion: Die Art lässt sich nach der vorliegenden Literatur keiner Art der Gattung eindeutig zuordnen. Auf die Einführung einer neuen taxonomischen Einheit wird an dieser Stelle verzichtet, da die inneren Merkmale der Art unbekannt sind (es liegen nur isolierte Exemplare vor).

Vorkommen: Maastricht der unteren Auradu-Formation im Profil Tisje von Nordsomalia (Probe Tis 13).

Gattung *Praechrysalidina* LUPERTO SINNI 1979
Typusart: *Praechrysalidina infracretacea* LUPERTO SINNI, 1979

Praechrysalidina infracretacea LUPERTO SINNI, 1979

- 1979 - *Praechrysalidina infracretacea* n. sp. -LUPERTO SINNI, S. 6, Taf. 1-3.
1985 - *Praechrysalidina infracretacea* LUPERTO SINNI - LUPERTO SINNI (in: SCHROEDER und NEUMANN), S. 22, Taf. 6 (siehe hier für Neubeschreibung und frühere Synonymien).
2006 – *Praechrysalidina infracretacea* - TASLI et al., Fig. 5 L.
2006 - *Praechrysalidina infracretacea* - HUSINEC und SOKAČ, Fig. 8 J.

Bemerkungen und Vorkommen: Nach LUPERTO SINNI (in: SCHROEDER und NEUMANN) tritt die Art im Apt bis unteren Alb auf. Die von PRESTAT (1977) als <<*Pseudochrysalidina*>> abgebildeten Exemplare aus dem oberen Teil des Albs von Nordsomalia werden von LUPERTO SINNI (op. cit.) ebenfalls der Art zugerechnet. In Nordsomalia tritt die Art nur selten im oberen Apt (obere Einheit 2 der Tisje-Formation) auf; im Profil Manna'a ist sie in den Proben Man17-19 vertreten.

Familie Cuneolinidae SAIDOVA, 1981
Unterfamilie Cuneolininae SAIDOVA, 1981

Gattung *Cuneolina* D'ORBIGNY 1839
Typusart: *Cuneolina pavonia* D'ORBIGNY, 1846

Cuneolina pavonia D'ORBIGNY, 1846
Taf. 6, Fig. 1, 2, 5

- 1839 - *Cuneolina pavonia* D'ORBIGNY, S. 151.
1846 - *Cuneolina pavonia* D'ORBIGNY, S. 253, Fig. 50-52.
1850 - *Cuneolina conica* D'ORBIGNY, S. 186 (fide: SAINT-MARC, 1974, S. 220).
1850 - *Cuneolina fleuriana* D'ORBIGNY, S.185 (fide: SAINT-MARC, 1974, S. 220).
1948 - *Cuneolina pavonia* D'ORBIGNY, var. *parva* HENSON, S. 624, Taf. 14, Fig. 16, Taf. 17, Fig. 7-12, Taf. 18, Fig. 12-14 (fide: SAINT-MARC, 1972, S. 220).
1974 - *Cuneolina pavonia* D'ORBIGNY – SAINT-MARC, S. 220, Taf. 2, Fig. 11.
1981 - *Cuneolina pavonia* D'ORBIGNY – TRONCHETTI, S. 77, Taf. 18, Fig. 1-11.
1981 - *Cuneolina pavonia* D'ORBIGNY – SAINT-MARC, Taf. 1, Fig. 4.
1982 - *Cuneolina* gr. *pavonia* D'ORBIGNY – ALTINER und DECROUEZ, Taf. 3, Fig. 13, 14.
1983 - *Cuneolina pavonia* D'ORBIGNY – GARGOURI-RAZGALLAH, S. 127, Taf. 18, Fig. 4, 5, Taf. 23, Fig. 3, 4.
1988 - *Cuneolina pavonia* D'ORBIGNY – LOEBLICH und TAPPAN, Taf. 155, Fig. 1-3.
1988 – *Cuneolina* gr. *pavonia* D'ORBIGNY – KUSS und SCHLAGINTWEIT, S. 83, Taf. 18, Fig. 5, Taf. 20, Fig. 9, 10.
2006 - *Cuneolina pavonia* – HUSINEC und SOKAČ, Fig. 9, H-L.

Bemerkungen: Wie bereits von SAINT-MARC (1974) bemerkt, handelt es sich bei *Cuneolina pavonia* um eine morphologisch variable Spezies. Die im vorliegenden Material seltenen Exemplare weisen eine Höhe (Länge) zwischen 0,97 und 1,6 mm auf; ihre maximale Breite liegt bei 1,62 mm. Die primären Kammern sind

durch senkrechte sekundäre Septulen unterteilt, wobei die dadurch entstehenden rechteckigen Kämmerchen deutlich höher als breit sind. Subepidermale Kämmerchen sind nur im äußersten randlichen Bereich entwickelt.

Vorkommen: *Cuneolina pavonia* tritt im vorliegenden Material von Nordsomalia in der Einheit 4 der Tisje-Formation im obersten Alb des Profils Biyo Kulule (Proben BKu 9, 10) sowie im basalen Cenoman des Profils Manna'a (Proben Man 59-61) auf. Aus anderen Teilen der zentralen Tethys wird die Art vom oberen Apt bis „Senon“ beschrieben (SAINT-MARC, 1974).

Gattung *Vercorsella* ARNAUD-VANNEAU 1980
 Typusart: *Vercorsella arenata* ARNAUD-VANNEAU, 1980

Vercorsella cf. *arenata* ARNAUD-VANNEAU, 1980
 Taf. 5, Fig. 15, 16

cf. 1980 - *Vercorsella arenata* n. sp. - ARNAUD-VANNEAU, S. 519, Taf. 46, Fig. 1, 2, Taf. 74, Fig. .1-7, Text-Fig. 189, 190.

Bemerkungen: Die wenigen und größtenteils nur mäßig erhaltenen, in den Dünnschliffen auftretenden Exemplare lassen sich nur mit Mühe einer bekannten Art zuordnen. Es handelt sich hierbei zumeist um kleine hochkonische, mikrogranulär agglutinierte Formen, die in ihrem Habitus mit den die Kammern senkrecht unterteilenden Septulen sowie selten auftretenden, marginal waagrecht eingeschalteten Septulen, am ehesten der Gattung *Vercorsella* ARNAUD-VANNEAU 1980 zuzuordnen sind. Hierbei kommen sie in ihrem Habitus der Art *V. arenata* ARNAUD-VANNEAU, 1980 am nächsten, sind jedoch zumeist deutlich kleiner als die von ARNAUD-VANNEAU (op. cit.) beschriebenen Exemplare (Höhe der Gehäuse dort von min. ca. 0,5 mm bis 0,7 mm). In ihren Dimensionen ähneln sie somit eher *Sabaudia minuta* (HOFKER jr., 1965) und lassen sich auch mit den von ARNEAUD-VANNEAU (1985, in: SCHROEDER und NEUMANN, Taf. 10, Fig. 6, 9, 11) abgebildeten Exemplaren annähernd vergleichen. Jedoch ist bei den vorliegenden Formen das Muster des inneren Aufbaus durch die deutlich höher als breiten, durch senkrechte Septulen unterteilten sekundären Kämmerchen (mit den marginal eingeschalteten waagerechten Septulen) abweichend und in keinem der beobachteten makrosphärischen Proloculi ist die für die Gattung *Sabaudia* typische hyaline Lage des Embryonalapparates zu erkennen. Mit ihren waagerechten marginalen Septulen ähneln die vorliegenden Formen auch der Gattung *Cuneolina* D'ORBIGNY 1839, jedoch sind sie durchweg insgesamt deutlich hochkonisch anstelle von niedrig konisch bis flabelliform wie in *Cuneolina*.

Vorkommen: Die dieser Art zugerechneten Exemplare treten in Nordsomalia ausschließlich im Apt (Einheit 2 der Tisje-Formation) des Profils Manna'a (Proben Man 7, 18, 19) sowie Xabaal Garure (Probe XGa 43) auf.

Familie Dicyclinidae LOEBLICH und TAPPAN, 1964

Gattung *Dicyclina* MUNIER-CHALMAS 1887
 Typusart: *Dicyclina schlumbergeri* MUNIER-CHALMAS, 1887

Dicyclina sp.
 Taf. 6, Fig. 19, 20

Bemerkungen und Vorkommen: Im vorliegenden Material aus Nordsomalia treten sehr selten im obersten Alb und basalen Cenoman der Tisje-Formation (Einheit 4) in den Profilen Dhadhabo (Probe Dha 57) und Manna'a (Proben Man 55, 57) schräge Axialschnittlagen von *Dicyclina* sp. auf. Ihre Länge/Durchmesser beträgt dabei 4,2 bis 6,27 mm. Wegen ihrer Seltenheit und dem Fehlen von dazugehörigen Äquatorial-schnitten lassen sie sich keiner Art eindeutig zuordnen.

„*Dicyclina*“? sp.
Taf. 6, Fig. 21

Bemerkungen und Vorkommen: In einer Probe des Maastrichts der unteren Auradu-Formation des Profils Tisje (Probe Tis11) tritt im Dünnschliff der Querschnitt einer großen Foraminifere (3,6 mm Länge) auf, die in ihrem flachscheibenförmigen, anscheinend annulärem, aus jeweils zwei (in den äußeren Lagen alternierenden) Kammerlagen an Exemplare der Gattung *Dicyclina* erinnert. Da die Gattung jedoch nach LOEBLICH und TAPPAN (1988) bereits im Santon erlischt, kann dieses Exemplar jedoch nur fraglich zu *Dicyclina* gestellt werden.

Familie Pfenderinididae SMOUT und SUDGEN, 1962
Unterfamilie Kurnubiinae REDMOND, 1964

Gattung *Gyroconulina* SCHROEDER und DARMORIAN 1977
Typusart: *Gyroconulina columellifera* SCHROEDER und DARMORIAN, 1977

Gyroconulina columellifera SCHROEDER und DARMORIAN, 1977
Taf. 7, Fig. 1-3

1977 - *Gyroconulina columellifera* n. gen. n. sp. - SCHROEDER und DARMORIAN, S. 118, Taf. 1, 2, Fig. 2, 3.

Bemerkungen und Vorkommen: In den Dünnschliffen aus dem Maastricht-Anteil der unteren Auradu-Formation des Profils Tisje von Nordsomalia (Proben Tis 14, 15) sind wenige "schiefe" Horizontalschnittlagen zu beobachten, die sich anhand ihres Kammerbaus mit einer durch rechteckige Septulen unterteilten Randzone und einer durch unregelmäßig verteilte Pfeilerchen untergliederten Zentralzone *Gyroconulina columellifera* SCHROEDER und DARMORIAN zuweisen lassen. Allerdings treten in keinem der Schliffe axiale oder subaxiale Schnitte der Art auf. Mit einem maximalen Durchmesser von 1,22 mm stimmen die horizontalen Schnittlagen gut mit den von SCHROEDER und DARMORIAN (1977) für die Art angegebenen Größenverhältnissen überein. Die Art wurde erstmals von SCHROEDER und DARMORIAN (op. cit.) aus dem oberen Maastricht des nördlichen Irak beschrieben.

Überfamilie Orbitolinacea MARTIN, 1890
Familie Orbitolinidae MARTIN, 1889
Unterfamilie Dictyoconinae MOULLADE, 1965

Gattung *Dictyoconus* BLANCKENHORN 1900
Typusart: *Patellina egyptiensis* CHAPMAN, 1900

Dictyoconus arabicus HENSON, 1948
Taf. 15, Fig. 1-4

1948 - *Dictyoconus arabicus* sp. nov. - HENSON, S. 35, Taf. 1, Fig. 5-8, Taf. 14, Fig. 1-12.

1994 - *Palaeodictyoconus arabicus* (HENSON, 1948) – SIMMONS, Taf. 9.3, Fig. 5.

1994 - *Dictyoconus arabicus* HENSON – BAUD et al., S. 386, Taf. 1, Fig. 1-6, Taf. 2, Fig. 3, 5 (siehe hier für weitere Synonymien).

1999 - *Dictyoconus arabicus* HENSON – CHERCHI und SCHROEDER, S. 4, Taf. 2, Fig. 1-8 (siehe ebenso hier für weitere Synonymien).

Bemerkungen: Die Art wurde von BAUD et al. (1994) und CHERCHI und SCHROEDER (1999) ausführlich neu beschrieben. Nach CHERCHI und SCHROEDER (op. cit.) geht sie im noch unteren Apt in *Rectodictyoconus giganteus* SCHROEDER, 1964 über, von der sie sich durch ihren apikal exzentrisch gelegenen Proloculus („Embryo“) und ihre generell kleineren Dimensionen unterscheidet.

Verbreitung: Annähernd pantethyal (Nordwest-Atlantik bis Himalaja). BAUD et al. (1994) diskutieren ausführlich die regionale und biostratigraphische Verbreitung der Art und kommen zu folgendem Schluss (S. 388): „All these data indicate that *Dictyoconus arabicus* is certainly of Late Barremian age, but it is safe to assume that this species can range as high as the Lower Aptian.“ Hieraus ergibt sich notwendigerweise, dass diese Art als alleiniger Faktor nicht zur Abtrennung der Barreme/Apt-Grenze geeignet ist.

In Nordsomalia tritt die Art in der Einheit 2 der Tisje-Formation in den Profilen Xabaal Garure, Manna'a und Dhadhabo auf. Lediglich im Profil Xabaal Garure ist sie erstmalig kurz vor dem Auftreten von *Valserina transiens* zu beobachten, ansonsten tritt sie immer in Vergesellschaftung mit dieser Art auf. Anhand der Alterseinstufung des unterlagernden „somalischen Wealden“ durch SCHUDACK (in: LUGER und SCHUDACK, 2001) in das basales Apt werden die Schichten der Einheit 2 hier dem unteren Unterapt zugeordnet.

Dictyoconus sp.1
Taf. 6, Fig. 3, 4, 6

Material: Die Art liegt ausschließlich in Dünnschliffen vor. Sie ist relativ häufig; photographisch dokumentiert wurden jedoch lediglich zwei megalosphärische Exemplare (Tis11/2/4, Tis11/3/2) und drei vermutlich mikrosphärische Schnittlagen (Tis11/1/1, Tis11/4/1; Tis15/3/2).

Beschreibung: Eine *Dictyoconus*-Art mit großem, deutlich exzentrischem Proloculus (0,21 mm) oder Embryonalapparat“ (Proloculus plus Deuteroconch: 0,37 mm) der megalosphärischen Formen. Der bereits eng gekammerte spiralgige Anfangsteil ist hier deutlich, aber kurz entwickelt und geht rasch in eng stehende discoidale Kammern über, die durch zahlreiche, ebenfalls engstehende Septulen unterteilt sind. Die marginale Zone der Kammern ist mäßig breit und durch die gattungstypischen waagerechten Septulen 1. und 2. Ordnung gekennzeichnet. Das Gehäuse der megalosphärischen Formen ist bis etwa 1,5 mm Gehäusehöhe etwa so breit wie hoch und wird danach hochkonisch. Die maximale beobachtete Gehäusehöhe beträgt hier 2,34 mm. Eindeutig zu identifizierende Schnittlagen von mikrosphärischen Formen der Art liegen nicht vor, jedoch erscheinen große Exemplare in submarginalen Schnittlagen aus der gleichen Probe wie die makrosphärischen Formen (wegen der unzureichenden Qualität der Objekte nicht abgebildet), die wesentlich breiter als hoch sind, diesen zu entsprechen. In diesen ist das Kammerinnere durch ein weniger dichtes Netz aus unregelmäßig geformten Kämmerchen gekennzeichnet.

Vorkommen: Maastricht der unteren Auradu-Formation in den Profilen Biyo Kulule (Probe BKu 27) und Tisje (Proben Tis11, 14, 15).

Dictyoconus? sp. 2
Taf. 6, Fig. 7, 8

Material: Dieser lediglich in Dünnschliffen vorliegenden Art konnten nur zwei Exemplare zugeordnet werden: Gal1/3/1 (megalosphärische Form) und Tis14/8/3 (marginale vertikale Schnittlage).

Beschreibung: Der in der angetroffenen Schnittlage der megalosphärischen Form deutlich subapikal gelegene Embryonal"apparat" erscheint tripartit, wobei die unterteilenden Septulen zwar klar entwickelt sind, jedoch die einzelnen Unterteilungen nicht völlig abschließen. Die Größe dieser embryonalen Zone beträgt 0,27 mm. Darauf folgt ein relativ großer spiralig aufgewundener Gehäuseteil mit sehr weitstehenden primären Kammern. Diese sind entweder durch kurze waagerechte marginale Septulen oder durch marginale konvergierende, gekrümmte Septulen gekennzeichnet, die teilweise zum Kammerinneren hin abgeschlossen sind, so dass blasige kleine Kämmerchen entstehen. Der deutlich breitere Teil der Kammern ist durch weitstehende, kurze, ebenfalls leicht gekrümmte, von der äußeren Kammerwand her aufsteigende Septulen gekennzeichnet, die jedoch niemals das Kammerlumen abschließen. Der anschließende Gehäuseteil mit annulären, vermutlich diskoidalen Kammern nimmt nur ca. 50 % der Gehäusehöhe ein. Diese sind durch weitstehende senkrechte Septulen unterteilt. Die marginale Zone der Kammern ist nur in Ausnahmefällen durch eine waagerechte Septule gekennzeichnet. Bei einer Gehäusehöhe von 1,2 mm beträgt die Gehäusebreite 1,5 mm.

Bemerkungen: Mit ihrem ungewöhnlich entwickelten Embryonalteil und den zumeist fehlenden waagerechten Septulen ist die vorliegende Art nur mit Mühe der Gattung *Dictyoconus* zuzuordnen. Allerdings weist sie Merkmale auf, wie sie bei den tertiären der Gattung zugeordneten Formen auftreten (z.B. *Dictyoconus aegyptiensis* CHAPMAN). Wegen ihrer Seltenheit im vorliegenden Material lassen sich hierzu allerdings momentan keinerlei weitere Aussagen treffen.

Vorkommen: Maastricht der unteren Auradu-Formation von Nordsomalia in den Profilen Galgalo (Probe Gal1) und Tisje (Probe Tis14).

Gattung *Heterocoskinolina* SAINT-MARC 1978
Typusart: *Heterocoskinolina ruskei* SAINT-MARC, 1978

Heterocoskinolina saintmarci n.sp.
Taf. 6, Fig. 9-18

Diagnose: Eine neue Art der Gattung *Heterocoskinolina* mit sehr kleinem, subapikal gelegenen Proloculus und sehr kurzem spiraligen Anfangsteil mit umbilikal abgeschlossenen Kammersuturen. Marginale Zone des postembryonalen Stadiums sehr breit; primäre Kammerscheidewände im prä-adulten Stadium nicht durchgehend, so dass im axialen Bereich ein großes kaum untergliedertes Lumen entsteht. Marginale Zone mit dichtem subepidermaletem Netzwerk aus waagerechten und senkrechten Septulen, wobei die deutlich längeren waagerechten Septulen zum Axialbereich hin konvergieren, diesen aber größtenteils nicht erreichen.

Holotyp: TUB–SFU–Man59/3/1.

Paratypen: TUB–SFU–Man59/1/1, 4/1; Man55/1/3, 2/1, 3/9; Man57/1/3, 2/1, 2/2, 3/1; Erigavo 9288/17-1; ?BKu10/4/1 sowie weitere, nicht photographierte Exemplare aus dem Profil Manna'a. Von der Art liegt ausschließlich Material in Dünnschliffen vor.

Derivatio nominis: Benannt nach dem Autor der Gattung.

Locus typicus: Profil Manna'a, Ahl-Maskat-Berge, Nordsomalia.

Stratum typicum: Einheit 4 der Tisje-Formation (Probe Man59), tieferes unteres Cenoman.

Beschreibung: Gehäuse konisch, maximaler beobachteter basaler (distaler) Durchmesser 1,56 mm (1,50 mm bei 0,62 mm Höhe beim Holotyp). Proloculus und Deuteroconch etwa gleich klein, höher als breit (0,8 x 0,6 mm) in Schnitten senkrecht zur Aufrollungsachse des Embryonalapparates; rundlich in Schnitten etwa parallel zur Aufrollungsachse (Dm: ca. 0,7 mm).

Primäre Kammern bereits im frühen Initialteil durch kurze waagerechte Septulen unterteilt, hier zum Gehäuselumen geschlossen (wie in *Coskinolinella*). In späteren annulären und im mittleren Wachstumsstadium konvergieren die primären Kammerlagen zum Initialbereich, so dass sie sich teilweise bis häufig berühren und die externen Kammern zum inneren Kammerlumen abschließen. In diesem Stadium sind die primären Kammern durch 0–2 kurze waagerechte Septulen unterteilt. Hier vereinigen sich die primären Kammerlagen zum Zentrum hin jedoch nicht; im zentralen Kammerlumen treten lediglich waagerechte Rudimente früherer horizontaler Kammerwände auf, so dass ein großes, kaum untergliedertes Kammerlumen entsteht. Im adulten Stadium schließen die letzten 1 oder 2 primären Kammerlagen das Kammerlumen zum Äußeren hin ab, wobei sie jedoch durch unregelmässige Öffnungen unterbrochen sein können, was auf eine finale cribrate Mündung schließen lässt.

Diskussion: *Heterocoskinolina saintmarci* n. sp. unterscheidet sich von *Heterocoskinolina ruskei* SAINT-MARC, 1978 zunächst durch das wesentlich kleinere, apikal mehr zentriert gelegene Initialstadium, dessen Kammern zum Kammerlumen hin geschlossen sind. Die neue Art erinnert in diesem Stadium vielmehr an *Coskinolinella santanderensis* RAMIRAZ DEL POZO wie abgebildet von CHERCHI (1985, in: SCHROEDER und NEUMANN, Taf. 24) oder *Coskinolinella daguini* DELMAS und DELOFFRE (ibid., Taf. 23). Allerdings unterscheidet sie sich von den beiden zuvor genannten Arten prinzipiell durch das Auftreten von (zumindest im Endteil) durchgehenden, das Kammerlumen abschließenden Septen. Weiterhin unterscheidet sich *Heterocoskinolina saintmarci* von *H. ruskei* durch das weite, größtenteils nicht untergliederte Kammerlumen des prä-adulten Teils des Gehäuses, durch den kleineren Proloculus und den insgesamt kleineren spiraligen Initialteil sowie durch das insgesamt größere Gehäuse. Es erscheint dem Autor daher als wahrscheinlich, dass *H. saintmarci* eine Art darstellt, die zwischen *Coskinolinella* des Albs (mit wiederum größeren adulten Gehäusen) und *H. ruskei* SAINT-MARC, 1978 des mittleren Cenomans vermittelt.

Vorkommen: *Heterocoskinolina saintmarci* tritt im untersuchten Material aus Nordsomalia lediglich im obersten Alb und basalen Untercenoman der Profile Manna'a und ?Biyo Kulule, sowie in einer nicht in einem Profil eingebundenen Probe dieses Zeitbereichs von Erigavo auf (Einheit 4 der Tisje-Formation, s.o.) auf.

Gattung *Pseudorbitolina* DOUVILLE 1910
 Typusart: *Pseudorbitolina marthae* DOUVILLE, 1910

Pseudorbitolina schroederi n.sp.
 Taf. 7, Fig. 6-9

1948 - *Pseudorbitolina marthae* DOUVILLE – HENSON, S. 102, Taf. 6, Fig. 17, Taf. 11, Fig. 6, Text-Fig. 16.
 2006 - *Pseudorbitolina marthae* – ABDELGHANI, Fig. 6, H-J.

Diagnose: Eine neue Art der Gattung *Pseudorbitolina* DOUVILLE, die in den generellen Merkmalen identisch zur Typusart ist. Sie ist allerdings wesentlich größer als diese und bisher nur aus dem Maastricht von Qatar (in: HENSON, 1948) und Nordsomalia bekannt.

Holotyp: TUB-SFO Tis12/1/2 (Axialschnitt des größten beobachteten Exemplars).

Paratypen: TUB-SFO Gal8/4/1, TUB-SFO Tis12/1/1, TUB-SFO Tis18/2/2 sowie zahlreiche nicht indizierte Axial- oder Subaxialschnitte.

Derivatio nominis: Benannt nach Prof. a.D. Dr. R. Schroeder (ehemals Universität Frankfurt), der neben anderen wichtigen Beiträgen der Urheber der heutigen Nomenklatur der Orbitolinen ist und auch über die Mikropaläontologie Nordsomalias bedeutsame Beiträge lieferte.

Locus typicus: Untere Auradu-Formation im Profil Tisje von Nordsomalia.

Stratum typicum: Probe Tis12, Maastricht.

Beschreibung: Die relativ wenigen vorliegenden perfekten Axialschnitte der neuen Art mit einem maximalem Durchmesser von 6,08 mm entsprechen im Aufbau des Gehäuses voll dem von *P. marthae*. HENSON (1948, S. 102) gibt eine auch heute noch gültige Beschreibung für seine Exemplare aus Qatar und bildet auf Taf. 11 in Fig. 6 einen etwas schiefen Äquatorialschnitt der neuen Art ab. In dieser Abbildung kommt der annuläre, mit durch senkrechten Septulen unterteilten Kämmerchen 2. Ordnung gut zum Ausdruck. Im vorliegenden Material sind nur Axial- oder Subaxialschnitte dieser konkavo-konvexen Art zu beobachten. Der Embryonalteil wurde in keinem Exemplar angeschnitten.

Diskussion: HENSON (1948) beschreibt und diskutiert ausführlich seine aus dem Maastricht von Qatar stammenden Exemplare, die er als lediglich größere Variante (bis 5 mm) der ursprünglich von DOUVILLE (1910) aus dem Campan von Frankreich beschriebenen Art angesehen hat. ABDELGHANI (2006) bildet noch etwas größere Exemplare aus dem Maastricht der Qahlah-Formation (U.A.E./-Oman) ab. NEUMANN (1978) übernahm zwar die Beschreibung von HENSON (1948) in ihre Synonymie, stellte aber gleichzeitig die auf den Tafeln abgebildeten Exemplare nur fraglich zu *P. marthae*. In ihrer Neubeschreibung der Art wiederholte NEUMANN (op. cit.) die Größenangaben für das Typmaterial aus dem Campan von Frankreich als 2-3 mm für den maximalen Durchmesser der Gehäuse der Art. Da das von HENSON (1948) aus dem Maastricht von Qatar ebenso wie die von ABDELGHANY (2006) abgebildeten Exemplare, wie auch die vorliegenden Formen aus Nordsomalia deutlich größer im Durchmesser sowie eindeutig jünger sind, dürfte es sich hier um eine jüngere Folge-Art von *P. marthae* handeln, die - da biostratigraphisch wertvoll - hier gesondert abgetrennt wird.

Vorkommen: Die hier zu *Pseudorbitolina schroederi* n.sp. gestellten Exemplare entstammen dem Maastricht von Qatar, den U.A.E und Oman. Die vorliegenden Exemplare von *P. schroederi* aus dem Maastricht der unteren Auradu-Formation von Nordsomalia kommen in den Profile Galgalo (Probe Gal 8) und Tisje (Proben Tis12, 18) vor.

Unterfamilie Orbitolininae MARTIN, 1890

Gattung *Orbiqia* MAMGAIN und RAO 1962Typusart: *Orbiqia drasensis* MAMGAIN und RAO, 1962

Bemerkungen: Die Gattung *Orbiqia* MAMGAIN und RAO 1962 wurde von LOEBLICH und TAPAN (1988) unter Vorbehalt als Synonym zur Gattung *Mesorbitolina* betrachtet. Diese Auffassung kann nicht aufrecht erhalten werden, da *Orbiqia drasensis* MAMGAIN und RAO 1962 lediglich einen rundlichen Proloculus ohne jede Anzeichen eines Embryonalapparates aufweist und somit deutlich von den echten Orbitolinen abweicht.

Orbiqia drasensis MAMGAIN und RAO, 1962

Taf. 7, Fig. 4, 5

1962 - *Orbiqia drasensis* n. gen. n. sp. - MAMGAIN und RAO, S. 185, Taf. 6, Fig. 1-4.1988 – *Mesorbitolina? drasensis* (MAMGAIN and JANATHA RAO) - LOEBLICH und TAPPAN, Taf. 176, Fig. 11-13.

Bemerkungen: Nach der Originalbeschreibung ist *Orbiqia drasensis* durch einen einfachen, apikal gelegenen rundlichen Proloculus gekennzeichnet (Durchmesser 0,1 mm), auf den fast umgehend scheibenförmige Kammern folgen. Diese sind partiell durch weitstehende senkrechte Septulen unterteilt. Die Randzone ist in der exakten Axialschnittlage sehr breit und einfach gebaut. Die von MAMGAIN und RAO (1962) beschriebenen Exemplare mit großem Proloculus haben einen maximalen Durchmesser von 1,76 mm. Im vorliegenden Material tritt die Art lediglich in einer Probe in einer Sonderfazies zusammen mit *Globospirillina* sp. auf (s.u.). Die maximale Größe der Exemplare beträgt hier zwischen 1,9 und 2,0 mm, wobei der Proloculus eine Größe zwischen 0,08 und 0,1 mm aufweist. Wenngleich die in dieser Arbeit abgebildeten großen Exemplare der Art nur leicht schräge Schnittlagen mit labyrinthischer Innenstruktur darstellen, liegen im Material auch Schnittlagen vor, die dem von MAMGAIN und RAO (op. cit.) festgelegten Holotyp entsprechen (siehe auch LOEBLICH und TAPPAN, Taf. 176, Fig. 12).

Vorkommen: *Orbiqia drasensis* MAMGAIN und RAO ist bisher nur aus dem Apt von Dras, Indien bekannt. Die vorliegenden Exemplare entstammen dem Grenzbereich vom unteren zum oberen Apt (Intervall A6) im Profil Xabaal Garure (mittlere Einheit 2 der Tisje-Formation, Probe XGA 29).

Gattung *Orbitolina* D'ORBIGNY 1850Typusart: *Orbulites concava* LAMARCK, 1816

Bemerkungen: Die Festlegung der Typusart der Gattung *Orbitolina* durch *Orbulites concava* LAMARCK 1816 anstelle von *Orbulites concava* LAMARCK 1806 (in: LOEBLICH und TAPPAN, 1988) erfolgte von SCHROEDER und SIMMONS (1988). Die von SCHROEDER (1962, 1973) eingeführten Untergattungen *Mesorbitolina*, *Orbitolina* und *Conicorbitolina* wurden von LOEBLICH und TAPPAN (1988) als Gattungen geführt. Dieser taxonomischen Gliederung wird hier gefolgt.

Die bis zu den Untersuchungen von DOUGLASS (1960a, b), SCHROEDER (1962) und HOFKER Jr. (1963) vorherrschende Untergliederung der "Orbitolinen" nach äußeren Merkmalen wurde von den o.g. Autoren als unzureichend erkannt und erfolgt seither fast ausschließlich anhand der inneren Merkmale, wobei sich die

von SCHROEDER (1962, 1963a, 1964a, b, 1973, 1975 und schließlich 1985 [in: SCHROEDER und NEUMANN]) eingeführte Nomenklatur als durchsetzungsfähig erwies. Diese Nomenklatur wird hier angewendet und um Redundanz zu vermeiden nicht noch einmal wiederholt. Es wird hier insbesondere auf die Arbeiten von SCHROEDER (1975, 1985) verwiesen, worin die wesentlichen nomenklatorischen Merkmale der Gruppe der echten Orbitolinen ausführlich dargestellt werden.

Bis zur Neudefinition bzw. Klärung der Gesamtheit der Artmerkmale der Arten *Orbitolina (Orbitolina) concava* LAMARCK, 1816; *Orbitolina (Orbitolina) duranddelgai* SCHROEDER, 1972 und *Orbitolina (Orbitolina) sefini* HENSON, 1948 durch SCHROEDER (1985, in: NEUMANN und SCHROEDER) blieb die eindeutige Zuordnung dieser nicht nur in der Ausbildung des Embryonalapparates im Axialschnitt sehr ähnlichen Formen in der Praxis (wo ideale Schnittlagen nur in Ausnahmefällen zur Verfügung stehen) recht unsicher und ist auch heute nur unter Einbeziehung tangentialer Schnittlagen eindeutig möglich (siehe Tab. 1; Beschreibungen der Merkmale des Embryonalapparates nur anhand optimaler Schnittlagen; für ausführliche Beschreibungen sämtlicher Artmerkmale siehe SCHROEDER, ops. cit.).

Auffällig im vorliegenden Material aus Nordsomalia ist, dass hier bei der Gattung *Orbitolina* s.s. nur Arten der Gruppe um *O. sefini* (*O. sefini*, *O. qatarica*) identifiziert werden konnten. Die von SCHROEDER (1985) lediglich aus der nördlichen Tethys als *O. concava* und *O. duranddelgai* anerkannten Formen wurden nicht beobachtet. Da es sich nach SCHROEDER (1975, 1985) bei *O. sefini* um die ursprünglichste Art dieser Gattung mit einer sehr weiten paläobiogeographischen Verbreitung seit dem tieferen oberen Alb handelt, erscheint es möglich, dass die Evolution der Orbitolinen im höheren oberen Alb und Cenoman in der zentral-westlichen Tethys einen anderen Verlauf als im arabischen Raum genommen hat.

Orbitolina sefini HENSON, 1948
Taf. 7, Fig. 10-14; Abb. 24 a-c

- 1948 - *Orbitolina concava* (LAMARCK) var. *sefini* var. nov. - HENSON, S. 64, Taf. 5, Fig. 1, 2; ?? Fig. 7, 9.
 1962 - *Orbitolina (O.) concava qatarica* (HENSON) - SCHROEDER, S. 191, Taf. 20, Fig. 11, Taf. 21, Fig. 2.
 1969 - *Orbitolina (O.) concava qatarica* (HENSON) - SAMPO, Taf. 39, Fig. 9, 20; non: Fig. 21.
 ? 1969 - *Orbitolina discoidea-conoidea* - SAMPO, Taf. 39, Fig. 12.
 1973 - *Orbitolina (O.) concava qatarica* (HENSON) - SCHROEDER, Fig. 3-2.
 1977 - *Orbitolina (Orbitolina) concava* (LMK.) - REY et al., S. 378, Taf. 2, Fig. 11, 12
 1985 - *Orbitolina (Orbitolina) sefini* HENSON, 1948 - SCHROEDER (in: SCHROEDER & NEUMANN), S. 66, Taf. 30, Fig. 1-8.
 1986 - *Orbitolina (Orbitolina) sefini* HENSON, 1948 - SCHROEDER et al., S. 383, Fig. 2 a-g.
 1987 - *Orbitolina (Orbitolina) sefini* HENSON - SIMMONS & HART, Taf. 10.2, Fig. 3.
 1988 - *O. (O.) gr. concava* LAMARCK - VELIC, Taf. 2, Fig. 14.
 1990 - *Orbitolina (Orbitolina) concava* (LAMARCK) - WEIDICH und AL-HARITHI, S. 606, Taf. 5, Fig. 1-10 (partim: *Orbitolina ex interc. sefini/qatarica*).
 1992 - *Orbitolina (Orbitolina) sefini* HENSON, 1948 - SIMMONS & WILLIAMS, Taf. 1, Fig. 3-5.
 1999 - *Orbitolina sefini* HENSON, 1948 - CHERCHI & SCHROEDER, S. 320, Taf. 2, Fig. 1-8, Taf. 3, Fig. 1-3.

Bemerkungen: Die Art *O. sefini* wurde von HENSON (1948) anhand von - nach heutigen Maßstäben - nicht eindeutigen Schnittlagen und Beschreibungen als *Orbitolina concava* (LAMARCK) var. *sefini* var. nov. aus dem Cenoman von Sefin Dagh (Iran) erstmalig beschrieben. In der gleichen Arbeit stellte HENSON eine weitere, sehr ähnliche Form: *Orbitolina concava* (LAMARCK) var. *qatarica* var. nov. aus dem Cenoman von Qatar erstmalig vor. Nach der Klärung der grundlegenden Fragestellungen zur Unterscheidung der Arten

der Gattung *Orbitolina* durch SCHROEDER (1985, in: SCHÖDER und NEUMANN, 1985) erscheint es dem Autor heute möglich und sinnvoll anhand des vorliegenden Materials die von HENSON (1948) eingeführten "Varianten" *sefini* und *qatarica* als eine phylogenetische Weiterentwicklung zu betrachten und somit die "Variante" *qatarica* als jüngere, größere, von *O. (O.) sefini* abstammende Art abzutrennen, wobei beide Arten durch Übergangsformen verbunden sind (s.u. und Tab. 1). Die vorliegenden Exemplare von *O. sefini* stimmen nach den inneren Merkmalen und der Gehäuseform sehr gut mit der Neubeschreibung durch SCHROEDER (op. cit.) überein, jedoch sind die megalosphärischen Formen, bei denen möglicherweise keine voll adulten Stadien aufgefunden wurden, insgesamt durchweg kleiner als die von SCHROEDER (op. cit.) mit angegebenen Durchmessern von 5-7 mm (Dmax. hier: 2,7 mm).

Vorkommen: Höheres unteres Alb bis tieferes unteres Cenoman. Die Art hat eine sehr weite paläogeographische Verbreitung und wird von SW-England bis Somalia beschrieben. Im vorliegenden Material tritt sie im oberen Alb (Assoziation B4) der Einheit 4 der Tisje-Formation auf.

Orbitolina qatarica HENSON, 1948 emend.
Taf. 8, Fig. 11-14, Taf. 9, Fig. 1-5; Abb. 24, e-g

1948 - *Orbitolina concava* (LAMARCK) var. *qatarica* var. nov. HENSON, S. 66, Taf. 5, Fig. 8, 11.
non: 1969 - *Orbitolina concava* (LAMARCK) *qatarica* HENSON - SAMPO, Taf. 38, Fig. 9, 16, 17, 19-21.

Lectotyp: XGa87/1/1 (Taf. 8, Fig. 12).

Lokalität: Profil Xabaal Garure.

Horizont: Probe XGa87, unteres Cenoman.

Bemerkungen: In seiner Beschreibung von *Orbitolina concava* (LAMARCK) var. *qatarica* var. nov. weist HENSON (1948) eine Reihe von "Syntypen" aus, von denen sich lediglich die auf der Taf. 5, Fig. 8, 11 mit hinreichender Sicherheit den von ihm definierten Merkmalen zuweisen lassen. Da HENSON (op. cit.) keinen Holotyp festlegte, das Typmaterial nicht zur Verfügung stand und im vorliegenden Material hinreichend gute Schnittlagen dieser Art vorliegen, wird an dieser Stelle ein Lectotyp aus dem somalischen Material ausgewählt.

Die vorliegenden megalosphärischen Formen stimmen nach Form und Größe gut mit der Originalbeschreibung von HENSON (1948) überein; wobei allerdings auch hier, wie bei *O. sefini*, die Mehrzahl der Exemplare prä-adulten Stadien zuzuschreiben ist. Allerdings weichen sie in ihren weitaus größeren Dimensionen des Embryonalapparates (0,9-1,3 mm anstelle von max. 0,77 mm wie bei HENSON [op. cit., S. 64] angegeben) in der hier vorgestellten Neufassung dieser Art ab (ebenso wie in dem von HENSON [op. cit.] auf Taf. 5 Fig. 11 abgebildeten Exemplar). Die Größe des Protoconchs variiert im vorliegenden Material von 0,27 bis 0,54 mm, wobei die größten Durchmesser in den jüngsten Formen dieser Art beobachtet wurden. Für eine Beschreibung der weiteren inneren Merkmale der Art wird auf Tab. 1 verwiesen.

Diskussion: SCHROEDER (1985 in: SCHROEDER und NEUMANN, p. 67) fasst *O. qatarica* als Unterart von *O. concava* und als Übergangsform zwischen *O. sefini* und *O. concava* im mediterranen Raum auf. Anhand seiner Argumentation kann dies für die hier als Übergangsformen zwischen *O. sefini* s.s. und *O. qatarica* s.s. als *O. ex interc. sefini/qatarica* geführten Formen im Übergangsbereich Alb/ Cenoman durchaus als wahrscheinlich angesehen werden; jedoch ist zumindest im somalischen Material eine abweichende Entwicklung zu beobachten: Hier entwickelt sich *O. qatarica* s.s. über die genannten Übergangsformen aus *O.*

sefini im unteren Cenoman und ist von letzterer durch die deutlich größeren Dimensionen des Protoconchs und des Embryonalapparates zu unterscheiden.

Art / innere Merkmale (nur megalosphärische Formen)	Embryonalapparat (nur Axialschnitt)			Marginale Zone	Zentrale Zone
	Protoconch	Deuteroconch/ Embryonalapparat	subembryonale Zone		
<i>O. (O.) concava</i> (LAMARCK, 1816) sensu SCHROEDER, 1985 Stratigraphische Verbreitung (nach SCHROEDER, 1985): U. Cenoman	Durchmesser: 0,3-0,4 mm Form: unregelmäßig elliptisch	Externer Durchmesser: 0,7-0,9 mm (max. 1,1 mm); oben mit zahlreichen senkrechten röhrenförmigen Septen, die extern wiederum durch 1 oder zwei kurze Septulen unterteilt sind	eng, nur eine Lage von zahlreichen, unregelmäßig geformten Kämmerchen, die +- parallel zum ovalen Unterrand der Embryonalapparates verlaufen	Kammern im Tangentialschnitt durchweg mit unregelmäßig ovalem Umriss, Kammerscheidewände der einen zur nächsten Kammer alternierend.	Im Zentralbereich unregelmäßig strukturiert; lediglich im Tangentialschnitt zeigen die Unterteilungen der Kammern hier einen rechteckigen bis ovalen Umriss. Kammern ausschließlich annulär
<i>O. (O.) sefini</i> HENSON, 1948 in SCHROEDER, 1985 Stratigraphische Verbreitung (nach SCHROEDER, 1985): o.O. Alb - u.U. Cenoman	Durchmesser: 0,2-0,25 mm Form: suboval, oben mit Zugeschärfter seitlicher Ausstülpung ("forme de coupe")	Externer Durchmesser: 0,5-0,7 mm; oben mit zahlreichen senkrechten röhrenförmigen Septen, die extern wiederum durch 1 kurze Septule unterteilt sind	eng, nur eine Lage von zahlreichen, unregelmäßig geformten Kämmerchen, die +- parallel zum konkav geblähten Unterrand der Embryonalapparates verlaufen	Kammern im Tangentialschnitt durchweg mit dreieckigem bis subovalem Umriss; in Spätformen im Endteil auch mit verlängertem (annähernd rechteckigem) Umriss.	Im Zentralbereich mit dünnen, sich nach außen verbreiternden Kammern. Kammern nur in großen adulten Stadien annulär entwickelt
<i>O. (O.) qatarica</i> HENSON, 1948; diese Arbeit Stratigraphische Verbreitung: U. - ?u.M. Cenoman	Durchmesser: 0,27-0,54 mm Form: suboval, häufig mit zugeschärfter seitlicher Ausstülpung	Externer Durchmesser: 0,7-1,3 mm; mit zahlreichen senkrechten röhrenförmigen Septen, die extern wiederum durch 1 kurze Septule unterteilt sein können	breit, eine Lage von hohen, annähernd recht-eckigen, engstehenden Kammern oder zwei bis drei Lagen von unregelmäßig geformten Kämmerchen, die +- parallel zum konkav geblähten Unterrand des Embryonalapparates verlaufen	Kammern im Tangentialschnitt nur im Initialteil mit dreieckigem Umriss; später mit rundlich/subquadratischem bis annähernd rechteckigem Umriss.	Im Zentralbereich relativ hohe, konkave deutliche Kammern mit sehr breiter radialer Zone; marginale Zone eng. Annuläre Kammern nicht beobachtet.
<i>O. (O.) durandelgai</i> SCHROEDER, 1972 in SCHROEDER, 1985 Stratigraphische Verbreitung (nach SCHROEDER, 1985): o.O. Alb - u.U. Cenoman	Durchmesser: 0,25-0,3 mm breit, 0,14-0,16 mm hoch Form: elliptisch oder suboval, oben mit zugeschärfter seitlicher Ausstülpung ("forme de coupe")	Externer Durchmesser: 0,5-0,7 mm (max. 0,8 mm); oben mit zahlreichen senkrechten röhrenförmigen Septen, die extern wiederum durch 1 kurze Septule unterteilt sind	sehr eng, nur eine Lage von zahlreichen, unregelmäßig geformten Kämmerchen, die +- parallel zum ovalen Unterrand der Embryonalapparates verlaufen	Engstehende Kammern im Tangentialschnitt mit teilweise rundlichem, überwiegend aber abgerundet subquadratischem bis annähernd rechteckigem Umriss	Im Zentralbereich relativ hohe, konkave deutliche Kammern mit breiter radialer Zone; marginale Zone eng. Kammern nur im adulten Stadium annulär

Tab. 1: Vergleich der relevanten inneren Merkmale der megalosphärischen Formen Arten *O. concava*, *O. sefini*, *O. qatarica* und *O. durandelgai*.

Hierbei ist zu beachten, das auch bei den megalosphärischen Formen von *O. qatarica* der Tangentialschnitt im Prinzip der Bauplan von *O. sefini* zu beobachten ist - wenn auch der Bereich mit den dreieckigen bis sub-ovalen Kämmerchen deutlich stärker auf den Initialteil des Gehäuses beschränkt ist oder in den Spätformen hier lediglich subovale Kämmerchen zu beobachten sind. Hierdurch und besonders durch die wesentlich breitere subembryonale Zone unterscheidet sich *O. qatarica* klar von *O. concava* s.s., bei der im Tangentialschnitt nach SCHROEDER (op. cit., S. 65) lediglich unregelmäßig oval geformte Kämmerchen zu beobachten sind und die subembryonale Zone sehr eng ist sowie nur aus einer Lage von unregelmäßig geformten

Kammerchen besteht.

Somit erscheint es dem Autor als gerechtfertigt, *O. qatarica* s.s als eigene Art zu führen, da sich die Endglieder der phylogenetischen Entwicklung *O. sefini* > *O. ex interc. sefini/qatarica* > *O. qatarica* klar voneinander abgrenzen lassen und sich auch in ihrer stratigraphischen Verbreitung deutlich unterscheiden.

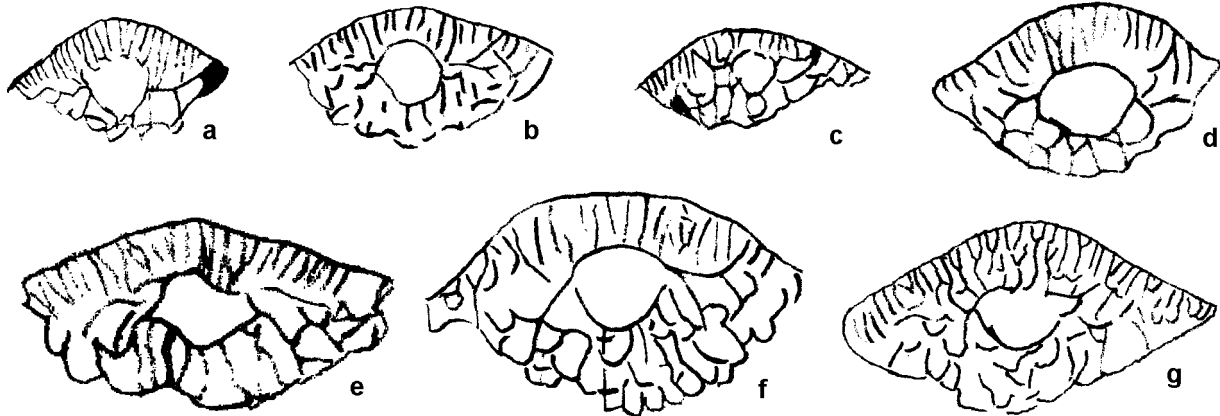


Abb. 24: a-c: Embryonalapparate von *Orbitolina sefini* HENSON (axial, a: O.Nr. TUB-SFU BKu3/4/1, b: O.Nr. TUB-SFU XGa77/3/1, c: O. Nr. TUB-SFU BKu5/3/2).
d: Embryonalapparat von *Orbitolina ex interc. sefini/qatarica* (axial, O. Nr. TUB-SFU BKu4/5/2).
e-g: Embryonalapparate von *Orbitolina qatarica* HENSON (e: Lectotyp, O. Nr. TUB-SFU XGa87/1/1 axial, f: O. Nr. TUB-SFU XGa89/1/2, leicht schiefer Axialschnitt, g: O. Nr. TUB-SFU XGa86/3/1, axial).
Vergrößerung: ca. 50x.

Verbreitung: Undifferenziertes Cenoman von Qatar und Irak. Unteres Cenoman von Somalia (Einheit 4 der Tisje-Formation). Unteres? Cenoman von Iran (HENSON, 1948). Die von HENSON (1948) aus dem mittleren bis "oberen" Cenoman von Israel angegebenen Formen wurden von SCHROEDER (1985) zu *Conicorbitolina conica* gestellt.

Gattung *Conicorbitolina* SCHOEDER 1973
Typusart: *Orbitolites conica* D'ARCHIAC, 1837

Bemerkungen: Vertreter dieser Gattung werden in Nordsomalia nur selten und in einem eng begrenzten Zeitintervall beobachtet: Dem obersten Alb (*C. cf. conica*)- unteren Cenoman (*C. conica*). Sie sind in der Mehrzahl der Fälle den Übergangsformen zwischen *C. corbarica* und *C. conica* zuzuordnen.

Conicorbitolina conica (D'ARCHIAC, 1837) sensu SCHROEDER, 1985
Taf. 10, Fig. 9

1837 - *Orbitolites conica* D'ARCHIAC, S. 178.

?1981 - *Orbitolina conica* (D'ARCHIAC) - SAINT-MARC, Taf. 1, Fig. 2.

1985 - *Orbitolina (Conicorbitolina) conica* (D'ARCHIAC), 1837 - SCHROEDER, S. 74, Taf. 34, Fig. 1-10, Taf. 35, Fig. 1-7 (siehe hier für frühere Synonymien).

1985 - *O. (Mesorbitolina) conica* - MOULLADE et al., Taf. 1, Fig. 12.

1988 - *Conicorbitolina conica* (D'ARCHIAC) - LOEBLICH und TAPPAN, Taf. 181. Fig. 6-11.

1988 - *O. (C.) conica* (D'ARCHIAC) - VELIC, Taf. 2, Fig. 13.

1999 - *Conicorbitolina conica* (D'ARCHIAC) - CHERCHI und SCHOEDER, S. 320, Taf. 1, Fig. 1, 2, 5, 6, 10.

Verbreitung: *C. conica* tritt nach SCHROEDER (1985 in: SCHROEDER und NEUMANN) im oberen? Oberalb - mittleren Cenoman der zentralen Tethys auf. Die vorliegenden Formen aus Nordsomalia entstammen ausschließlich dem unteren Cenoman der Profile Xabaal Garure und Manna'a unterhalb der Schichten mit den großen Praealveolinen (*P. cretacea*, *P. osimo*) des mittleren Cenomans (Einheit 4 der Tisje-Formation, Assoziation C1, Untercenoman). Die Mehrzahl der Conicorbitolinen im untersuchten Material im Grenzbe- reich oberen Oberalb/unteren Untercenoman ist nach (SCHROEDER, op. cit.) den Übergangsformen zwischen *C. corbarica* und *C. conica* zuzuordnen.

Conicorbitolina corbarica SCHROEDER, 1985
Taf. 10, Fig. 1-6

- 1985 - *Orbitolina (Conicorbitolina) corbarica* n. sp. - SCHROEDER (in: SCHROEDER UND NEU-MANN), S. 72, Taf. 33, Fig. 1-11. (siehe hier für ältere, in Synonymie gestellte Formen).
1999 - *Conicorbitolina corbarica* SCHROEDER, 1985 - CHERCHI und SCHROEDER, S. 322, Taf. 1, Fig. 4, 8.

Verbreitung: *C. corbarica* wurde bisher aus dem oberen? Oberalb - unteren Untercenoman von Portugal, Frankreich und Spanien beschrieben. Die wenigen vorliegenden Formen aus Nordsomalia entstammen ausschließlich dem oberen Alb (obere Einheit 3 und Einheit 4 der Tisje-Formation) und treten zusammen mit *O. cf. sefini* und *O. sefini* auf (siehe auch Verbreitung unter *C. conica*).

Gattung *Mesorbitolina* SCHROEDER 1962
Typusart: *Orbulites texanus* ROEMER, 1849

Mesorbitolina texana (ROEMER, 1849) sensu SCHROEDER, 1985
Taf. 11, Fig. 2-6

- 1849 - *Orbulites texanus* n. sp. - ROEMER, S. 392.
1984 - *Orbitolina (Mesorbitolina) gr. parva* (DOUGLASS - *texana* ROEMER) - CHERCHI et al., Taf. 2, Fig. 4.
1985 - *Orbitolina (Mesorbitolina) texana* ROEMER, 1849) - SCHROEDER (in: SCHROEDER und NEUMANN), S. 77, Taf. 36, Fig. 1-13. (siehe hier für ältere Synonymien)
1985 - *O. (Mesorbitolina) libanica* HENSON - MOULLADE et al., Taf. 1, Fig. 7.
1985 - *O. (Mesorbitolina) minuta* DOUGLASS - MOULLADE et al., Taf. 1, Fig. 8.
non: 1985 - *O. (Mesorbitolina) texana* ROEMER - MOULLADE et al. Taf. 1, Fig. 9.
1987 - *Orbitolina (Mesorbitolina texana* (ROEMER) - SIMMONS und HART, Taf. 10.2, Fig. 4.
1988 - *Orbitolina (Mesorbitolina) texana* (ROEMER, 1849) - WILKE, Taf. 4, Fig. 12.
1988 - *Orbitolina (Mesorbitolina) texana* (ROEMER) - VELIC, Taf. 1, Fig. 1-3.
1988 - *Mesorbitolina texana* (F. ROEMER, 1849) - LOEBLICH und TAPPAN, Taf. 182, Fig. 3-11.
1994 - *Orbitolina (Mesorbitolina) texana* (ROEMER, 1852) - WITT und GÖGDAG, Taf. 10.1, Fig. 7, 9.
2000 - *Orbitolina (Mesorbitolina) texana* – HUSINEC et al. Fig. 8, Nr. 3-4.
2001 - *Orbitolina (Mesorbitolina) texana* - CASTRO et al., Fig. 5, I.
?2006 - *Orbitolina (Mesorbitolina) texana* - HUSINEC, A. und SOKAČ, FIG. 10, G.

Bemerkungen: In seiner umfassenden Revision klärte SCHROEDER (1985) die zuvor bestehenden Un- sicherheiten und Fehlinterpretationen dieser Art endgültig auf und stellte die bis dahin in der Literatur geführten "Arten" und "Unterarten" *Orbitolina discoidea* GRAS var. *libanica* HENSON, 1948 und *Orbitolina minuta* DOUGLASS, 1960 in Synonymie zu *M. texana*. Dieser Auffassung wird hier gefolgt. Es sei an dieser Stelle darauf hingewiesen, dass die bereits zuvor bestehenden Unterschiede zwischen der französischen und der deutschen Interpretation der Art (i.d.R. wurden in der französischen Nomenklatur die von SCHROE- DER [op. cit.] unter *M. subconcava* geführten Formen als *M. texana* beschrieben [e.g.: MOULLADE und

SAINT-MARC, 1975]) auch noch während und nach 1985 nachwirkten (e.g. MOULLADE et. al., 1985), weshalb teilweise auch heute noch Nennungen der o.g. Formen nicht ohne kritische Prüfung übernommen werden können.

Verbreitung: *O. texana* hat im oberen Apt und unteren Alb eine pan-tethyale Verbreitung. In Nordsomalia tritt sie nur im unteren Alb im vorliegenden Material auf (Einheit 3 der Tisje-Formation). Intermediäre Formen zu *M. subconcava* (*M. ex interc. texana/subconcava*) werden hier auch noch im höheren Alb beobachtet.

Mesorbitolina aperta (ERMAN, 1854)
Taf. 11, Fig. 13, 14, Taf. 12, Fig. 1, 3

1854 - *Orbitulites apertus mihi* - ERMAN, S. 603, Taf. 23, Fig. 1-3.
partim: 1969 - *Orbitolina concava* (LAMARCK) *qatarica* HENSON - SAMPO, Taf. 38, Fig. 19, 21.
cf. 1982 - *Orbitolina (Orbitolina) birmanica* SAHNI - ZHANG, Taf. 10, Fig. 2, 6, 9, 13.
1985 - *Orbitolina (Mesorbitolina) aperta* (ERMAN, 1854) - SCHROEDER (in: SCHROEDER und NEUMANN), S. 82, Taf. 38, Fig. 1-6 (siehe hier für frühere Synonymien).
1985 - *O. (Mesorbitolina) texana* - MOULLADE et al., Taf. 1, Fig. 9.
1987 - *Orbitolina (Mesorbitolina) aperta* (ERMAN) - SIMMONS und HART, Taf. 10.2, Fig. 5.
1988 - *Orbitolina (Mesorbitolina) aperta* (ERMAN) - KUSS und SCHLAGINTWEIT, Taf. 20, Fig. 8.

Bemerkungen: Den Beschreibungen dieser Art durch SCHROEDER (1962) und SCHROEDER (in: SCHROEDER und NEUMANN, 1985) ist an dieser Stelle nichts hinzuzufügen. Auch für diese Art gelten die unter *Mesorbitolina texana* getroffenen Aussagen bezüglich der nomenklatorischen Differenzen in der Nomenklatur deutscher und französischer Autoren (s.o.). Bei den von ZHANG (1982) als *Orbitolina (Orbitolina) birmanica* SAHNI aus dem Alb von Xizang (China) abgebildeten Exemplaren dürfte es sich um Übergangsformen zwischen *M. subconcava* und *M. aperta* handeln.

Verbreitung: Nach SCHROEDER (in: SCHROEDER und NEUMANN, 1985) ist die Art auf das obere Alb bis untere Cenoman beschränkt. In Nordsomalia tritt *Mesorbitolina aperta* selten fraglich im mittleren Alb, häufig aber im zuvor genannten Zeitbereich der Profile Biyo Kulule, Dhadhabo, Manna'a, Togga Mareer und Xabaal Garure auf (Einheit 4 der Tisje-Formation). Im Bereich des tieferen oberen Albs werden häufig Übergangsformen zwischen *M. subconcava* und *M. aperta* beobachtet.

Mesorbitolina subconcava LEYMERIE, 1878
Taf. 11, Fig. 9-11

1878 - *Orbitolina sub-concava*, LEYM. - LEYMERIE, Taf. E, Fig. 7.
1985 - *Orbitolina (Mesorbitolina) subconcava* LEYMERIE, 1878 - SCHROEDER (in: SCHROEDER und NEUMANN), S. 80, Taf. 37, Fig. 1-8; (siehe hier für weitere Synonymien).
2000 - *Orbitolina (Mesorbitolina) subconcava* - HUSINEC et al., Fig. 8, Nr. 6.

Bemerkungen: Die Art wurde von SCHROEDER (in: SCHROEDER und NEUMANN, 1985) ausführlich neu beschrieben. In Nordsomalia tritt *M. subconcava* s.s. nur selten auf; in der Mehrzahl der identifizierbaren Exemplare handelt es sich um Übergangsformen zu ihren Vorläufern (*M. texana*) oder Nachfolgern (*M. aperta*; s.o.).

Vorkommen: Als stratigraphische Verbreitung dieser Art gibt SCHROEDER (in: SCHROEDER und NEUMANN, 1985) das obere Oberapt bis obere Alb an. In Nordsomalia treten eindeutig identifizierbare Exem-

plare von *M. subconca* s.s lediglich selten im Alb der Einheit 3 der Tisje-Formation der Profile Biyo Kulule, Togga Mareer und Xabaal Garure auf. Bei den restlichen identifizierbaren Formen aus dem höheren Alb handelt es sich entweder um Übergangsformen zwischen *M. texana/subconca* oder im Bereich des oberen Alb/Cenoman um Übergangsformen zwischen *M. subconca* und *M. aperta*.

Gattung *Neorbitolinopsis* SCHROEDER 1965
Typusart: *Orbitolina conulus* DOUVILLE, 1912

Neorbitolinopsis conulus (DOUVILLE, 1912)
Taf. 12, Fig. 5

1904 – *Orbitolina conoidea* – DOUVILLE, Taf. 17, Fig. 2-3.

1912 - *Orbitolina conulus* – DOUVILLE, S. 568.

1985 - *Neorbitolinopsis conulus* (DOUVILLE, 1912) – SCHROEDER (in: SCHROEDER und NEUMANN) S. 50, Taf. 22, Fig. 1-6 (siehe hier für weitere Synonymien).

Bemerkungen: Die Art wurde von SCHROEDER (in: SCHROEDER und NEUMANN, 1985) ausführlich neu beschrieben und diskutiert. Nach SCHROEDER (op. cit.) weist die apikal gelegene Anfangskammer des Embryonalapparates Größenordnungen zwischen 0,16 – 0,18 mm auf. In dem einzigen vorliegenden definitiv der Art zuzuordnenden Exemplar aus dem unteren Alb des Profils Xabaal Garure (Probe XGa62) beträgt ihr Durchmesser lediglich 0,11 mm. Dies könnte bedeuten, dass es sich hierbei um eine frühe Form dieser aus *Simplorbitolina conulus* SCHROEDER, 1964 hervorgehenden Art handelt; ebenso aber auch, dass es sich hier nur durch eine nicht optimal (zentral) gelegene Axialschnittlage des Exemplars durch den Proloculus handelt.

Vorkommen: Die Art ist aus dem oberen Alb von SW-Europa bekannt. In Somalia tritt sie lediglich in einer Probe des unteren Albs auf (untere Einheit 3 der Tisje-Formation im Profil Xabaal Garure [Probe XGa62]).

Gattung *Palorbitolina* SCHROEDER 1963b
Typusart: *Madreporites lenticularis* BLUMENBACH, 1805

Palorbitolina lenticularis (BLUMENBACH, 1805)
Taf. 12, Fig. 2, 4, 7

1805 - *Madreporites lenticularis*. - BLUMENBACH, Taf. 80, Fig. 1-6.

1948 - *Orbitolina discoidea* var. *delicata* var. nov. - HENSON. S. 54, Taf. 2, Fig. 13, 14.

partim: 1963 - *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH, 1805) - SCHROEDER, S. 349, Taf. 23, Fig. 2, 5; Taf. 24, Fig. 1-10.

1964 - *Orbitolina praecursor* n. sp. - MONTANARI, S. 265, Taf. 19, Fig. 1-9; Taf. 20, Fig. 1-8; Taf. 21, Fig. 1-5.

1966 - *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH, 1805) - SCHRÖDER und CHARROLAIS, S. 110, Taf. 3, Fig. 1-6.

1969 - *Palorbitolina* - ARNAUD-VANNEAU, Taf. 1, Fig. 1-5; Fig. 1-3.

?1970 - *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH) - SAINT-MARC, Taf. 1, Fig. 1-5.

1970 - *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH) - FOURCADE, Taf. 14, Fig. 1; Taf. 35, Fig. 4.

1975 - *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH) – GUŠIĆ, Taf. 31, Fig. 1, 4, ?6.

1978 - *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH), 1805 - CHERCHI et al., S. 375, Taf. 2, Fig. 3; Taf. 3, Fig. 1-3.

1979a - *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH, 1805) - LUPERTO-SINNI, S. 420, Taf. 33, Fig. 1-8; Taf. 34, Fig. 1-8; Taf. 35, Fig. 1-8.

1979 - *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH, 1805) – CHERCHI, Taf. 26, Fig. 1, 2.

1980: *Palorbitolina lenticularis lenticularis* (BLUMENBACH) - ARNAUD-VANNEAU; Fig. 232 d.

- partim 1981 - *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH) – GUŠIĆ, Fig. 4, 1-10.
 1984 - *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH) - CHIOCCHINI et al., Taf. 1, Fig. 1, 2.
 1985 - *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH) - MOULLADE et al., Taf. 1, Fig. 1.
 ?1985 - *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH) - WILKE, Tafel. 4, Fig. 3.
 1987 - *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH) - SIMMONS und HART, Taf. 10.2, Fig. 1, 7.
 1988 - *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH) - VELIC, Taf. 1, Fig.10 (irrtümlich als Fig. 11 bezeichnet).
 1988 - *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH) - LOEBLICH und TAPPAN, Taf. 185, Fig. 6-10.
 1993 - *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH) - LUPERTO-SINNI und MASSE, Taf. 27, Fig. 1.
 ?1994 - *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH) - SIMMONS, Taf. 9.3., Fig. 1
 1994 - *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH, 1805) - WITT und GÖKDAG, Taf. 10.1, Fig. 3.
 1997 - *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH, 1805) – SCHROEDER, Fig. 1.
 partim 1999 - *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH, 1805) - CHERCHI und SCHROEDER, S. 6, Taf. 3, Fig. 1, 7, 9.
 2000 - *Palorbitolina lenticularis* – HUSINEC et al. Fig. 6, Nr. 1, 2.
 non 2001 - *Palorbitolina lenticularis* BLUMENBACH – CASTRO et al., Fig. 5 H.
 ?non 2002 - *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH) – BERNAUS et al., Fig 7, F, G (siehe SCHROEDER et al., 2004).

Bemerkungen: Nach CHERCHI und SCHROEDER (1999) bildet *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH) das monospezifische Endglied der Entwicklungsreihe von *Valsarina primitiva* SCHROEDER, CHAROLLAIS und CONRAD, 1969 (oberes Hauterive) bis hin zu *V. transiens* CHERCHI und SCHROEDER, 1999 („oberstes Barreme“). SCHROEDER (1963) definierte *Palorbitolina lenticularis* anhand der inneren Merkmale neu, insbesondere der des Embryonalapparates. Hiernach wird der apikal zentrierte, ansatzweise unterteilte Proloculus (von ARNAUD-VANNEAU, 1969 als "Zone périproculaire du Deuteroconque" bezeichnet) vollständig von einem periembryonalen Ring umschlossen (ARNAUD-VANNEAUX (op. cit): "Loge péri-embryonnaire"), wobei beide Bereiche apikal durch Unterteilungen gekennzeichnet sind, die SCHROEDER (op. cit.) in dem von ihm als Proloculus bezeichneten Bereich mit dem Terminus „supraembryonale Zone“ belegt.

Zu diesem Zeitpunkt, bis hin zur Aufstellung von *V. transiens* durch CHERCHI und SCHROEDER (1999), wurde als biostratigraphische Gesamtverbreitung für diese "Art" das „obere Barreme“ bis basale obere Apt angenommen. Da sich aber nach CHERCHI und SCHROEDER (op. cit.) *Palorbitolina lenticularis* erst im „obersten Barreme“ aus *Valsarina transiens* entwickelt (eine Auffassung der hier in keiner Weise widersprochen werden soll, wobei allerdings der Zeitpunkt chronostratigraphisch hier dem unteren Unterapt zugeordnet wird; s.u. *V. transiens*), muss die stratigraphische Verbreitung von *P. lenticularis* (BLUMENBACH) notwendigerweise auf das untere Unterapt bis basale obere Apt eingeschränkt werden (siehe Diskussion der Verbreitung von *V. transiens*). Die von SCHROEDER und CHERCHI (1999) aus dem „oberen Barreme“ Nordsomalias als axiale oder periaxiale Schnittlagen von *Palorbitolina lenticularis* abgebildeten Formen (Taf. 3, Fig. 2, 5 [oben], Probe 107) weisen keinen durchgehenden periembryonalen Ring auf, sondern sind im Gegenteil eher mit medianen Schnittlagen fortgeschrittener Formen von *Valsarina transiens* zu vergleichen. Dies könnte bedeuten, dass die auf dieser Tafel abgebildeten anderen Axialschnitte von „*Palorbitolina lenticularis*“ ebenso der letztgenannten Art zuzuschreiben sind – oder aber, in der Ansicht des Autors wahrscheinlicher - wie bei den Orbitoliniden häufig zu beobachten, dass der Übergang zwischen den beiden Formen nicht abrupt erfolgte und beide Formen im basalen unteren Apt kurzzeitig nebeneinander existiert haben. Die hier zu *Palorbitolina lenticularis* in Synonymie gestellten Formen weisen alle durchweg Proloculi auf, die eine Größe von 2,0 mm übersteigen.

Verbreitung: Circumtethyal; unteres Unterapt (diese Arbeit) bis basales oberes Apt (siehe SCHROEDER, 1975, CHERCHI und SCHROEDER, 1998). In Nordsomalia ist die stratigraphische Verbreitung von

Palorbitolina lenticularis aus faziellen Gründen auf das untere Apt beschränkt (untere Einheit 2 der Tisje-Formation).

Gattung *Valserina* SCHROEDER und CONRAD 1968
 Typusart: *Valserina brönnimanni* SCHROEDER und CONRAD, 1968

Valserina transiens CHERCHI und SCHROEDER, 1999
 Taf. 12, Fig. 6, 8-10

- 1948 - *Orbitolina* cf. *discoidea* GRAS - HENSON, S. 50, Taf. 2, Fig. 2-3.
 partim 1963 - *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH, 1805) - SCHROEDER, S. 349, Taf. 23, Fig. 5-7, 9;
 (non: *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH, 1805).
 1973 - *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH), 1805 - MEHRNUSCH, S. 376, Abb. 13, 14, ?9-12..
 ?1977 - *Palorbitolina lenticularis* BLUMENBACH, 1805 - PRESTAT, Taf. 6, Fig. 1, 2.
 1980 - *Palorbitolina* (*Eopalorbitolina*) *charollaisi* SCHROEDER & CONRAD - ARNAUD-VANNEAU, Text-Fig. 232 a-c, Taf. 103, Fig. 3).
 partim 1981 - *Palorbitolina lenticularis lenticularis* (BLUMENBACH, 1805) – GUŠIĆ, Fig. 3, 1-12.
 1987 - *Eopalorbitolina charollaisi* (SCHROEDER & CONRAD) - SIMMONS und HART, p. 193, Taf. 10.2, Fig. 6 (Juvenarium?).
 1988 - *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH) - VELIC, Taf. 1, Fig. 9.
 1994 - *Eopalorbitolina charollaisi* (SCHROEDER & CONRAD) - SIMMONS, p. 193, Taf. 9.3, Fig. 4 (= *Eopalorbitolina charollaisi* (SCHROEDER & CONRAD) in: SIMMONS und HART (1987), p. 193, Taf. 10.2, Fig. 6.).
 1999 - *Valserina transiens* n. sp. - CHERCHI und SCHROEDER, S. 5, Taf. 1, Fig. 1-13.
 partim 1999 - *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH) - CHERCHI und SCHROEDER, Taf. 3, Fig. 2, 5, 8, 10.
 partim 2006 - *Palorbitolina lenticularis* – HUSINEC und SOKAČ, Fig. 8, B, C, E, ?A, ?D.

Bemerkungen: In ihrer Originalbeschreibung von *Valserina transiens* aus der unteren Tisje-Formation von Nordsomalia geben CHERCHI und SCHROEDER (1999) für diese Art folgende Diagnose an: "A species of *Valserina* showing a small, but completely developed alveolar layer in the uppermost part of the embryonic apparatus". Im weiteren Verlauf der Beschreibung bemerken diese Autoren: "The megalospheric embryonic apparatus is not exactly situated at the tip of the test, but somewhat excentrically situated; this position is clearly visible in median sections of very young specimens (...). However, in axial sections perpendicularly directed to the median plane (...), the embryo is situated in a central position. It has a diameter of 0.17 - 0.2 mm (max. 0.25 mm) and consists of a more or less globular chamber and an overlying small, but well-developed layer of subepidermal chamberlets. In axial sections, normally 2-3 of these chamberlets are visible. The embryo is followed by a series of 2-4 laterally situated cuneiform chamber layers (...). The first of them is frequently larger than the others and connected with the globular embryonic chamber by a large opening (...). This first chamber layer, which is subdivided by radial septula in relatively large chambers (...), can be regarded as a rudimentary periermbryonic ring, which does not yet completely surround the embryonic chamber."

Die oben zitierten Artmerkmale von *V. transiens* veranlassen CHERCHI und SCHROEDER (op. cit.) diese Art als direkten Vorläufer von *Palorbitolina lenticularis* SCHROEDER, 1963 zu betrachten; von der sie sich hauptsächlich durch die exzentrische Position des Proloculus' und den diesen noch nicht vollständig umschließenden periermbryonalen Ring (i.e. die mehr oder weniger halbmondförmig anschließenden postembryonalen Kammern bis zum rasch erfolgenden Übergang zum scheibenförmigen Wachstum) unterscheidet. Dies bedeutet notwendigerweise, dass sich voll entwickelte (Spät)Formen von *V. transiens* lediglich durch den ansatzweise "spirilig" ausgebildeten, leicht exzentrischen Embryonalapparat in der medianen (senk-

recht zur "Aufrollungsachse") verlaufenden Schnittlage mit Sicherheit von *Palorbitolina lenticularis* unterscheiden lassen. Demgegenüber entsprechen die axial durch den Proloculus verlaufenden Schnittlagen in diesen Formen bereits dem Bild von *Palorbitolina lenticularis* - allerdings mit in der Regel kleineren Proloculi. Diesem Umstand dürfte es zuzuschreiben sein, dass nach der Herausarbeitung der Bedeutsamkeit der Struktur des Embryonalapparates für die Bearbeitung der echten Orbitoliniden durch SCHRÖDER (1962 et seq.) und der Neudefinition von *Palorbitolina* durch SCHROEDER (1963) und der Definition von *V. transiens* durch CHERCHI und SCHROEDER (1999) sämtliche im Axialschnitt morphologisch entsprechenden Formen des „oberen Barreme“ zu *P. lenticularis* gestellt wurden. Nach Ansicht des Autors können hierfür als bestes Beispiel die von GUŠIĆ (1981, Fig. 3) als "primitive forms" von *Palorbitolina lenticularis* bezeichneten Formen gelten („oberes Barreme“) die sich von den "advanced forms" dieser Art eben genau durch den kleineren Proloculus in der Axialschnittlage unterscheiden. Betrachtet man jedoch die von diesem Autor abgebildeten aus der gleichen Probe stammenden (sub)medianen Schnittlagen (op. cit., Fig. 3, Abb. 6-8, 10), so lassen diese sich unschwer mit denen von *V. transiens* vergleichen. GUŠIĆ (op. cit.) bemerkt hierzu (S. 200): "In the tests of Late Barremian and transitional Barremian-Aptian populations (populations 1 and 2), the periembryonic ring – even in those specimens where it is clearly recognizable – never has more than one subepidermal portion in the supra-embryonic zone, and frequently – in about 50% of the cases observed – seem to lack any subepidermal structure (partition) in the supraembryonic zone. In the youngest, most advanced (late Early Aptian) populations (populations 4 and 5), not only is the periembryonic ring better and much more clearly developed, but has often more than one subepidermal partition in its upper part (...)." In der Tat zeigen die von ihm in (op. cit.: Fig: 3, Abb. 9, 11) als *P. lenticularis* abgebildeten Exemplare aus seiner „population 1“ überhaupt keine Anzeichen eines periembryonalen Rings, so dass es sich hierbei um axiale Schnittlagen von *V. transiens* handeln könnte, die außerhalb der den Proloculus nicht vollständig umfassenden Periembryonalkammer liegen.

Demnach dürften auch andere als "frühe *Palorbitolina lenticularis*" mit kleinem Proloculus beschriebene Formen *V. transiens* zuzuordnen sein, wobei verständlicherweise überwiegend nur solche Schnittlagen abgebildet wurden, die den Merkmalen von *P. lenticularis* (also mit scheinbar vollständig ausgebildeten periembryonalen Ring) entsprechen (siehe Synonymieliste). Hierbei ist anzumerken, dass in der überwiegenden Mehrzahl der Fälle die biostratigraphische Einstufung der Schichten mit „frühen *P. lenticularis*“ als „oberes Barreme“ entweder anhand des Auftretens der Form selbst oder anhand von stratigraphischen Para-Leitfossilien vorgenommen wurde (s. u.).

Der ausführlichen Beschreibung von *Valserina transiens* durch CHERCHI und SCHRÖDER (1999) ist an dieser Stelle nichts hinzuzufügen. Bemerkenswert erscheint allerdings die Tatsache, dass das Typmaterial im Profil Xabaal Garure lediglich einem Horizont (Probe 108 in CHERCHI und SCHROEDER, op. cit.) eines ca. 65m mächtigen Kalksteinprofils der unteren Tisje-Formation (Intervall mit *Choffatella descipiens* und *Hensonella dinarica*) direkt unter dem ersten Auftreten von echten *Palorbitolina lenticularis* entstammt. Nach Auffassung des Autors sind allerdings auch einige von den o.g. Autoren (op. cit.: Taf. 3, Fig. 2, 5 [Median-schnitte], 8, 10 [Axialschnitte]) als „*Palorbitolina lenticularis*“ abgebildeten Exemplare zu *Valserina transiens* zu stellen, wobei diese in ihren Dimensionen der Embryonalkammer dem jüngsten bzw. obersten Verbreitungsbereich dieser Art entsprechen (vergleichbar den Proben XGa 18-20 in dieser Arbeit). Die dem Autor aus den Profilen Manna'a (Proben Man 7-8) und Dhadhabo (Probe Dha 18-20) vorliegenden Exemplare treten in exakt der gleichen stratigraphischen Position innerhalb eines extrem kurzen stratigraphischen Intervalls auf. Demnach muss diese Art - zumindest in den Ahl-Medo-Bergen von Nordsomalia - eine

außerordentlich kurze zeitliche Verbreitung gehabt haben und stellt hier ein ausgezeichnetes Leitfossil dar. In den früheren Arbeiten von LUGER et al. (1990, 1994) wurde diese neue Art noch *Palorbitolina lenticularis* zugerechnet.

Diskussion: Nach SCHROEDER (1993) stellen die Arten der Gattung *Valserina* eine evolutionäre Reihe von Arten des oberen Hauterive (*Valserina primitiva* SCHROEDER et al., 1969; Südwesteuropa) bis oberen Barreme (*Valserina charollaisi* [SCHROEDER, 1968]; pro: *Eopalorbitolina charollaisi* SCHROEDER, 1968; Südwesteuropa) dar, aus der sich im Verlauf des oberen Barremes die Gattung *Palorbitolina* SCHROEDER 1963 entwickelt (*Palorbitolina turbinata* (FOURY, 1968); pro: *Eygalerina turbinata* FOURY, 1968; Südwesteuropa) und mit *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH) im basalen unteren Apt ihren Abschluss findet. Nach CHERCHI und SCHROEDER (1999) ist als direkte Übergangsform zu *Palorbitolina (turbinata)* die Art *Valserina transiens* CHERCHI und SCHROEDER, 1999 aus den von Ihnen in das obere Barreme eingestuft Schichten von Nordsomalia (östl. Ahl-Medo-Berge, Profil Xabaal Garure) anzusehen, die nach Auffassung der o.g. Autoren in ihren Merkmalen zwischen *Valserina charollaisi* und *Palorbitolina turbinata* anzusiedeln ist. Dieser Ansicht kann anhand des vorliegenden Materials, wie auch den von CHERCHI und SCHROEDER (op. cit.) präsentierten Daten, zumindest für den nordostafrikanischen-arabischen Raum nicht gefolgt werden, da zumindest in Nordsomalia die Schichten mit *V. transiens* direkt von Sedimenten mit *P. lenticularis* überlagert werden; *P. turbinata* tritt dagegen in der gesamten Region nicht auf. Demnach könnte es sich bei der bisher nur aus Europa bekannten *P. turbinata* um einen in ihrer regionalen Verbreitung begrenzten, kurzlebigen, ebenfalls von *V. transiens* abstammenden „offshoot“ handeln, der zwar intermediäre Merkmale zwischen *V. transiens* und *P. lenticularis* aufweist, aber nicht als direktes Bindeglied zwischen den beiden zuvor genannten Formen anzusehen ist.

Verbreitung: *Valserina transiens* wurde ursprünglich aus der unteren Tisje-Formation von Nordsomalia beschrieben (CHERCHI und SCHRÖDER, 1999) (hier: untere Einheit 2 der Tisje-Formation). Als Alter dieser Schichten geben diese Autoren anhand des Auftretens von *Valserina transiens* per Analogieschluss mit den von Ihnen in Synonymie gestellten Formen das „obere Barreme“ an (*Eopalorbitolina charollaisi* [SCHROEDER & CONRAD] in: ARNAUD-VANNEAU, 1980 sowie SIMMONS, 1994).

Hierbei ist zu bemerken, dass in beiden Fällen die stratigraphische Einstufung als „oberes Barreme“ keineswegs als gesichert betrachtet werden kann:

Die von ARNAUD-VANNEAU (1980) abgebildeten Formen entstammen ohne nähere Angabe zu ihrer tatsächlichen Position dem Intervall „Bs 2-3“ dieser Arbeit, wobei die Basis des Intervalls „Bs2“ nur an einer (anderen) Lokalität mit dem Ammoniten *Silesites seranonis* (D'ORBIGNY) mit Sicherheit auf das höhere Oberbarreme datiert werden konnte. Es erscheint dem Autor daher nicht ausgeschlossen, dass die überlagernden Schichten des Intervalls „Bs2-3“ dieser Arbeit und somit auch die abgebildeten Formen bereits in das untere Unterapt einzustufen sind.

Im Fall der von SIMMONS und HART (1987; = SIMMONS, 1994) abgebildeten Form und der von SIMMONS (op. cit.) vorgenommenen Biozonierung und chronostratigraphischen Zuordnung zum „oberen Barreme“ der „*Eopalorbitolina charollaisi*“ Subzone (p. 195: with „*Palorbitolina lenticularis* [primitive forms]“) wird die Einstufung anhand des bekannten Alters von echten Vertretern dieser Art vorgenommen; Ortholeitfossilien stehen hier – wie generell in diesem Zusammenhang – nicht zur Verfügung. Die von SIMMONS (op. cit.) im Handgenen anschließende, eben falls dem „oberen Barreme“ zugeordnete *Palaeodictyoconus* (vel: *Dictyoco-*

nus) arabicus Subzone wird ebenso lediglich aufgrund der (nach Auffassung des Autors unbegründeten) Annahme, dass das namengebende „Leitfossil“ auf das obere Barreme beschränkt sei, chronostratigraphisch zugeordnet (siehe Diskussion unter *Dictyoconus arabicus* HENSON in dieser Arbeit). Demnach kann auch hier die chronostratigraphische Zuordnung von *Valserina transiens* zum oberen Barreme als nicht gesichert angesehen werden.

Ähnliches gilt auch für die hier zusätzlich in Synonymie zu *Valserina transiens* gestellten, zuvor als „*Palorbitolina lenticularis*“ beschriebenen Formen. Als Beispiel sei an dieser Stelle nur GUŠIĆ (1981) zitiert. Dieser bemerkt in seiner ausführlichen Altersdiskussion der begleitenden Dasycladaceen in den von ihm untersuchten Proben (S. 195): „The other two of the most common species, *Salpingoporella muehlbergi* (LORENZ) PIA and *Cylindroporella benizarensis* FOURCADE et al., overlap in the upper part of their ranges with the lower part of the of *P. lenticularis*.“ Im Folgenden merkt er an: „*C. benizarensis* and *S. muehlbergi* are considered to reach the lower Aptian (FOURCADE et al. 1972; CONRAD, 1970; CONRAD & PEYBERNES 1976, MASSE 1976), though *C. benizarensis* is stated as Barremian in BASSOULLET et al. (1978). Demnach ist auch in diesem Fall das Alter der Begleitflora als nicht unumstritten zu bezeichnen; eine Einstufung der untersuchten Faunen zum unteren Unterapt erscheint auch hier als eher wahrscheinlich.

Für die Typlokalität von *Valserina transiens* in Nordsomalia ist - wenn auch anhand von Süßwasserfossilien vorgenommen - zu beachten, dass SCHUDACK (in: LUGER und SCHUDACK, 2001) die unterlagernden Schichten der Süßwasserfaunen des „somalischen Wealden“ anhand der Floren von Charophyten (siehe Kapitel 6, 8) bereits in das basale untere Apt einstuft; wobei die wenigen bekannten Arten der begleitenden Ostrakodenfauna diese Einstufung bestenfalls unterstützen können. Danach würden die überlagernden Schichten der unteren Tisje-Formation mit *Choffatella descipiens*, *Valserina transiens* und *Dictyoconus arabicus* etc. bereits eindeutig dem unteren Apt angehören.

Da die chronostratigraphische Zuordnung der somalischen „Wealden“-Flora als gesichert angesehen werden kann (SCHUDACK in: LUGER und SCHUDACK 2001, siehe Kapitel 6), wird hier, abweichend von CHERCHI und SCHROEDER (1999), das Vorkommen von *Valserina transiens* als kurzzeitiger „event“ im unteren Unterapt betrachtet. Die sich aus *V. transiens* entwickelnde *Palorbitolina lenticularis* träte demnach erstmalig ebenfalls im unteren Unterapt auf.

Überfamilie Textulariaceae EHRENBERG, 1938
 Familie Eggerellidae CUSHMAN, 1937
 Unterfamilie Dorothisinae BALAKHMATOVA, 1972
 Gattung *Dorothia* PLUMMER 1931
 Typusart: *Gaudryina bulletta* CARSEY, 1926

Dorothia sp.
 Taf. 12, Fig. 11

Beschreibung: Eine mit hoher Wahrscheinlichkeit der Gattung *Dorothia* zuzuordnende Art (s.u.) mit sehr kleinem (trocho)spiralig aufgewundenem Anfangsteil und einem sehr langen, an Breite nur sehr langsam zunehmendem biserialen, im Querschnitt durchweg rundlichen Endteil. Gehäuse im Initialteil zunächst relativ grob agglutiniert, später aus feinerem Material bestehend. Besonders hervorstechend an dieser Form ist, dass die Kammersuturen im Initialteil kaum von einander abgesetzt, später aber scharf abgesetzt und teilweise eingesenkt sind. Mündung der Gattung entsprechend. Größte gemessene Höhe: 0,59 mm, größte Breite: 0,23 mm.

Bemerkungen: Nach ihrem externem Habitus entspricht die vorliegende Form sehr gut der von LOEBLICH und TAPPAN (1988) für *Dorothia* gegebenen Definition. Da sie jedoch nur in isolierten Exemplaren vorliegt, bleibt ihre Wandstruktur unklar. Deswegen kann die gattungsmäßige Zuordnung nur mit leichten Vorbehalten erfolgen. Die vorliegende Art lässt sich mit keiner bisher bekannten Art der Gattung sinnvoll vergleichen.

Vorkommen: Einheit 2 der Tisje Formation im Profil Xabaal Garure (Proben XGa 34, 37) von Nordsomalia; unteres oberes Apt in der Fazies mit planktonischen Foraminiferen.

Gattung *Marsonella* CUSHMAN 1933
Typusart: *Gaudryina oxycona* REUSS, 1860

Marsonella gr. *oxycona* (REUSS, 1860)
Taf. 12, Fig. 12-15, Taf. 13, Fig. 1

1860 – *G.[audryina] oxycona* m. – REUSS, S. 229, Taf. 12, Fig. 3.

1969 - *Marsonella oxycona* (REUSS) – KALANTARI, S. 139, Taf. 16, Fig. 11, 12 (non: *Marsonella* cf. *oxycona* Taf. 9, Fig. 14, 15).

1981 – *Gaudryina* sp. – TRONCHETTI, S. 55, Taf. 12, Fig. 10.

1986 - *Marsonella oxycona* (REUSS 1860) – BARTENSTEIN und BOLLI, S. 952, Taf. 2, Fig. 6, 7.

1990 - *Marsonella oxycona* (REUSS 1860) – WEIDICH, S. 111, Taf. 32, Fig. 7 (siehe hier für Diskussion der Art sowie weitere Synonymien).

Bemerkungen: In der Literatur weisen die zu *Marsonella oxycona* (REUSS 1860) gestellten Formen ein weites Variationsspektrum auf. So zeigt die von LOEBLICH und TAPPAN (1985, Taf. 188, Fig. 1-3) aus der Oberkreide von NW-Deutschland eine völlig andere Mündungsansicht als die z.B. von BARTENSTEIN und BOLLI (1986) oder WEIDICH (1990) abgebildeten Formen. Ebenso ist der Wachstumsmodus der unter dieser Art von den genannten Autoren abgebildeten Formen deutlich unterschiedlich. Zudem werden von BARTENSTEIN und BOLLI (op. cit.) und WEIDICH (op. cit.) unterschiedliche Meinungen zu einem möglichen Vorläufer, *M. praeoxycona* (MOULLADE, 1966), vertreten. Es erscheint dem Autor deshalb als wahrscheinlich, dass es sich bei den in der Literatur (nicht nur unter *M. oxycona*) geführten Formen eher um eine Gruppe sehr ähnlicher Arten handelt, deren Vertreter einer grundlegenden Revision bedürfen, welche aber an dieser Stelle nicht durchgeführt werden kann.

Im vorliegenden Material sind die hier dieser Artengruppe zugeordneten Formen zunächst durch ein kurzes, zumindest triseriales Initialstadium gekennzeichnet, das rasch in ein biseriales Stadium übergeht, dessen Kammerwände im fortgeschrittenen Stadium entweder glatt oder grob bepustelt sein können (bis etwa 0,37 mm Wachstumshöhe bei einer Breite von 0,27 mm). Sehr „große“ Formen weisen im Endteil wiederum ein triseriales Wachstum auf (Höhe bis 0,52 mm, Breite bis 0,36 mm). Intermediäre Stadien treten bei einer Wachstumshöhe von 0,39-0,43 mm auf (Breite: 0,28-0,35mm). Der Querschnitt der Exemplare ist durchweg suboval, die Mündung besteht aus einem sichelförmigen Schlitz in Zentrum der letzten Kammer.

Vorkommen: *Marsonella oxycona* (REUSS 1860) wurde erstmalig aus der Oberkreide von NW-Deutschland beschrieben. BARTENSTEIN und BOLLI (1986) ebenso wie WEIDICH (1990) geben für die Art ein weltweites Vorkommen seit dem Oberapt bis zur Oberkreide in gemäßigten bis tethyalen Klimaten an. KALANTARI (1969) beschreibt die Art aus dem Hauterive des Iran. Im vorliegenden Material tritt die Art massenhaft ausschließlich im unteren oberen Apt der Tisje-Formation (Einheit 2) der Profile Xabaal Garure, Manna'a und Dhadhabo in der Fazies mit planktonischen Foraminiferen auf.

Marsonella subtrochus BARTENSTEIN, 1962

Taf. 13, Fig. 2, 4

1962 - *Marsonella subtrochus* n. sp. – BARTENSTEIN, S. 137, Taf. 1, Fig. 3-5.1982 - *Marsonella subtrochus* BARTENSTEIN 1962 – BARTENSTEIN und KOVATCHEVA, S. 631, Taf. 1, Fig. 22, 23, Taf. 5, Fig. 17, 18 (siehe hier für weitere Synonymien).

Bemerkungen: *Marsonella subtrochus* BARTENSTEIN tritt im vorliegenden Material zusammen mit *M. gr. oxycona* (REUSS, 1860) auf. Sie unterscheidet sich von dieser deutlich durch das sich nach dem kurzen Anfangsteil sehr rasch verbreiternde biserialle Endstadium. Bei einer maximalen Länge von 0,34-0,36 mm beträgt die maximale Breite im Endstadium 0,36-0,35 mm; das Gehäuse ist hier somit annähernd ebenso breit wie hoch (im Gegensatz zu *M. gr. oxycona*, bei der das Gehäuse deutlich schmaler als hoch ist).

Vorkommen: *Marsonella subtrochus* BARTENSTEIN tritt nach BARTENSTEIN und KOVATCHEVA (1982) weltweit in gemäßigten Klimaten des Barremes bis Cenomans auf. Im vorliegenden Material aus Nordsomalia ist die Art im unteren oberen Apt der Tisje-Formation (Einheit 2) der Profile Xabaal Garure, Manna'a und Dhadhabo in der Fazies mit planktonischen Foraminiferen sowie sehr selten im Alb des Profils Xabaal Garure (Probe XGa66) zu beobachten.

Familie Valvulinidae BERTHELIN, 1880
Unterfamilie Valvulininae BERTHELIN, 1880

Gattung *Clavulina* D'ORBIGNY 1826
Typusart: *Clavulina prisiensis* D'ORBIGNY, 1826

Clavulina? sp.
Taf. 13, Fig. 5, 8

Bemerkungen und Vorkommen: In den fossilarmen Kalksteinen der unteren Auradu Formation oberhalb des letzten Auftretens kretazischer Foraminiferen treten in Dünnschliffen neben Kalkalgen massenhaft kleine miliolide und buliminide Foraminiferen sowie relativ große (bis 1,34 mm lange) eindeutig zu den Valvulininae zu stellende Formen auf. Diese weisen eine äußere fein agglutinierte kanaliculate und eine innere, vermutlich organische Schicht als Wandstruktur auf. Die Gehäuseform ist vermutlich triserial, weshalb diese Exemplare hier vorbehaltlich zur Gattung *Clavulina* gestellt werden. Nach LOEBLICH und TAPPAN (1988) tritt sowohl die Familie als auch die Gattung *Clavulina* erst ab dem Paleozän auf; diese Schichten werden dementsprechend und wegen der überlagernden Ablagerungen mit Foraminiferen des unteren Paleozäns (*Lockhartia* etc.) in das untere - möglicherweise basale - Paleozän eingestuft.

Familie Chrysalinididae NEAGU, 1968

Gattung *Chrysalidina* D'ORBIGNY 1839
Typusart: *Chrysalidina gradata* D'ORBIGNY, 1839

Chrysalidina cf. *gradata* D'ORBIGNY, 1839
Taf. 13, Fig. 3; Taf. 14, Fig. 1

cf. 1839 - *Chrysalidina gradata* Nob. – D'ORBIGNY (in: LE SAGRA, S. 16)cf. 1846 - *Chrysalidina gradata* D'ORBIGNY – D'ORBIGNY, S. 194, Taf. 21, Fig. 32, 33.1969 - *Chrysalidina* cf. *gradata* D'ORBIGNY – SAMPO, Taf. 42, Fig. 14.

1970 - *Chrysalidina cf. gradata* D'ORBIGNY – HAMAOUÏ und SAINT-MARC, Taf. 39, Fig. 2.

1981 - *Chrysalidina gradata* D'ORBIGNY – SAINT-MARC, Taf. 1, Fig. 14.

cf. 1981 - *Chrysalidina gradata* D'ORBIGNY – DE CASTRO, S. 1, Taf. 1-6, Text-Fig. 1-7 (Revision der Art).

cf. 1985 - *Chrysalidina gradata* D'ORBIGNY – DE CASTRO (in: SCHROEDER und NEUMANN), S. 23, Taf. 7, Text-Fig. 1-3 (siehe hier für kurze Neubeschreibung von *C. gradata* und frühere Synonymien).

cf. 1987 - *Chrysalidina gradata* D'ORBIGNY – SIMMONS und HART, Taf. 10.1, Fig. 6.

Bemerkungen: Das vorliegende Material (ausschließlich in Dünnschliffen) ähnelt in Form und den inneren Strukturen deutlich *Chrysalidina gradata* D'ORBIGNY sensu DE CASTRO (1981, 1985 in: SCHROEDER und NEUMANN). Allerdings erreichen sämtliche Exemplare nicht die von DE CASTRO (ops. cit.) für die Art als typisch angesehenen großen Dimensionen; das größte megalospärische Exemplar erreicht bei einer Anzahl von 10 Windungen maximal eine Höhe von 2,32 mm anstelle der von DE CASTRO (ops. cit.) für diese Anzahl von Umgängen angegebenen Mindesthöhe von 3,0 mm. Daher werden die vorliegenden Exemplare hier als *Chrysalidina cf. gradata* D'ORBIGNY geführt.

Vorkommen: Nach DE CASTRO (1981, 1985 in: SCHROEDER und NEUMANN) kommt *Chrysalidina gradata* im mittleren und oberen Cenoman von SW-Europa sowie Algerien vor. SIMMONS und HART (1987) bilden die Art aus dem gleichen Zeitbereich von Oman ab. *Chrysalidina cf. gradata* tritt in Nordsomalia ausschließlich im unteren Cenoman (Einheit 4 der Tisje-Formation) der Profile Xabaal Garure (Probe XGa 86), Biyo Kulule (Proben BKu 9-11) und Manna'a (Proben Man 57, 59) auf.

Gattung *Dukhania* HENSON 1948

Typusart: *Dukhania conica* HENSON, 1948

Dukhania? cherchii n. sp.

Taf. 13, Fig. 6, 7, 9-11

Diagnose: Eine unter Vorbehalt zur Gattung *Dukhania* HENSON 1948 gestellte neue Art mit extremem Generationsdimorphismus im triseriellen Initialteil. Initialteil kurz, Hauptteil des Gehäuses biserial, letzte Kammer(n) uniserial. Marginale Zone breit und ungegliedert, zentraler Teil mit unregelmäßig verteilten senkrechten Septulen. Mündung unklar, vermutlich im adulten Stadium cribrat.

Material: 8 photographisch dokumentierte Exemplare neben unzähligen weiteren nicht dokumentierten Formen; die Art tritt ausschließlich in Gesteinsdünnschliffen auf.

Holotyp: Tis19/3/1 (megalosphärische Form).

Paratypen: Tis11/2/1, /2/2, /2/3; Tis14/3/4, /3/5, /4/1; Tis19/4/1.

Derivatio nominis: Benannt nach Prof. Dr. A Cherchi, die neben vielen anderem auch wichtige Beiträge zur Mikropaläontologie Nordsomalias erstellte.

Locus typicus: Untere Auradu-Formation im Profil Tisje von Nordsomalia.

Stratum typicum: Probe Tis19, Maastricht.

Beschreibung: Gehäuse konisch bis hochkonisch; Gehäusewand und Septen dick; Wandstruktur mikrogranulär kalzitisch ohne erkennbare größere Fremdpartikel. Das sowohl in der megalosphärischen als auch in der mikrosphärischen Form triseriale Anfangsstadium geht sehr rasch in ein biserials Wachstum über, das den Hauptteil des Gehäuses einnimmt. Lediglich das adulte Stadium weist eine oder zwei uniseriale Kammer(n) auf. Die breite Randzone der Kammern ist ungegliedert. Lediglich im Zentralteil finden sich mehr oder minder zahlreiche unregelmäßig verteilte senkrechte Septulen.

Gehäusehöhe in beiden Generationen etwa gleich, bis maximal 1,86 mm (Durchschnitt: 1,6 mm). Proloculus der megalospärischen Form einfach, rundlich; durchschnittlich 0,16 mm groß (im Extremfall bis 0,26 mm);

Proloculus der mikrosphärischen Form demgegenüber winzig. Mündung in den vorliegenden Exemplaren nicht genau definierbar, vermutlich zumindest im adulten Stadium cribrat.

Diskussion: Die vorliegende neue Art lässt sich nicht mit einer bekannten Form aus der oberen Oberkreide vergleichen. Die Zuordnung zur Gattung *Dukhania* HENSON 1948 erfolgt nur vorbehaltlich, obwohl sich die von HENSON (op. cit.) dargestellte Typusart aus dem Apt bis ?Turon von Qatar und Iran am besten mit der neuen Art verglichen werden kann. Die vorläufige Zuordnung zur Gattung *Dukhania* - die nach LOEBLICH und TAPPAN, 1988 in ihrer stratigraphischen Verbreitung auf die untere bis „mittlere“ Kreide beschränkt ist - wird durch die Anmerkung von HENSON (op. cit., S. 614): „A small form, probably of this genus but too badly preserved for accurate study has been observed in the Maastrichtian of Dokhan, northern Iraq.“ unterstützt.

Vorkommen: Die neue Art wurde bisher lediglich im Maastricht der unteren Auradu-Formation im Profil Tisje (Proben Tis11, 14, 19) in Nordsomalia beobachtet.

Unterordnung Involutinina HOHENEGGER und PILLER, 1977
 Familie Involutinidae BÜTSCHLI, 1880
 Unterfamilie Involutininae BÜTSCHLI, 1880

Gattung *Globospirillina* ANTONOVA 1964
 Typusart: *Globospirillina neocomiana* (MOULLADE, 1961)

Globospirillina sp.
 Taf. 14, Fig. 2, 3

Bemerkungen und Vorkommen: Lediglich in einer Probe aus dem Profil Xabaal Garure (Einheit 2 der Tisje-Formation, Probe XGa 29, oberes unteres Apt) des untersuchten Materials aus Nordsomalia treten in einer einmaligen mikritischen Kalkstein-Sonderfazies - zusammen mit *Orbiqia drasensis*, *Choffatella descipiens* und *Hedbergella?* sp. sowie vermutlich Kalkalgen - Vertreter der Gattung *Globospirillina* auf. Vertreter dieser Gattung sind bisher aus dem Apt des nordost-afrikanisch/arabischen Raum unbekannt.

Die vorliegenden Exemplare sind in den Dünnschliffen dieser Probe ausschließlich durch axiale Schnittlagen vertreten, die einen Durchmesser von bis zu 0,84 mm bei ca. 7 Umgängen aufweisen. Die abgerundet linsenförmigen Gehäuse weisen eine sehr dicke Schicht der den Umbilikus überdeckenden Kammerlagen auf, so dass das abgeschnitten halbmondförmige Kammerlumen sehr begrenzt ist. Der Aufrollungsmodus erscheint durchweg ungekammert planispiral. Wegen der mangelnden Vergleichsmöglichkeiten lassen sich diese Formen keiner bekannten Art zurechnen; die Einführung eines neuen Taxons erscheint dem Autor wegen des Fehlens äquatorialer und der Seltenheit idealer axialer Schnittlagen nicht sinnvoll.

Anzumerken wäre, dass aus dem Cenoman des Libanon (SAINT-MARC, 1981, Taf. 2, Fig. 10, 11: *Nummoloculina regularis* PHILIPSON), der Türkei (ALTINER und DECROUEZ, 1982, Taf. 5, Fig. 8, 10: *Vidalina?* sp.) sowie Italiens (CHIOCCHINI et al., 1983, Taf. 5, Fig. 5-7: *Vidalina?* sp.) morphologisch sehr ähnliche - wenn auch etwas stärker abgeflachtere - Formen abgebildet werden, die vermutlich ebenfalls dem hier zu *Globospirillina* gestellten Formenkreis zuzurechnen sind.

Gattung *Hensonina* MOULLADE und PEYBERNES 1974
 Typusart: *Trocholina lenticularis* HENSON, 1947

Bemerkungen: In ihrer Erstbeschreibung der Gattung *Hensonina* legen MOULLADE und PEYBERNES (1974) als Typusart der Gattung *Trocholina lenticularis* HENSON, 1947 fest. Obwohl die von MOULLADE und PEYBERNES (op. cit.) abgebildeten Exemplare vermutlich nicht zu dieser Art zu rechnen sind (eine Beurteilung ist wegen der nur mangelhaften Erhaltung der abgebildeten Exemplare hier nicht möglich), erhält wegen der von den Autoren gegebenen Gattungsdefinition - im Gegensatz zu der von ARNAUD-VANNEAU et al. (1988, S. 363) vertretenen Auffassung - die Gattung *Hensonina* nomenklatorische Gültigkeit. Die dieser Gattung hier zugewiesenen Arten unterscheiden sich von *Trocholina* PAALZOW, 1922 durch ihre spiral und umbilikal retikulierte Oberfläche, die allerdings nur in gut erhaltenen Exemplaren zu beobachten ist.

Hensonina lenticularis (HENSON, 1947)
 Taf. 14, Fig. 6, 7

1947 - *Trocholina lenticularis* n. sp. – HENSON, S. 452, Taf. 11, Fig. 1, Taf. 12, Fig. 1-3, 5-8.
 1947 - *Trocholina lenticularis* var. *minima* sp. et var. nov. – HENSON S. 453, Taf. 11, Fig. 5, Taf. 13, Fig. 4.
 ?non 1974 – *Hensonina lenticularis* (HENSON) – MOULLADE und PEYBERNES, S. 178, Taf. 3, Fig. 6-9.
 1988 - *Trocholina lenticularis* HENSON – ARNAUD-VANNEAU et al., S. 362, Fig. 6, Taf. 1, Fig. 6-10, Taf. 6, Fig. 22-27 (siehe hier für detaillierte Neubeschreibung der Art).
 ? 2001 - *Hensonina lenticularis* – CASTRO et al., Fig. 5 N.
 ? 2003 - *Trocholina lenticularis* – MANCINELLI, Fig 5 m.

Bemerkungen: Die auf Taf. 14, Fig. 6, 7 abgebildeten Exemplare zeigen deutlich die unterschiedlichen Erhaltungsstadien dieser Art. Während bei dem auf Taf. 14, Fig. 6 abgebildeten Exemplar die beidseitige Retikulation der Oberfläche zu deutlich erkennen ist, handelt es sich bei dem auf Taf. 14, Fig. 7 dargestelltem Exemplar um ein bereits stark erodiertes Rudiment.

Vorkommen: Eindeutig identifizierbare Exemplare von *Hensonina lenticularis* sind bisher nur aus dem oberen Alb bis unteren Cenoman des vorderen Orients und Arabiens bekannt. In Nordsomalia tritt die Art in sämtlichen, diesen Zeitraum erfassenden Profilen gehäuft auf (Einheit 4 der Tisje-Formation), vereinzelt wird sie jedoch noch im mittleren Cenoman angetroffen (Profil Xabaal Garure).

Hensonina altispira (HENSON, 1947)
 Taf. 14, Fig. 4, 5

1947 – *Trocholina altispira* n. sp. – HENSON, S. 455, Taf. 11, Fig. 3, Taf. 13, Fig. 8.
 1988 - *Trocholina altispira* HENSON - ARNAUD-VANNEAU et al., S. 362, Fig. 5, Taf. 1, Fig. 12, 13, Taf. 6, Fig. 30-33.

Bemerkungen: Bei den bisher aus Dünnschliffen dargestellten Exemplaren dieser Art handelt es sich durchweg um stark abgerollte Stücke. Bei dem auf Taf. 14, Fig. 4 abgebildeten, deutlich rekristallisierten Exemplar sind jedoch noch klare Relikte der retikulierten Oberfläche zu erkennen, weshalb die Art hier ebenfalls zur Gattung *Hensonina* gerechnet wird.

Vorkommen: *Hensonina altispira* ist bisher nur aus dem Grenzbereich des oberen Alb/unteren Cenoman Arabiens bekannt. In Nordsomalia tritt die Art im gleichen Zeitraum auf (untere Einheit 4 der Tisje-Formation).

Hensonina? arabica (HENSON, 1949)
Taf. 14, Fig. 8

1947 – *Trocholina intermedia* n. sp. – HENSON, S. 454, Taf. 11, Fig. 2, Taf. 12, Fig. 1 (nomen nudum).
1949 – *Trocholina arabica* nom. nov. – HENSON, S. 173.
1974 - *Trocholina arabica* HENSON – SAINT-MARC, S. 269, Taf. 14, Fig. 24.
1988 - *Trocholina arabica* HENSON – ARNAUD-VANNEAU et al., S. 363, Taf. 1, Fig. 11, Taf. 6, Fig. 28, 29.
?2003 - *Trocholina arabica* – MANCINELLI, Fig. 5 g.
2003 - *Trocholina intermedia* – MANCINELLI, Fig. 5 h.

Bemerkungen: In seiner Originalbeschreibung bemerkt HENSON (1947, S. 454): „Test conical with apical angle of 45-90 deg.; base flat or very slightly convex; cone surface smooth or very finely punctuate (?);(...)“. Diese nur undeutliche Ornamentierung der Oberfläche der Spiralseite behindert eine eindeutige Zuordnung dieser Art zur Gattung *Hensonina*. Da diese Art aber in der gleichen Region und isochron zu den anderen hier zu *Hensonina* gestellten Arten vorkommt, ist anzunehmen dass es sich hierbei um eine einzige Artengruppe handelt, weshalb auch die Art *arabica* hier unter Vorbehalt zu dieser Gattung gerechnet wird.

Vorkommen: Wie *H. altispira*.

Gattung *Trocholina* PAALZOW 1932
Typusart: *Involutina conica* SCHLUMBERGER, 1898

Trocholina aptiensis IOCHEVA, 1962
Taf. 14, Fig. 11

1962 - *Trocholina aptiensis* n. sp. – IOCHEVA, S. 55, 58, Taf. 2, Fig. 22-27.
1979 – *Trocholina* cf. *aptiensis* IOCHEVA 1962 – CHERCHI, S. 381, Fig. 2, Taf. 25, Fig. 1-9,
1995 - *Trocholina aptiensis* IOCHEVA 1962 – NEAGU, S. 2-155, Taf. 12, Fig. 1-17, Taf. 13, Fig. 30, 31, Taf. 14, Fig. 8.

Vorkommen: Als stratigraphische Verbreitung der Art wird von NEAGU (1995) das Barreme bis untere Apt angegeben; nach CHERCHI (1979) reicht die Art bis ins obere Apt. In Nordsomalia tritt die Art im unteren Apt auf (untere Einheit 2 der Tisje-Formation).

Unterordnung Spirillinina HOHENEGGER und PILLER, 1975
Familie Spirillinidae REUSS und FRITSCH, 1861

Gattung *Spirillina* EHRENBERG 1843
Typusart: *Spirillina vivipara* EHRENBERG, 1843

Spirillina sp.
Taf. 14, Fig. 9, 10

Bemerkungen und Vorkommen: Die hier zu dieser Gattung gestellten Formen treten selten im Apt (Einheit 2 der Tisje-Formation) sowie gehäuft im Alb (Einheit 3 der Tisje-Formation) und wiederum selten im unteren

Cenoman (Einheit 4 der Tisje-Formation) von Nordsomalia auf. Es liegen ausschließlich Axialschnitte der Art in Dünnschliffen vor. Diese sind markant durch ihre Wandstruktur mit einer (organischen?) dunklen inneren Schicht und einer äußeren kalkigen Schicht. Der maximale Durchmesser der Art liegt bei 1,52 mm.

Familie Patellinidae RHUMBLER, 1906
Unterfamilie Patellininae RHUMBLER, 1906

Gattung *Patellina* WILLIAMSON 1858
Typusart: *Patellina corrugata* WILLIAMSON, 1858

Patellina subcretacea CUSHMAN & ALEXANDER, 1930
Taf. 14, Fig. 12-15

1930 - *Patellina subcretacea* n. sp. - CUSHMAN & ALEXANDER, S. 10, Taf. 3, Fig. 1.

1975 - *Patellina subcretacea* CUSHMAN & ALEXANDER – NEAGU, S. 109, Taf. LXXXII, Taf. LXXXV, Fig. 26-29 (siehe hier für frühere Synonymien).

Bemerkungen: *Patellina subcretacea* ist im vorliegenden Material nur in zwei Proben vorhanden, in denen sie relativ häufig auftritt (s.u.). Die kleinen (bis max. 0,31 mm Durchmesser), niedrig konischen Gehäuse sind durchweg völlig rekristallisiert, so dass die internen Merkmale nicht zu beobachten sind. Allerdings entsprechen sie in allen ihren sonstigen morphologischen Merkmalen sehr gut mit den von NEAGU (1975) dargestellten Merkmalen überein, so dass nach Auffassung des Autors dennoch eine eindeutige Zuordnung der vorliegenden Exemplare zu dieser Art erfolgen kann.

Vorkommen: BARTENSTEIN und BRAND (1951) beschreiben die Art aus dem Valangin von NW-Deutschland. Nach NEAGU (1975) tritt sie im Hauterive bis unteren Apt der Karpaten auf. Die vorliegenden Exemplare entstammen dem unteren oberen Apt der Tisje-Formation von Nordsomalia (Einheit 2 in der Fazies mit planktonischen Foraminiferen) im Profil Xabaal Garure (Proben XGa 36, 37).

Unterordnung Carterinina LOEBLICH und TAPPAN, 1981
Familie Carterinidae LOEBLICH und TAPPAN, 1955

Gattung *Carterina* BRADY 1884
Typusart: *Rotalia spiculotesta* CARTER, 1877

“*Carterina*”? sp.
Taf. 14, Fig. 16

Bemerkungen und Vorkommen: Es liegt nur ein unvollständig erhaltenes, sehr flaches Exemplar aus dem unteren oberen Apt der Tisje-Formation von Nordsomalia (Einheit 2 in der Fazies mit planktonischen Foraminiferen und Ammoniten) im Profil Xabaal Garure (Probe XGa 37) vor. Die Zuordnung zur Gattung *Carterina* kann bestenfalls als „fraglich“ bezeichnet werden, da diese nach LOEBLICH und TAPPAN erst ab dem Eozän auftritt. Der sehr kleine (0,16 mm Durchmesser), in seinem Aufbau nicht sicher deutbare Initialteil wird von einem sehr breiten Saum von flachen, radialen, sich fächerförmig verzweigenden, ästigen Strukturen gefolgt (maximaler Durchmesser: 0,41 mm). Allein wegen ihres ungewöhnlichen Aufbaus des Gehäuses wird diese Form hier vorgestellt.

Unterordnung Miliolina DELAGE und HEROUADE, 1896
 Überfamilie Miliolacea EHRENBERG, 1839
 Familie Hauerinidae SCHWAGER, 1867
 Unterfamilie Miliolininae VELLA, 1957

Gattung *Idalina* SCHLUMBERGER und MUNIER-CHALMAZ 1884
 Typusart: *Idalina antiqua* SCHLUMBERGER und MUNIER-CHALMAZ, 1884

„*Idalina*“ sp.
 Taf. 16, Fig. 1

Bemerkungen und Vorkommen: Im Maastricht der unteren Auradu-Formation der Profile Biyo Kulule und Tisje von Nordsomalia treten häufig große (bis 1,6 mm Durchmesser) miliolinellide Foraminiferen auf, die sich keiner bekannten Gattung eindeutig zuweisen lassen. Da sie einem biloculinen Stadium der Gattung *Idalina* recht ähnlich sind, werden sie an dieser Stelle vorläufig dieser zugeordnet. Die ausschließlich in Dünnschliffen auftretenden - wohl ausschließlich megalosphärischen Exemplare - weisen einen rundlichen Proloculus - gefolgt von einer semi-lunularen Kammer - auf und sind ansonsten durchweg biserial mit insgesamt 6 alternierenden halbmondförmigen Kammern aufgebaut. Der Querschnitt ist durchweg rundlich bis leicht oval; eckige oder carinate Kammerscheidewände wie in *Pyrgo* werden nicht beobachtet. Vermutlich muss für diese Art eine neue generische Einheit eingeführt werden, was jedoch an dieser Stelle wegen des Fehlens eindeutig zuordenbarer mikrosphärischer Formen nicht möglich ist.

Familie Rhapydioninidae KEIJZER, 1945
 Unterfamilie Rhapydioninae KEIJZER, 1945

Gattung *Pseudedomia* HENSON 1948
 Typusart: *Pseudedomia multistriata* HENSON, 1948

Pseudedomia drorimensis REISS, HAMAOUÏ und ECKER, 1964
 Taf. 16, Fig. 2, 3

- 1964 - *Pseudedomia drorimensis* n. sp. - REISS, HAMAOUÏ und ECKER, S. 436, Taf. 1, Fig. 1, 2, Taf. 2, Fig. 1-6, 8, 9, 11, 13.
 1981 - *Pseudedomia drorimensis* REISS, HAMAOUÏ und ECKER – SAINT-MARC, Taf. 2, Fig. 13, 14.
 1985 - *Pseudedomia drorimensis* REISS, HAMAOUÏ und ECKER – HAMAOUÏ (in: SCHROEDER und NEUMANN), S. 138, Taf. 67. 68 (sie hier für frühere Synonymien und Neubeschreibung).
 1988 - *Pseudedomia drorimensis* REISS, HAMAOUÏ und ECKER – DE CASTRO, Taf. 2, 3.

Bemerkungen: Im vorliegenden Material tritt *Pseudedomia drorimensis* nur selten und in stark rekristallisierter Form auf. Die wenigen Exemplare (bis max. 3,60 mm Axialdurchmesser) lassen sich jedoch dennoch gut mit *P. drorimensis* vergleichen.

Vorkommen: Nach HAMAOUÏ (1985, in: SCHROEDER und NEUMANN) kommt *Pseudedomia drorimensis* im mittleren bis oberen Cenoman von Südwesteuropa, Nordafrika (Algerien) sowie Israel und Libanon vor. In Nordsomalia tritt die Art im Profil Xabaal Garure (Proben XGa 98, 99) der oberen Einheit 4 der Tisje-Formation des mittleren Cenomans auf.

Pseudedomia complanata EAMES und SMOUT, 1955
Taf. 16, Fig. 4, 5

1955 – *Pseudedomia complanata* sp. nov. – EAMES und SMOUT, S. 505, Taf. 9, Fig. 1-3, Taf. 10, Fig. 1, 2, Taf. 11, Fig. 1-6.

1985 - *Pseudedomia complanata* EAMES and SMOUT – LOEBLICH und TAPPAN, Taf. 368, Fig. 7, 8, Taf. 369, Fig. 1, 2 (Abbildungen aus EAMES und SMOUT, 1955).

Bemerkungen: *Pseudedomia complanata* s.s. tritt in Nordsomalia lediglich in einer Probe (XGa105, Campan) in guter Erhaltung gehäuft auf.

Häufiger kommt eine sehr ähnliche Form vor (hier als *Pseudedomia* sp. aff. *Pseudedomia complanata* geführt: Taf. 16, Fig. 6-9, Profil Tisje, Probe Tis1). Bei dieser weisen die megalosphärischen Formen (lediglich in Axial- oder Subaxialschnitten vertreten) einen Durchmesser zwischen 1,5 und 2,4 mm auf; die Größe des Proloculus beträgt zwischen 0,25 und 0,3 mm. Hierin stimmen die beobachteten megalosphärischen Formen relativ gut mit *Pseudedomia complanata* EAMES und SMOUT (1955) überein; der Proloculus ist nur unwesentlich kleiner als der von *P. complanata*; allerdings sind die Axialschnittlagen weniger stark gebläht. Axialschnitte von mikrosphärischen Formen werden nicht beobachtet. Jedoch liegt in einem Fall ein annähernd idealer Äquatorialschnitt einer vermutlich mikrosphärischen Form vor. Dieser weicht jedoch von den von EAMES und SMOUT (op. cit.) als mikrosphärischen Formen von *P. complanata* beschriebenen Exemplaren so deutlich ab, dass eine Zuordnung der vorliegenden Formen zu *P. complanata* nicht möglich erscheint: Bei einem Durchmesser von 3,56 mm (!) weist hier das Gehäuse 5-6 Windungen auf; die letzte Windung wird durch 16 Kammern unterteilt (die wiederum durch 4-5 randparallele durchgehende Septulen unterteilt sind) und zeigt keine Tendenz zu einem entrollten uniserialen Endstadium. *P. complanata* weist nach der Beschreibung von EAMES und SMOUT (op. cit.) bei dieser für die Art als Maximaldurchmesser angegebenen Größe bereits ein entrolltes Endstadium mit reitenden Kammern auf, die zudem durch 30-50 Kammern unterteilt sind.

Eine *Pseudedomia* sp. aff. *complanata* morphologisch sehr ähnliche Art ist die jedoch wesentlich kleinere *Pseudedomia hekimhaensis* GÖRMÜS, 1999 aus dem Maastricht der Türkei (diese Art erreicht lediglich einen Maximaldurchmesser von 0,81 mm bei einer maximalen Größe des megalosphärischen Proloculus von 0,05 mm. Ebenfalls sehr ähnlich ist *Pseudedomia multistriata* HENSON, 1948 sensu SMOUT (1963) aus dem Maastricht von Qatar und Irak, deren megalosphärische Formen jedoch einen deutlich kleineren Proloculus (0,15 mm in SMOUT, op. cit.) als das vorliegende Material aufweisen. *Pseudedomia hamouii* RAHAGHI, 1976 aus dem Campan des Iran ist im Gegensatz zu den zuvor genannten Arten und den vorliegenden planispiral involuten bikonvexen Formen deutlich biumbilikat, und somit im Axialschnitt leicht abzutrennen.

Vorkommen: Unterer Teil der kalkigen Schichten des Campans der Einheit 5b der Tisje-Formation im Profil Xabaal Garure. *Pseudedomia* sp. aff. *Pseudedomia complanata* tritt im Profil Tisje (Probe Tis1) in gleicher stratigraphischer Position zusammen mit *Hellenocyclina dordonica*, *Orbitoides tissoti* und *Rotalia skourensis* auf.

Pseudedomia sp.
Taf. 16, Fig. 10

Bemerkungen und Vorkommen: Im unteren Teil des Maastrichts des Profils Tisje (Probe Tis10) treten selten nur mangelhaft erhaltene (stark umkristallisierte) Formen einer zur Gattung *Pseudedomia* zu rechnenden Art auf. Es liegen lediglich Axialschnitte vor, die einen maximalen Durchmesser von 3,14 mm aufweisen. Wegen der schlechten Erhaltung lassen sie sich keiner bekannten Art der Gattung zuweisen.

Gattung *Pseudochubbina* DE CASTRO 1990
Typusart: *Pseudedomia globularis* SMOUT, 1963

Pseudochubbina? sp.
Taf. 16, Fig. 11, 12

Bemerkungen und Vorkommen: Lediglich in einer Probe aus dem Maastricht der unteren Auradu-Formation (Profil Tisje, Probe Tis14) sind in Dünnschliffen selten schlecht erhaltene, geblähte peneropliforme miliolide Foraminiferen zu beobachten, die anhand ihrer nur rudimentär erkennbaren inneren Merkmale sehr wahrscheinlich der Gattung *Pseudochubbina* zuzurechnen sind. In einer nur mäßig erhaltenen äquatorialen Schnittlage, bei der der Initialteil rekristallisiert ist, ist das juvenile Stadium planispiral aufgerollt und der darauf folgende Gehäuseteil annähernd peneropliform aufgebaut (Gesamtgröße 1,6 mm). Hier sind die engstehenden primären Kammern deutlich durch ebenso engstehende senkrechte Septulen unterteilt, wodurch die dadurch entstehenden sekundären Kämmerchen einen rundlichen oder subquadratischen Umriss erhalten. Wegen der unsicheren Stellung dieser Art und der schlechten Erhaltung der in den Schnitten erfassten Exemplare muss ein Vergleich mit anderen bekannten Formen unterbleiben.

Familie Alveolinidae Ehrenberg, 1839

Bemerkungen: In der vorliegenden Arbeit wird für Schnittlagen senkrecht zur Aufrollungsachse der Alveoliniden der im deutschen und englischen Sprachraum gebräuchliche Terminus „Äquatorialschnitt“ anstelle des in der französischen Literatur üblichen Terminus „section transversale“ benutzt.

Gattung *Ovalveolina* REICHEL 1936
Typusart: *Alveolina ovum* D'ORBIGNY. 1850
Ovalveolina crassa DE CASTRO, 1966
Taf. 15, Fig. 5-10, Taf. 16, Fig. 13

1966 - *Ovalveolina crassa* n. sp. - DE CASTRO, S. 239, Taf. 4-6.

1985 - *Ovalveolina crassa* DE CASTRO – DE CASTRO (in: SCHROEDER und NEUMANN), S. 102, Text-Fig. 11a, Taf. 49 (siehe hier für Neubeschreibung und frühere Synonymien).

1988 - *Ovalveolina crassa* DE CASTRO, - DE CASTRO, S. 404, Taf. 1, Fig. 4.

Bemerkungen: Im vorliegenden Material tritt *Ovalveolina crassa* nur relativ selten in Dünnschliffen auf, dabei vorwiegend in nur mäßiger Erhaltung. In den vorliegenden Äquatorialschnitten der megalosphärischen Formen mit messbaren Proloculi weisen diese einen Durchmesser von 0,14-0,15 mm auf, wobei der Durchmesser der Gehäuse in dieser Schnittlage zwischen 0,7 mm und 1,0 mm liegt (bei 5 Umgängen). Bestimmbare mikrosphärische Schnittlagen wurden nicht beobachtet. Der Durchmesser der vorliegenden gemessenen

Proloculi liegt somit - nach DE CASTRO (1985, in: SCHROEDER und NEUMANN) - im oberen Bereich der Variabilität der Art (DE CASTRO, op. cit.: max. 0,145 mm).

Verbreitung: Nach DE CASTRO (1985, in: SCHROEDER und NEUMANN) tritt *O. crassa* im oberen Alb bis oberen Cenoman von Südeuropa bis Libanon auf. Im vorliegenden Material ist die Art im Profil Biyo Kulule (Proben BKU1, 4, 5) in Vergesellschaftung mit *Orbitolina sefini*, *O. sefini ex interc. qatarica* (BKU 4, 5), *Mesorbitolina aperta*, *Nezzazata simplex*, *Cuneolina* sp. und *Spirillina?* sp. zu beobachten. An dieser Lokalität tritt oberhalb dieser Schichten ein Horizont mit *Eoradiolites plicatus* (CONRAD) auf (det. PONS), welcher nach PONS (pers. Mitt.) charakteristisch für das Alb ist. Oberhalb der Schichten mit *E. plicatus* kommen erstmalig echte *O. qatarica* vor, die nach der hier vertretenen Auffassung das untere Cenoman charakterisieren. Somit sind hier die Schichten mit *O. crassa* dem obersten Alb zuzuordnen. Im Profil Xabaal Garure treten eindeutig *O. crassa* zuzuordnende Formen lediglich in einer Probe (XGa 85) auf, wobei sie hier mit *Mesorbitolina aperta*, *Conicorbitolina* cf. *conica*, *Orbitolina sefini*, *Hensonina arabica*, *H. altispira* und *Spirillina?* sp. vergesellschaftet sind. In diesem Profil wird der Horizont mit *O. crassa* direkt von Schichten mit *Orbitolina qatarica* überlagert (unteres Cenoman), weshalb dieses Vorkommen auch hier in das oberste Alb eingestuft wird (untere Einheit 4 der Tisje-Formation).

Ovalveolina maccognoae DE CASTRO, 1966
Taf. 15, Fig. 11-15

1966 - *Ovalveolina maccognoi* n. sp. - DE CASTRO, S. 252, Taf. 7-10, Taf. 11, Fig. 1-10, 12-14, Taf. 12, Fig. 1-6, Taf. 13, Fig. 1-7, Taf. 14, Fig. 17.

1985 - *Ovalveolina maccognoae* DE CASTRO – DE CASTRO (in: SCHROEDER und NEUMANN), Taf. 50 (siehe hier für frühere Synonymien und Neubeschreibung).

Bemerkungen: Im vorliegenden Material tritt *Ovalveolina maccognoae* nur extrem selten auf. Nach ihrem generellen Habitus und Dimensionen entsprechen die untersuchten Exemplare dabei gut den von DE CASTRO (1966, 1985) für die Art angegebenen typischen Merkmalen.

Vorkommen: Nach DE CASTRO (1985, in: SCHROEDER und NEUMANN) kommt *Ovalveolina maccognoae* im obersten Alb (Vraconien) bis mittleren Cenoman von Südeuropa, Nordafrika bis Libanon vor. Im vorliegenden Material tritt die Art lediglich in einer Probe des Profils Xabaal Garure (Einheit 4 der Tisje-Formation, Probe XGa 84) direkt unterhalb des Vorkommens von *O. crassa* auf, die hier dem obersten Alb zugerechnet wird (s.o.).

Gattung *Praealveolina* REICHEL 1933
Typusart: *Praealveolina tenuis* REICHEL, 1933

Praealveolina cf. *tenuis* REICHEL, 1933
Taf. 17, Fig. 6, 7

cf. 1933 - *Praealveolina tenuis* n. sp. – REICHEL, S. 270, Fig. 1-14.

cf. 1965 - *Praealveolina cretacea* var. *tenuis* REICHEL – GIBSON und PERCIVAL, S. 342, Taf. 1, Fig. 8.

cf. 1985 - *Praealveolina tenuis* REICHEL – NEUMANN und FOURCADE (in: SCHROEDER und NEUMANN), S. 120, Taf. 60-62, Text-Fig. 13, 14.

Bemerkungen und Vorkommen: Im vorliegenden Material tritt *Praealveolina* cf. *tenuis* REICHEL nur in den Dünnschliffen einer Probe des Profils Xabaal Garure (obere Einheit 4 der Tisje-Formation, Probe XGa 101a) auf. Die vorliegenden Schnittlagen lassen keine Beurteilung der inneren Merkmale der megalosphärischen Formen zu; es handelt sich vielmehr lediglich um tangentiale Axialschnitte. Auffallend ist hier jedoch, dass bei diesen stark elongaten Formen im Äquatorialbereich keinerlei sekundäre Kammern auftreten. Dieses Merkmal unterscheidet (neben den allgemein größeren Dimensionen) *Praealveolina tenuis* nach NEUMANN und FOURCADE (1985, in: SCHROEDER und NEUMANN) von ihrem Vorläufer *Praealveolina cretacea*. Daher werden die wenigen vorliegenden tangentialen Axialschnitte hier trotz ihrer relativ geringen Größe (max. beobachtete Länge 5,8 mm) mit *Praealveolina tenuis* verglichen. NEUMANN und FOURCADE (op. cit.) geben als Verbreitung für *P. tenuis* das oberste mittlere bis obere Cenoman von Europa bis Somalia an; wegen ihrer stratigraphischen Position im Profil Xabaal Garure unterhalb des Auftretens von *Selliaveolina viallii* werden die vorliegenden Exemplare hier dem oberen mittleren Cenoman zugeordnet.

Praealveolina cretacea (D'ARCHIAC, 1837)
Taf. 17, Fig. 8, 9, 11

1837 – *Alveolina cretacea* – REICHEL, S. 191.

?1965 – *Praealveolina cretacea* var. *lata* REICHEL – GIBSON und PERCIVAL, S 342, Taf. 1, Fig. 7.

1985 - *Praealveolina cretacea* (D'ARCHIAC, 1837) – NEUMANN und FOURCADE (in: NEUMANN und SCHROEDER), S. 118, Taf. 57-59 (siehe hier für Neubeschreibung und frühere Synonymien).

1994 - *Praealveolina cretacea* (D'ARCHIAC, 1837) – CALONGE GARCIA, S. 76, Fig. 8, Taf. 1, Fig. 5.

2002 - *Praealveolina cretacea* (D'ARCHIAC, 1837) – CALONGE et al., Taf. 7, Fig. 1, 2, 4, 5.

Bemerkungen: Die hier zu *Praealveolina cretacea* gerechneten Exemplare der megalosphärischen Formen weisen Proloculi in der Größenordnung um 0,4 mm auf; in einem nahezu idealen Äquatorialschnitt beträgt der maximale Durchmesser des Proloculus 0,42 mm bei einem Gesamtdurchmesser des Gehäuses von 1,82 mm. Im Axialschnitt treten in beiden Generationen bereits nach dem 2. Umgang im Äquatorialbereich sekundäre Kammern auf; die maximale Länge eines schrägen (mikrosphärischen?) Axialschnittes beträgt 5,9 mm. Somit liegen die untersuchten Exemplare nach den inneren Merkmalen (und dem Durchmesser des Äquatorialschnittes des megalosphärischen Gehäuses) ideal in den von NEUMANN und FOURCADE (1985, in: SCHROEDER und NEUMANN) für diese Art angegebenen Größenordnungen und Merkmalen. Allerdings sind ihre Dimensionen in den Axialschnittlagen kleiner als die von NEUMANN und FOURCADE (op. cit.) angegebenen Werte von min. 4 mm für die megalosphärischen und min. 13 mm für die mikrosphärischen Formen. Jedoch liegen im untersuchten Material keine idealen Axialschnitte vor, so dass dieser Faktor für die artliche Zuordnung der untersuchten Exemplare hier als nicht ausschlaggebend beurteilt wird.

Vorkommen: *Praealveolina cretacea* kommt nach NEUMANN und FOURCADE (1985, in: SCHROEDER und NEUMANN) im mittleren und oberen Cenoman von Südeuropa bis Iran vor. In Nordsomalia tritt die Art lediglich in der oberen Einheit 4 der Tisje-Formation im Profil Xabaal Garure (Proben XGa 93, 95, 98, 99) auf. Lediglich in den Proben XGa 98, 99 ist sie mit *Pseudedomia drorimensis* vergesellschaftet, ansonsten treten keine stratigraphisch indikativen Begleitfaunen auf. Da im Hangenden (Probe XGa 101a) erst- und einmalig im untersuchten Material *Praealveolina* cf. *tenuis* (o.m.-o. Cenoman, s.o.) sowie *Selliaveolina viallii* (Vracon bis mittleres Cenoman, Probe XGa 102a) auftreten, werden die vorliegenden Exemplare dem mittleren Cenoman zugerechnet.

Praealveolina iberica REICHEL, 1936
Taf. 16, Fig. 14-17, Taf. 17, Fig. 1-5

- 1936 - *Praealveolina iberica* n. sp. – REICHEL, S. 63, Taf. 3, Fig. 3, Taf. 7, Fig. 1-4, 6, 8, 12.
 ?1965 – *Praealveolina simplex* REICHEL – GIBSON und PERCIVAL, S. 343, Taf. 1, Fig. 9.
 1981 - *Praealveolina iberica* REICHEL – SAINT-MARC, Taf. 2, Fig. 2, 3.
 1985 - *Praealveolina iberica* REICHEL – NEUMANN und FORCADE (in: SCHROEDER und NEUMANN), S. 114, Taf. 53, 54 (siehe hier für frühere Synonymien und Neubeschreibung).
 1989 - *Praealveolina iberica* REICHEL – CHERCHI und SCHROEDER, Taf. 1, Fig. 2, 4, 5, 7, 8.
 1992 - *Praealveolina iberica* REICHEL – CALONGE GARCIA und MUNOZ FERNADEZ, S. 78, Taf. !, Fig. 1-3.
 2002 - *Praealveolina iberica* REICHEL – CALONGE et al., Taf. 1, Taf. 2, Fig. 1-8.
 2003 - *Praealveolina iberica* – MANCINELLI, Fig. 7, a-e, h, l (b = h).

Bemerkungen: *Praealveolina iberica* tritt nur in wenigen der untersuchten Profile in einem kurzen Intervall auf. Die untersuchten Exemplare entsprechen in ihren Dimensionen und Habitus sehr gut den von NEUMANN und FORCADE (1985 in: SCHROEDER und NEUMANN) dargestellten Beschreibungen. Die Größe der Proloculi der megalosphärischen Formen variiert zwischen 0.19 mm – 0,26 mm (zumeist: 0,2 mm – 0,23 mm); die Länge der Gehäuse dieser Formen beträgt im Axialschnitt bis max. 2,44 mm, der Durchmesser im Äquatorialschnitt beträgt max. 1,2 mm.

Vorkommen: Als stratigraphische Verbreitung dieser Art wird von NEUMANN und FORCADE (1985, in: SCHROEDER und NEUMANN) das untere bis obere Cenoman angegeben. Nach CALONGE et al. (2002) ist sie typisch für das untere Cenoman. In den untersuchten Profilen von Nordsomalia tritt *Praealveolina iberica* lediglich im Profil Manna'a (Proben Man 55-57) und Xabaal Garure (Probe XGa 86) auf (Einheit 4 der Tisje-Formation). Im Profil Manna'a ist sie hierbei häufig und mit diversen, meist unbestimmbaren milioliden Foraminiferen vergesellschaftet, lediglich in Probe Man 57 tritt *Chrysalidina cf. gradata* und *Heterocoskinolina saintmarci* n.sp.. hinzu. Hier beinhalten die liegenden Schichten *Conicorbitolina cf. conica*, *Mesorbitolina aperta*, *Orbitolina ex interc sefini/qatarica* sowie *Hensonina altispira*, *H. arabica*, *H. lenticularis* sowie *Heterocoskinolina saintmarci* n.sp. Im Hangenden treten erstmalig echte *O. qatarica*, *C. conica* sowie weiterhin *M. aperta*, *Chrysalidina cf. gradata*, *Heterocoskinolina saintmarci* n. sp. und nur noch selten *Hensonina* sp. auf. Es ist daher davon auszugehen, dass *Praealveolina iberica* hier in einer (lagunären, möglicherweise schwach hypersalinen?) Subfazies des obersten Albs/basalen Cenomans auftritt. Im Profil Xabaal Garure (Probe XGa 86) kommt sie dagegen nur selten und hier in Vergesellschaftung mit dem erstmaligen Auftreten von *Orbitolina qatarica* sowie mit *M. aperta*, *Chrysalidina cf. gradata*, *Sabaudia minuta*, *Hensonina altispira*, *H. arabica* und *Spirillina* sp. an der Basis des Cenomans vor.

Praealveolina osimoi (ZUFFARDI-COMERCI, 1930)
Taf. 15, Fig. 16, 20; Taf. 17, Fig. 10, 12, 13

- 1914 – *Alveolina osimoi* – PARONA, S. 13.
 1930 - *Alveolina osimoi* – ZUFFARDI-COMERCI, S. 32, Taf. 5, Fig. 3.
 ?1948 – *Praealveolina tenuis* REICHEL – SILVESTRI, S. 72 (144), Taf. 9 (17), Fig. 3.
 1987 – *Praealveolina osimoi* (ZUFFARDI-COMERCI, 1930) emend. – DE CASTRO, S. 115, Fig. 1 (Holotyp, abgebildet aus ZUFFARDI-COMERCI, Taf. 5, Fig. 3), Taf. 1, 2. (siehe hier für komplette Neubeschreibung und korrekte taxonomische Einführung der Art).
 1988 - *Praealveolina cf. osimoi* (ZUFFARDI-COMERCI, 1930) emend. DE CASTRO – DE CASTRO, S.410, Taf. 4, Fig. 6-10.

Bemerkungen: DE CASTRO (1987) führte *Praealveolina osimoi* (ZUFFARDI-COMERCI, 1930) durch seine Neubearbeitung und Festlegung des Holotyps der Art diese als taxonomisch gültige Einheit der wissenschaftlichen Öffentlichkeit erneut zu. Seiner Neubeschreibung (op. cit.) ist an dieser Stelle nichts hinzuzufügen. *Praealveolina osimoi* zeichnet sich nach DE CASTRO (op. cit.) im Vergleich zu den synchronen Praealveolinen durch die geringere Gehäusegröße; vor allem aber durch den im Vergleich deutlich kleineren Proloculus der megalosphärischen Formen aus (0,10 – 0,20 mm). In den vorliegenden Axialschnitten und (sub)Äquatorialschnitten variiert die Größe des Proloculus zwischen 0,10 – 0,13 mm bei einer Gesamtlänge der megalosphärischen Gehäuse im Axialschnitt von 1,94 – 2,08 mm; sie sind somit insgesamt etwas kürzer als die von DE CASTRO (op. cit.) angegebenen Werte von 2,75 – 3,40 mm. Ebenso ist der Längungsindex (Breite/Länge [H/W]) im Axialschnitt mit Werten um 2,0 kleiner als die von DE CASTRO (op. cit.) hierfür angegebenen Werten zwischen 3,3 – 4,5 - die vorliegenden Exemplare sind also weniger stark elongat. Dies ist vermutlich auf die nur mangelhafte Erhaltung sowie die nicht optimalen Schnittlagen der wenigen vorliegenden Exemplare zurückzuführen, weshalb diese bei sonstiger Übereinstimmung der inneren Merkmale vorbehaltlos zu *Praealveolina osimoi* gestellt werden. Das von SILVESTRI (1948) aus dem „oberen“ Cenoman von Tisje (Somalia) abgebildete Exemplar könnte wegen der geringen Größe sowohl des Proloculus als auch des gesamten Gehäuses ebenfalls zu *P. osimoi* zu stellen sein.

Vorkommen: *Praealveolina osimoi* ist nach DE CASTRO (1987) bisher aus dem mittleren oder oberen Cenoman von Libyen sowie aus dem mittleren Cenoman von Capri bekannt. Im vorliegenden Material kommt *Praealveolina osimoi* im Profil Xabaal Garure (Einheit 4 der Tisje-Formation, Proben XGa 94, 99, 100) vor. Hierbei tritt sie in Probe XGa 94 lediglich zusammen mit dem letzten Auftreten von *Hensonina lenticularis* direkt oberhalb des erstmaligen Auftretens von *Praealveolina cretacea* auf. Die in den diese Schichten unterlagernden enthaltenen Ostrakodenfaunen werden in das mittlere Cenoman eingestuft, weshalb auch diese Probe hier noch dem mittleren Cenoman zugewiesen wird. In den Proben XGa99 und 100 ist sie mit *Praealveolina cretacea* vergesellschaftet, die in ihrer stratigraphischen Verbreitung auf das mittlere bis obere Cenoman beschränkt ist (s.o.). Auch für diese Proben (da keine weiteren biostratigraphisch verwertbaren Faunenelemente auftreten), ist ein Alter des mittleren Cenomans anzunehmen, da in der darüber folgenden Probe (XGa 101) erst- und einmalig im untersuchten Material *Praealveolina* sp. ex interc. *cretacea/tenuis* sowie darüber *Sellialveolina viallii* (XGa 102a) auftreten (s.u.).

Gattung *Sellialveolina* COLALONGO 1963
 Typusart: *Sellialveolina viallii* COLALONGO, 1963

Bemerkungen: LOEBLICH und TAPPAN (1988) betrachten die Gattung *Sellialveolina* COLALONGO 1963 als Synonym zur Gattung *Pseudedomia* HENSON 1948. DE CASTRO (1985, in: SCHROEDER und NEUMANN) dagegen grenzt *Sellialveolina viallii* COLALONGO, 1963 deutlich gegenüber *Pseudedomia viallii* REISS, HAMAOUÏ und ECKER, 1964 ab. In der Tat weist *Sellialveolina viallii* einige Merkmale auf, die sich mit der Gattung *Pseudedomia* vergleichen lassen; jedoch ist sie durch eher globulärem Aufrollungsmodus und ihre inneren Merkmale noch deutlich genug von *Pseudedomia* zu unterscheiden um eine Abtrennung auf höherer taxonomischer Ebene zu rechtfertigen, weshalb die Unterscheidung auf der Gattungsebene hier aufrecht erhalten wird.

Sellialveolina viallii COLALONGO, 1963
Taf. 15, Fig. 17-19

1963- *Sellialveolina viallii* n. gen. n. sp. - COLALONGO, S. 3, Taf. 2, Fig. 1.

1985 - *Sellialveolina viallii* COLALONGO, 1963 – DE CASTRO (in: SCHROEDER und NEUMANN), S. 133, Taf. 66 (siehe hier für ausführliche Neubeschreibung und frühere Synonymien).

Bemerkungen: Die wenigen vorliegenden Exemplare lassen sich trotz ihrer nur mangelhaften Erhaltung mit hinreichender Sicherheit *Sellialveolina viallii* COLALONGO, 1963 sensu DE CASTRO (1985, in: SCHROEDER und NEUMANN) zuordnen. Die mikritisiereten megalosphärischen Gehäuse haben im Dünnschliff einen maximalen Äquatorialdurchmesser von 0,81 mm; der größte schräge Subaxialschnitt eines (?mikrosphärischen) Exemplars weist einen Durchmesser von 1,07 mm auf. Die Proloculi der megalosphärischen Formen haben einen Durchmesser von 0,07 bis 0,1 mm. Die inneren Merkmale sind durch die vollständige Mikritisierung der vorliegenden Exemplare nicht hinreichend zu beschreiben, ähneln jedoch rudimentär den von DE CASTRO (op. cit.) gegebenen Beschreibungen und Abbildungen. Da sie in ihren Dimensionen und ihrem Aufrollungsmodus voll den Anforderungen von *Sellialveolina viallii* entsprechen, werden sie hier ohne Vorbehalt dieser Art zugerechnet.

Vorkommen: Nach DE CASTRO (1985, in: SCHROEDER und NEUMANN) tritt *Sellialveolina viallii* vom Vracon bis zum Ende des mittleren Cenomans der zentralen Tethys auf (S-Europa, N-Afrika und vorderer Orient). Die vorliegenden Exemplare entstammen der obersten Teil der Einheit 4 der Tisje-Formation (ca. 5 m unterhalb der prä-campanen Diskordanz) der Profils Xabaal Garure (oberste Einheit 4 der Tisje-Formation, Probe XGa 102b) und treten dort in einer Schicht von onkosparitischen Kalken innerhalb einer ansonsten fossilfreien, diagenetisch stark veränderten Kalkabfolge auf, die die Kalke mit *Praealveolina tenuis* / *cretacea* überlagert. Sie repräsentieren zugleich die letzten (jüngsten) Foraminiferen dieser Abfolge und belegen somit, dass im Untersuchungsgebiet keine jüngeren Ablagerungen vor der Campanen Transgression erhalten sind; sie werden deshalb dem oberen mittleren Cenoman zugeordnet.

Familie Soritidae EHRENBERG, 1839
Unterfamilie Praerhapydionininae HAMAOUÏ und FOURCADE, 1973

Gattung *Edomia* HENSON 1948
Typusart: *Edomia reicheli* HENSON, 1948

Edomia reicheli HENSON, 1948
Taf. 17, Fig. 14, 15

1948 - *Edomia reicheli* n. sp. – HENSON, S. 85, Taf. 8, Fig. 1-14.

?1977 – *Edomia* gr. *iranica-reicheli* HENSON 1948 – PRESTAT, Taf. 14, Fig. 7.

?1977 - *Edomia reicheli* HENSON – PRESTAT, Taf. 14, Fig. 8.

Bemerkungen: In seiner Gattungsdefinition von *Edomia* bemerkt HENSON (1948, s. 84): "Test calcareous, imperforate, microgranular with a vitreous layer over the oral face of the later chambers; shape complanate, operculiform; chambers numerous, arrangement planispiral, involute through-out,(...), chambers incompletely divided by sub-epidermal partitions normal to the septa and to the "epidermis", and projecting inward a short distance from the latter on both sides of the test;...". Auf seinen Abbildungen dagegen ist zu erkennen, dass in der Mehrzahl der Fälle (e.g.: Taf. 8, Fig. 10/11, 12 [Holotyp]) die senkrechten Septulen („sub-epidermal partitions“) sehr wohl durchgehend sind und somit sekundäre Kämmerchen bilden. Als besonders auf-

fällig dagegen wird hier die „glasige“ - die Oberfläche der Kammern überdeckende Schicht („vitreous layer“) - betrachtet, die bei HENSON's (op. cit.) Abbildungen besonders gut in Taf. 8, Fig. 11 zu beobachten ist. Diese ist auch besonders deutlich in den wenigen im vorliegenden Material vorliegenden, vermutlich juvenilen, Exemplaren zu erkennen (Taf. 17, Fig. 14), weshalb diese, trotz der durchweg durchgängigen sekundären Septulen hier *Edomia reicheli* zugerechnet werden.

Vorkommen: Bisher ist *Edomia reicheli* nur aus dem mittleren (bis oberen?) Cenoman von Israel bekannt; die von PRESTAT (1977) dieser Art zugerechneten Formen stammen aus dem (?)oberen Cenoman von Zentralsomalia. In Nordsomalia wird die Art im vorliegenden Material lediglich in einer Probe des mittleren Cenomans im Profil Xabaal Garure beobachtet (obere Einheit 4 der Tisje-Formation, Probe XGa 101a).

Gattung *Pseudorhapydionina* DE CASTRO 1972
Typusart: *Pseudorhapydionina laurinensis* DE CASTRO, 1965

Pseudorhapydionina cf. *laurinensis* (DE CASTRO), 1965
Taf. 15, Fig. 21, 22

cf. 1965 - *Rhapydionina laurinensis* n. sp. - DE CASTRO, S. 352, Taf. 7-10. 18, 19.

cf. 1970 - *Rhapydionina laurinensis* DE CASTRO – SAINT-MARC, S. 92, Taf. 2, Fig. 7-9.

cf. 1985 - *Pseudorhapydionina laurinensis* (DE CASTRO, 1965) – DE CASTRO (in: SCHROEDER und NEUMANN), S. 93, Taf. 43.

Bemerkungen: Die wenigen vorliegenden (eindeutig der Gattung *Pseudorhapydionina* zuzuordnenden Exemplare) im vorliegenden Material lassen sich, wenn auch nicht ohne Zweifel, aufgrund ihrer inneren Merkmale am besten mit *Pseudorhapydionina laurinensis* DE CASTRO, 1965 vergleichen.

Vorkommen: Nach DE CASTRO (1985, in: SCHROEDER und NEUMANN) tritt *Pseudorhapydionina laurinensis* bevorzugt im oberen Cenoman von Südeuropa, Nordafrika und dem vorderen Orient auf. Die vorliegenden Exemplare aus Nordsomalia entstammen dem unteren Cenoman des Profils Manna'a (Proben Man57, 59), in denen sie zusammen mit *Praealveolina iberica* (u.a.) vorkommen (Einheit 4 der Tisje-Formation).

Unterordnung Lagenina DELAGE und HEROUARD, 1896
Überfamilie Nodosariacea EHRENBERG, 1838
Familie Nodosariidae EHRENBERG, 1838
Unterfamilie Nodosariinae EHRENBERG, 1838

Gattung *Laevidentalina* LOEBLICH und TAPPAN 1986
Typusart: *Laevidentalina aphelis* LOEBLICH und TAPPAN, 1986

Bemerkungen: LOEBLICH und TAPPAN (1986) beschränken die ursprünglich auch auf nicht ornamentierte uniseriale zur Gattung *Dentalina* gestellte Arten auf die Formen, welche longitudinale Costae aufweisen. Sie führten für die unornamentierten - ehemals zur Gattung *Dentalina* gestellten Formen - die Gattung *Laevidentalina* ein.

Laevidentalina communis (D'ORBIGNY, 1826)
Taf. 18, Fig. 1

1826 – *Nodosaria* (*Dentalina*) *communis* D'ORBIGNY, 1826 - D'ORBIGNY, S. 254.

1982 – *Dentalina communis* D'ORBIGNY 1826 – BARTENSTEIN und KOVATCHEVA, S. 5, Taf. 2, Fig. 4, 5.

1984 - *Dentalina communis* D'ORBIGNY – KAPILIMA, S. 105, Taf. 1 Fig. 3 (siehe hier für weitere Synonymien).

1986 - *Dentalina communis* D'ORBIGNY 1826 – BARTENSTEIN und BOLLI, S. 956, Taf. 2, Fig. 36, 37.

1990 - *Dentalina communis* (D'ORBIGNY, 1826) – WEIDICH, S. 119, Taf. 39, Fig. 18, 23, 28, 31 (siehe auch hier für weitere Synonymien).

Bemerkungen und Vorkommen: Nach BARTENSTEIN und BOLLI (1986) tritt die Art weltweit von der Kreide bis in das Tertiär auf. In Nordsomalia ist die Art lediglich verbreitet im unteren oberen Apt der Einheit 2 (Fazies mit planktonischen Foraminiferen) und selten im Alb (Einheit 3) der Tisje-Formation zu beobachten.

Laevidentalina cf. *soluta* (REUSS, 1851)
Taf. 18, Fig. 2

cf. – *Dentalina soluta* REUSS, 1851 – WEIDICH, S. 120, Taf. 39, Fig. 11, 12; Taf. 40, Fig. 7.

Bemerkungen und Vorkommen: Die wenigen vorliegenden Exemplare aus dem unteren oberen Apt der Einheit 2 der Tisje-Formation (Fazies mit planktonischen Foraminiferen) von Nordsomalia ähneln mit ihren deutlich abgesetzten, gelängt rundlichen Kammern *Laevidentalina soluta* in WEIDICH (1990). Vergleichbar sind auch die von BARTENSTEIN und BOLLI (1986, Taf. 3, Fig. 13) als *Dentalina subguttifera* BARTENSTEIN 1952 und die von BARTENSTEIN und KOVATCHEVA (1982, Taf. 2, Fig. 10) als *Dentalina guttifera* D'ORBIGNY 1846 abgebildeten Exemplare.

Gattung *Nodosaria* LAMARCK 1812 sensu LOEBLICH und TAPPAN (1988)
Typusart: *Nautilus radricula* LINNÉ, 1758

Nodosaria sp.
Taf. 18, Fig. 3, 4

Bemerkungen und Vorkommen: Die wenigen vorliegenden Exemplare dieser Form mit rundlichem Querschnitt, mehr oder weniger rasch an Größe zunehmenden uniserialen Kammern lassen sich nicht eindeutig einer bekannten Art zuordnen und werden hier deshalb in offener Nomenklatur belassen. Wegen ihrer nicht ornamentierten Oberfläche lassen sie sich jedoch gut zur Gattung *Nodosaria* sensu LOEBLICH und TAPPAN (1988) zuordnen (s.a. unter *Pyramidulina*). Vermutlich aus faziellen Gründen ist diese Art lediglich im unteren oberen Apt der Einheit 2 der Tisje-Formation (Fazies mit planktonischen Foraminiferen) von Nordsomalia im Profil Xabaal Garure (Probe XGa 37) vertreten.

Gattung *Pyramidulina* FORNASINI 1894 sensu LOEBLICH und TAPPAN (1988)
Typusart: *Pyramidulina eptagona* FORNASINI, 1894

Bemerkungen: Nach LOEBLICH und TAPPAN (1988) beinhaltet die Gattung *Pyramidulina* uniserialer, rechteckiger Arten mit rundlichen bis subzylindrischen Kammern, deren Oberfläche mit longitudinalen Costae versehen ist – im Gegensatz zur Gattung *Nodosaria*, die nach LOEBLICH und TAPPAN (op. cit.) lediglich

unornamentierte Arten gleichen Bauplans beinhaltet. Dieser Auffassung folgend, müssen die (bis heute) unter *Nodosaria* geführten Formen mit longitudinalen Costae zur Gattung *Pyramidulina* FORNASINI 1894 gestellt werden.

Pyramidulina cf. paupercula (REUSS, 1845)
Taf. 18, Fig. 7

- cf. 1845 – *N. [odosaria] paupercula* REUSS – REUSS, S. 26, Taf. 12, Fig. 12.
 cf. 1975 – *Nodosaria paupercula* REUSS 1846 – NEAGU, S. 90, Taf. LXX, Fig. 25-28, Taf. LXXI, Fig. 15
 (siehe hier für weitere Synonymien).
 cf. 1986 - *Nodosaria paupercula* REUSS 1845 – BARTENSTEIN und BOLLI, S. 968, Taf. 5, Fig. 30, 31
 (siehe auch hier für weitere Synonymien).
 cf. 1990 - *Nodosaria paupercula* REUSS, 1845 – WEIDICH, S. 115, Taf. 25, Fig. 2, Taf. 39, Fig. 17, 21, Taf. 40, Fig. 3 (siehe auch hier für weitere Synonymien).

Bemerkungen und Vorkommen: Lediglich in einer Probe des Profils Xabaal Garure (XGa 37) des unteren oberen Apts der Einheit 2 der Tisje-Formation (Fazies mit planktonischen Foraminiferen) von Nordsomalia treten selten Bruchstücke einer Foraminiferen-Art auf, die sich gut mit *Nodosaria paupercula* REUSS, 1845 (vel: *Pyramidulina paupercula*) vergleichen lassen, die aber wegen ihrer nur bruchstückhaften Erhaltung an dieser Stelle nur als *Pyramidulina cf. paupercula* geführt werden können. Nach WEIDICH (1990) kommt die Art vom Barreme bis in die Oberkreide weltweit vor.

Unterfamilie Lingulininae LOEBLICH und TAPPAN, 1961

Gattung *Lingulina* D'DORBIGNY 1826
Typusart: *Lingulina carinata* D'DORBIGNY, 1826

Lingulina sp.
Taf. 18, Fig. 5, 6

Beschreibung: Gehäuse uniserial, grade gestreckt, im Querschnitt oval. Die im Initialteil nur allmählich an Größe zunehmenden Kammern gewinnen im Endteil rasch an Höhe, so dass die letzten beiden Kammern ca. 50% der Gehäuselänge ausmachen. Das Gehäuse weist insgesamt 5-6 Kammern auf, die Suturen sind grade und schwach eingesenkt. Die größte beobachtete Gehäuselänge beträgt 0,78 mm. Mündung nicht sicher erkennbar, vermutlich aber nur eine einfache rundliche Öffnung am Ende der zum Abschluss abgerundeten letzten Kammer.

Vorkommen: Unteres oberes Apt der Einheit 2 der Tisje-Formation (Fazies mit planktonischen Foraminiferen) von Nordsomalia.

Unterfamilie Frondiculariinae REUSS, 1860

Gattung *Frondicularia* DEFRANCE 1826 (in: D'ORBIGNY)
Typusart: *Renulina complanata* DEFRANCE, 1824 (in: DE BLAINVILLE)

Frondicularia sp.
Taf. 18, Fig. 8-10

Beschreibung: Gehäuse der Gattung entsprechend uniserial, stark komprimiert, mit reitenden Kammern. Umriss zunächst (bis ca. 0.53 mm bei 4 Kammern) schmal blattförmig und mit annähernd glatten Seitenrändern, später lanceolat mit randlich deutlich abgesetzten Kammern (größte beobachtete Gehäuselänge 0,70 mm). Gehäuseoberfläche glatt, Kammersuturen mehr oder weniger deutlich eingesenkt.

Bemerkungen: Die vorliegenden Exemplare der Art ähneln deutlich der nach BARTENSTEIN und BOLLI (1986, S. 960, Taf. 3, Fig. 42, 43) stark variablen Art *Frondicularia gaultina* REUSS, 1860 (vide ibid. MAGNIEZ-JANNIN, 1979, Taf. 2, Fig. 18) aus dem Barreme bis Cenoman. Jedoch sind bei dieser Art die Kammern bereits direkt nach dem Proloculus randlich deutlich abgesetzt, so dass die Seitenränder durchweg schwach lobat erscheinen.

Vorkommen: Selten im unteren oberen Apt der Tisje-Formation von Nordsomalia (Einheit 2 in der Fazies mit planktonischen Foraminiferen) in den Profilen Dhadhabo (Proben Dha 25, 26) und Xabaal Garure (Probe XGa 37).

Gattung *Tristix* MACFAYDEN 1941
Typusart: *Rhabdogonium liasinum* BERTHELIN, 1879

Tristix acutangulum (REUSS, 1863)
Taf. 18, Fig. 11

- 1863 – *Rh. [abdogonium] acutangulatum* m. – REUSS, Taf. 4, Fig. 14a, b.
1951 – *Tristix acutangulus* (REUSS, 1863) – BARTENSTEIN und BRAND, S. 314, Taf. 10, Fig. 257-261 (siehe hier für frühere Synonymien und Diskussion der Artfassung).
1963 – *Tristix acutangulus* (REUSS) – KALANTARI, S. 163, Taf. 14, Fig. 16-18.
1975 – *Tristix acutangulum* (REUSS) 1863– NEAGU, S. 103, Taf. LXXV, Fig. 40-49, Taf. LXXVI, Fig. 7-11, 13-16.
1982 – *Tristix acutangula* (REUSS 1863) – BARTENSTEIN und KOVATCHEVA, S. 646, Taf. 3, Fig. 29, 30.
1984 – *Tristix acutangulus* (REUSS) – KAPILIMA, S. 61, Taf. 11, Fig. 8.
1986 – *Tristix acutangula* (REUSS 1863) – BARTENSTEIN und BOLLI, S. 970, Taf. 5, Fig. 38.
1990 – *Tristix acutangula* (REUSS) – WEIDICH, S. 138, Taf. 44, Fig. 11, 12.

Bemerkungen: Nach BARTENSTEIN und BRAND (1951, S. 314) weist *Tristix acutangulum*: „eine große Variationsbreite von schmälere bis zu sehr breiten Gehäusen und entsprechender Änderung ihrer Kammerformen, mit scharfen bis zu abgestumpften Kanten und graden bis zu konkav ausgehöhlten Seitenflächen, (...)“ auf. Bei den wenigen Exemplaren im vorliegenden Material handelt es sich durchweg um sehr schlanke Formen, bei denen die Kammerbreite nur sehr allmählich zunimmt. Die proximal stark verlängerten dreieckigen Kammern zeigen mehr oder weniger grade Oberflächen; die Kammerperipherie ist zugespitzt. Die Kammersuturen sind stark eingesenkt.

Vorkommen: Nach BARTENSTEIN und BRAND (1951) tritt die Art weltweit in der Unterkreide auf; WEIDICH (1990) gibt sie auch aus der Oberkreide der nördlichen Kalkalpen an. Im vorliegenden Material tritt die Art lediglich sehr selten im unteren oberen Apt der Tisje-Formation von Nordsomalia (Einheit 2 in der Fazies mit planktonischen Foraminiferen) im Profil Xabaal Garure (Probe XGa 40) auf.

Unterfamilie Lenticulininae CHAPMAN, PARR und COLLINS, 1934

Gattung *Lenticulina* LAMARCK 1804
 Typusart: *Lenticulites rotulatus* LAMARCK, 1804

Lenticulina discrepans (REUSS, 1863)
 Taf. 18, Fig. 12

1863 – *Robulina discrepans* REUSS – REUSS, S. 78, Taf. 9, Fig. 7 (fide NEAGU, 1975).
 1975 - *Lenticulina discrepans* (REUSS.) 1863 – NEAGU, S. 64, Taf. LX, Fig. 1-3.

Bemerkungen und Vorkommen: Die wenigen vorliegenden Exemplare aus dem unteren oberen Apt der Tisje-Formation von Nordsomalia (Einheit 2 in der Fazies mit planktonischen Foraminiferen) im Profil Xabaal Garure (Probe XGa 40) lassen sich in jeder Hinsicht sehr gut mit den als *Lenticulina discrepans* (REUSS.) von NEAGU (1975) abgebildeten Exemplaren aus dem Hauterive der östlichen Karpaten vergleichen.

Lenticulina muensteri (ROEMER, 1839)
 Taf. 18, Fig. 13

1839 – *Robulina münsteri* ROEMER, 1839 – ROEMER, S. 48, Taf. 20, Fig. 29.
 1975 – *Lenticulina muensterii* (ROEMER) 1839 – NEAGU, S. 61, Taf. XLV, Fig. 17-19, Taf. XLVI, Fig. 4-10, Taf. XLVIII, Fig. 18-21, Taf. XLIX, Fig. 1, 2 (siehe hier für frühere Synonymien).
 1982 – *Lenticulina (Lenticulina) muensteri* (ROEMER 1839) – BARTENSTEIN und KOVATCHEVA, Taf. 3, Fig. 4, 5.
 1986 - *Lenticulina (L.) muensteri* (ROEMER 1839) – BARTENSTEIN und BOLLI, S. 964, Taf. 4, Fig. 25, 26 (siehe auch hier für frühere Synonymien).
 1989 – *Lenticulina muensteri* (ROEMER) – HART et al. (in: JENKINS und MURRAY [Eds.]), Taf. 7.18, Fig. 2.

Verbreitung: Nach BARTENSTEIN und BOLLI 1986, S. 964) gilt für die Art: „worldwide in the Jurassic and Cretaceous, an ordinary and common species, recorded under various species names.“. In Nordsomalia tritt sie aus faziellen Gründen lediglich gehäuft im unteren oberen Apt der Tisje-Formation (Einheit 2 in der Fazies mit planktonischen Foraminiferen) in den Profilen Dhadhabo und Xabaal Garure auf.

Lenticulina sp. cf. *Lenticulina saxocretacea* BARTENSTEIN, 1954 in: WEIDICH (1990)
 Taf. 18, Fig. 14, 15

cf. partim 1990: *Lenticulina saxocretacea* BARTENSTEIN, 1954 – WEIDICH, Taf. 21, Fig. 7, Taf. 42, Fig. 7, 8, 11.

Bemerkungen: WEIDICH (1990) fasst unter *Lenticulina saxocretacea* BARTENSTEIN, 1954 Lenticulinen-Arten mit stark geblähten Kammern und sowohl erhabenen als auch deutlich eingesenkten Kammersuturen zusammen. Im vorliegenden Material treten selten Formen auf, die sich mit den von WEIDICH (op. cit.) als *L. saxocretacea* abgebildeten Formen mit deutlich eingesenkten Kammersuturen annähernd vergleichen lassen. Im vorliegenden Material nimmt bei geringerer Kammerzähl (7 bei einem maximalen Durchmesser von 0,33-0,34 mm) die Höhe der Kammern allerdings wesentlich rascher zu als bei den von WEIDICH (op. cit.) abgebildeten Exemplaren. Ebenso sind bei den vorliegenden Exemplaren die Seitenränder der Aperturseite der letzten Kammer leistenartig verstärkt.

Vorkommen: Selten im unteren oberen Apt der Tisje-Formation von Nordsomalia (Einheit 2 in der Fazies mit planktonischen Foraminiferen) im Profil Dhadhabo (Probe Dha 26).

Lenticulina sp.
Taf. 19, Fig. 1

Beschreibung: Gehäuse mittelgroß (Dmax. 0,63 mm), perfekt planispiral aufgerollt; mehr oder weniger deutlich biumbonat; ca. 20 Kammern im letztem Umgang. Kammern auch im Endstadium nur sehr allmählich an Höhe zunehmend. Kammersuturen deutlich erhaben und zum Anfangsteil hin gekrümmt. Peripherie deutlich zugespitzt. Mündung nicht eindeutig zu identifizieren (Erhaltung). Maximale Breite 0,30 mm.

Vorkommen: Maastricht der unteren Auradu-Formation in den Profilen Biyo Kulule (Proben BKu 19, 24) und Tisje (Proben Tis 12, 13) von Nordsomalia.

Unterfamilie Marginulininae WEDEKIND, 1937

Gattung *Astacolus* DE MONTFORT 1808

Typusart: *Astacolus crepidulatus* DE MONTFORT, 1808 (= *Nautilus crepidula* FICHTEL und MOLL, 1798)

Astacolus calliopsis (REUSS, 1863)
Taf. 19, Fig. 2-4

1863 – *Marginulina calliopsis* m. – REUSS, S. 62, Taf. 5, Fig. 16.

1951 – *Lenticulina (Astacolus) calliopsis* (REUSS, 1863) – BARTENSTEIN und BRAND, S. 286, Taf. 5, Fig. 120-122 (siehe hier für Erläuterung der Art und frühere Synonymien)..

1982 - *Lenticulina (A.) calliopsis* (REUSS 1863) – BARTENSTEIN und KOVATCHEVA, S. 640, Taf. 2, Fig. 28 (siehe auch hier für frühere Synonymien).

1986 - *Lenticulina (A.) calliopsis* (REUSS 1863) – BARTENSTEIN und BOLLI, S. 962, Taf. 4, Fig. 9-10 (siehe hier ebenso für frühere Synonymien).

Bemerkungen und Vorkommen: Nach BARTENSTEIN und BRAND (1951) und WEIDICH (1990) handelt es sich bei *Astacolus calliopsis* um eine in der gesamten Unterkreide verbreitete, hochvariable Art. Bisher wurde sie von Trinidad bis Westeuropa beschrieben. Die in Nordsomalia dieser Art zugerechneten Formen sind die ersten aus dem südtethyalen Raum beschriebenen Exemplare. Auch bei ihnen ist eine hohe Variabilität in Bezug auf den Grad der Einkrümmung des Initialteils sowie der Breite des im Querschnitt dreieckig-ovalen uniserialen Endteils zu beobachten. Die Länge der eingemessenen Exemplare schwankt zwischen 0,41 und 0,81 mm. Die Art tritt in Nordsomalia verbreitet im unteren oberen Apt der Einheit 2 der Tisje-Formation auf (Fazies mit planktonischen Foraminiferen).

Astacolus cf. *schloenbachi* (REUSS, 1863)
Taf. 19, Fig. 9

cf. 1863 – *Cristellaria schloenbachi* m. – REUSS, S. 65, Taf. 6, Fig. 14, 15.

cf. 1951 – *Lenticulina (Astacolus) schloenbachi* (REUSS, 1863) – BARTENSTEIN und BRAND, S. 286, Taf. 5, Fig. 124, 125 (siehe hier für Erläuterung der Art und frühere Synonymien)..

cf. 1982 - *Lenticulina (A.) schloenbachi* (REUSS 1863) – BARTENSTEIN und KOVATCHEVA, S. 640, Taf. 2, Fig. 35 (siehe auch hier für frühere Synonymien).

Bemerkungen und Vorkommen: Nach BARTENSTEIN und KOVATCHEVA (1982) und WEIDICH (1990) handelt es sich bei *Astacolus schloenbachi* um eine in der gesamten Unterkreide verbreitete, hochvariable Art (nach WEIDICH, op. cit. ist sie auch im Cenoman der NW-Kalkalpen zu beobachten).

BARTENSTEIN und BRAND (1951) beschreiben die Art als „klein“ (ohne nähere Größenangaben). In Nordsomalia treten mit dieser Art verglichene Formen, die den von BARTENSTEIN und BRAND (op. cit.) beschriebenen morphologischen Merkmalen voll entsprechen, aber im Vergleich dazu erhebliche Größen erreichen (maximale gemessene Länge: 1,5 mm) selten im unteren oberen Apt der Einheit 2 der Tisje-Formation auf (Fazies mit planktonischen Foraminiferen).

Astacolus? sp.
Taf. 19, Fig. 8

Beschreibung: Gehäuse mittelgroß (maximale beobachtete Länge: 0,57 mm) mit stark entwickeltem planispiral aufgerolltem Initialteil und kurzem entrolltem Endteil (bis max. 3 Kammern); deutlich komprimiert, im Querschnitt stark abgeflacht dreieckig mit abgerundeten Seitenflächen. Peripherie der höheren (externen) Seite zugeshärft; in der Seitenansicht nur im Endteil schwach lobat. Kammersuturen im Initialteil grade und glatt, im Endteil eingesenkt und leicht konvex zur Mündung gekrümmt. Gehäuseoberfläche glatt. Mündung am höchsten Ende der externen Seite der letzten Kammer, rundlich; vermutlich radiat.

Bemerkungen: Wegen der unsicheren generischen Zuordnung lässt sich die vorliegende Art nur schwer mit anderen Formen vergleichen. Allerdings bestehen im Gehäuseaufbau gewisse Ähnlichkeiten zu *Vaginulinopsis humilis* s.l. aus der tieferen Unterkreide von Europa.

Vorkommen: Häufig im unteren oberen Apt der Tisje-Formation von Nordsomalia (Einheit 2 in der Fazies mit planktonischen Foraminiferen) in den Profilen Dhadhabo (Probe Dha 25, 26) und Xabaal Garure (Proben XGa 36, 37, 39, 40); selten im tieferen Alb des Profils Xabaal Garure (Probe XGa 66).

Unterfamilie Vaginulininae REUSS, 1860

Gattung *Citharina* D'ORBIGNY 1839
Typusart: *Vaginulina (Citharina) strigillata* 1846

Citharina sp.
Taf. 19, Fig. 7

Vorkommen: Bruchstücke von Vertretern dieser Gattung treten selten im unteren oberen Apt der Tisje-Formation von Nordsomalia (Einheit 2 in der Fazies mit planktonischen Foraminiferen) im Profil Xabaal Garure (Probe XGa 40) auf.

Gattung *Planularia* DEFRANCE 1826
Typusart: *Peneroplis auris* DEFRANCE, in DE BLAINVILLE, 1824

Bemerkungen: Nach LOEBLICH und TAPPAN (1988) wurde die Gattung *Planularia* DEFRANCE 1826 mit der Typusart *Peneroplis auris* DEFRANCE, 1824 aus dem Pliozän von Südeuropa begründet. In Ihrer Be-

schreibung der Gattung weisen LOEBLICH und TAPPAN (op. cit., S. 423) darauf hin, dass sich bei dieser seitlich stark komprimierten Gattung die radiat ausgebildete Mündung am „dorsalen Winkel“ der letzten Kammer des entrollten Endteils befindet (vide ibid. op. cit., Taf. 453, Fig. 3-5). Nach ihnen kommt die Gattung weltweit seit dem Miozän vor. Die in der Literatur bis heute unter dem Gattungsnamen *Planularia* geführten - der Gattung *Planularia* im Bauplan annähernd mit *Planularia* homöomorphen Arten - aus der Kreide weisen jedoch eine rundliche, Flaschenhals-ähnliche, deutlich hervorstehende Mündung auf, die sich ebenfalls im „dorsalen Winkel“ der letzten Kammer befindet. Dieser Unterschied im Aufbau der Mündung der kretazischen Arten im Gegensatz zu der nicht erhabenen Mündung echter *Planularia*-Arten aus dem Neogen wird vom Autor dieser Arbeit als hinreichend erachtet, um diese auf Gattungsebene von *Planularia* s.s. abzutrennen. Jedoch steht nach Kenntnis des Autors hierfür z. Zt. keine geeignete taxonomische Einheit zur Verfügung. Die den kretazischen Arten vom Bauplan am nächsten stehende Gattung *Astacolus* DE MONTFORT 1808 lässt per Definition keine *Planularia*-artig abgeflachten Arten zu, so dass die Einführung einer neuen taxonomischen Einheit für die bisher aus der Kreide beschriebenen „*Planularia*“-Arten als geboten erscheint. Dies kann jedoch wegen der Vielfalt und Komplexität dieses Formenkreises an dieser Stelle nicht erfolgen, so dass die vorliegende, *Planularia*-ähnliche Form aus der Unterkreide von Somalia hier unter der Gattungsbezeichnung „*Planularia*“ geführt wird.

„*Planularia*“ *crepidularis tricarinelia* (REUSS, 1863)
Taf. 19, Fig. 5, 10, 11

1863 – *Cr. (istellaria) tricarinelia* m. – REUSS, S. 68, Taf. 7, Fig. 9, Taf. 12, Fig. 2-4.

1975 – *Planularia crepidularis tricarinelia* (REUSS) 1863 – NEAGU, S. 74, Taf. LXII, Fig. 24-31, Taf. LXIII, Fig. 2-17 (siehe hier für weitere Synonymien).

1982 – *Lenticulina (Astacolus) crepidularis* (ROEMER) – BARTENSTEIN und KOVATCHEVA, Taf. 2, Fig. 29-32.

1988 – *Lenticulina tricarinelia* (REUSS) – WILKE, Taf. 10, Fig. 20.

1990 - *Planularia crepidularis tricarinelia* (REUSS, 1863) – WEIDICH, S. 131, Taf. 24, Fig. 1 (siehe hier ebenso für weitere Synonymien).

2008 – *Astacolus crepidularis* ssp. *tricarinelia* (REUSS, 1863) – MOULLADE et al., S. 21, Taf. 4, Fig. 23, 24.

Bemerkungen und Vorkommen: WEIDICH (1990, S. 130) diskutiert die Artengruppe um „*Planularia*“ *crepidularis* (ROEMER, 1842); als stratigraphische Reichweite der Unterart *tricarinelia* gibt er (wie auch die hier in der Synonymieliste erfassten Autoren) das Barreme bis Unterapt an. Im vorliegenden Material aus Nord-somalia (Einheit 2 der Tisje-Formation) tritt die Unterart (aus faziellen Gründen) lediglich im basalen oberen Apt (Zone der *Leupoldina cabri*) in der offenmarinen Schelffazies mit planktonischen Foraminiferen der Profile Dhadhabo (Proben Dha25, 26) und Xabaal Garure (Proben XGa 34, 36, 37) auf.

Gattung *Psilocitharella* LOEBLICH und TAPPAN 1986
Typusart: *Vaginulina leptoteicha* LOEBLICH und TAPPAN, 1946

Bemerkungen: Die Gattung *Psilocitharella* wurde von LOEBLICH und TAPPAN (1986) für lateral stark komprimierte, durchweg uniseriale, *Planularia*-ähnliche Arten eingeführt. Sie merken dabei an (1988: S. 413): „*Psilocitharella* differs from *Citharina* in having a smooth rather than striate or costate surface and differs from *Vaginulina* in the flattened rather than ovate section and truncate rather than rounded periphery.“ Es erscheint dem Autor daher als wahrscheinlich, dass viele, bis heute unter *Vaginulina* geführte Arten aus

dem Oberjura und der Unterkreide zu dieser Gattung zu stellen sind (z.B.: *V. truncata* REUSS; *V. kochi* REUSS, *V. robusta* REUSS [in: WEIDICH, 1990] oder *V. arguta* REUSS und *V. recta* REUSS [in: BARTENSTEIN und BOLLI, 1986]).

Psilocitharella sp. 1

Taf. 19, Fig. 6

Beschreibung: Gehäuse gekrümmt subtrapezoidal, uniserial, lateral stark abgeflacht. Kammern nach dem Initialteil mit großem Proloculus weitstehend und sich rasch verbreiternd; schräggehende, fast durchgehend grade Kammersuturen erhaben und deutlich ausgeprägt. In der Lateralansicht Höhenwachstum der Kammern ungleichmäßig. Konvex gekrümmter („dorsaler“) Teil höher als kürzerer, konkav gekrümmter („ventraler“) Teil, beide Seitenränder annähernd glatt und durch eine randlich verlaufende Rippe scharf abgesetzt. Kammersuturen nur im äußersten Teil des konvexen Gehäuseteils undeutlich werdend und dort zum Initialteil hin schwach eingebogen. Schalenoberfläche glatt. Mündung am äußersten Rand des höheren konvexen Gehäuseteils rundlich, leicht Flaschenhals-förmig erhaben, radiat. Bei einer maximalen Länge von 0,87 mm 6-7 Kammern erkennbar, maximale Breite 0,15 mm.

Bemerkungen: *Psilocitharella* sp. 1 weist in der Gehäusestruktur gewisse Ähnlichkeiten zu "*Vaginulina*" *arguta* REUSS, 1860 (sensu HART et al., 1989 [in: JENKINS und MURRAY] sowie BARTENSTEIN und KOVATCHEVA, 1982) auf, jedoch sind bei dieser Art die Ränder auf der konkaven („ventralen“) Seite schwach lobat und die Kammern verbreitern sich langsamer als in der vorliegenden Form. Ebenso ist bei dieser Art der höhere Gehäuseteil nur schwach oder gar nicht konvex gekrümmt.

Vorkommen: Selten im unteren oberen Apt der Tisje-Formation von Nordsomalia (Einheit 2 in der Fazies mit planktonischen Foraminiferen) im Profil Dhadhabo (Probe Dha 26).

Psilocitharella sp. 2

Taf. 19, Fig. 12, 13

Beschreibung: Gehäuse fast grade gestreckt, rechteckig, uniserial, nur im Initialteil leicht gekrümmt sowie mit einer am Außenrand regelmäßig konvex gekrümmten letzten Kammer. Die wenigen Kammern (3-4) sehr hoch und durch leicht erhabene Suturen abgesetzt, nur sehr mäßig an Breite zunehmend. Suturen sehr steil abgeschrägt, grade und zum durch eine Rippe scharf abgesetzten Außenrand undeutlich werdend. Oberfläche der Kammern glatt. Mündung am äußersten Rand des höheren Gehäuseteils rundlich, leicht Flaschenhals-förmig erhaben. Maximale beobachtete Länge 0,60 mm.

Bemerkungen: *Psilocitharella* sp. 2 ist in der Lateralansicht deutlich schmaler als *Psilocitharella* sp. 1 in dieser Arbeit, zudem sind hier die Kammeraußenwände im höheren („dorsalen“) Teil undeutlich konvex ausgebuchtet und wesentlich höher. Auch *Psilocitharella* sp. 2 weist Ähnlichkeiten zu "*Vaginulina*" *arguta* REUSS, 1860 (sensu HART et al., 1989 [in: JENKINS und MURRAY] sowie BARTENSTEIN und KOVATCHEVA [1982]) auf, jedoch sind bei dieser Art die Kammern deutlich weniger schräggehend und zahlreicher sowie niedriger.

Vorkommen: Unteres oberes Apt der Tisje-Formation von Nordsomalia (Einheit 2 in der Fazies mit planktonischen Foraminiferen) im Profil Dhadhabo (Probe Dha 26) sowie Xabaal Garure (Proben XGA 36, 37, 39, 40).

Gattung *Saracenella* FRANKE 1936
 Typusart: *Marginulina trigona* TERQUEM, 1866

Saracenella sp.
 Taf. 19, Fig. 14, 17

Beschreibung: Gehäuse durchweg uniserial, im Initialteil deutlich, ansonsten nur schwach gekrümmt bis gradegesteckt; grazil. Querschnitt dreieckig, sehr schmal. Proloculus deutlich. Kammern subrautenförmig, am höheren (äußeren, „dorsalen“) Teil zugespitzt, am niedrigeren (inneren, „ventralen“) Teil flach und verbreitert abgesetzt. Kammersuturen in der Lateralansicht mehr oder minder deutlich eingesenkt, steil schief-stehend, grade und nur im äußeren Bereich des höheren Teils der Kammern zum Initialteil hin umbiegend. Peripherie in dieser Ansicht glatt. Mündung rundlich, Flaschenhals-förmig am Ende des höchsten Teils der letzten Kammer. Größte Breite in der Aufsicht auf den abgeflachten, niedrigeren Teils des Gehäuses an der Basis der letzten Kammer (bis max. 0,08 mm). Größte beobachtete Länge 0,36 mm mit insgesamt 4-5 Kammern. Gehäuseoberfläche glatt.

Bemerkungen: Die vorliegende Art ähnelt entfernt *Saracenella cornucopiae* (SCHWAGER) in KALANTARI (1969, S.157, Taf. 14, Fig. 7, 8, 11, 12) aus dem Hauterive des Iran, ist jedoch deutlich kleiner als diese und weist weniger Kammern auf.

Vorkommen: Selten im unteren oberen Apt der Tisje-Formation von Nordsomalia (Einheit 2 in der Fazies mit planktonischen Foraminiferen) in den Profilen Dhadhabo (Probe Dha 26) und Xabaal Garure (Proben XGa 37, 39, 40).

Familie Polymorphinidae D'ORBIGNY, 1839
 Unterfamilie Polymorphininae D'ORBIGNY, 1839

Gattung *Pyrulina* D'ORBIGNY 1839
 Typusart: *Polymorphina gutta* D'ORBIGNY, 1826
Pyrulina spp.
 Taf. 19, Fig. 15, 16

Bemerkungen und Vorkommen: Im unteren oberen Apt der Tisje-Formation von Nordsomalia (Einheit 2 in der Fazies mit planktonischen Foraminiferen) in den Profilen Dhadhabo (Probe Dha 25, 26) und Xabaal Garure (Proben XGa 34, 37, 40) und Alb (Einheit 3 der Tisje-Formation) im Profil Xabaal Garure (Probe XGa 66) treten selten bis gemein kleine bis sehr kleine Vertreter der Polymorphininae auf, die hier pauschal der Gattung *Pyrulina* zugeordnet werden. Wegen der geringen Größe der Formen und der Vielfalt der bereits existierenden Arten (eine Revision erscheint hier angezeigt, ist aber an dieser Stelle wegen der geringen Stückzahl pro Probe im vorliegenden Material in der vorliegenden Arbeit nicht möglich) werden diese hier pauschal als *Pyrulina* spp. geführt; eine nähere taxonomische Zuordnung der Stücke erscheint dem Autor derzeit nicht sinnvoll.

Unterordnung Globigerinina DELAGE und HEROUERD, 1896
 Überfamilie Globigerinacea CARPENTER, PARKER und JONES, 1862
 Familie Praehedbergellidae BANNER und DESAI, 1988

Bemerkungen: In Ihrer Revision der unterkretazischen Globigerinacea führten BANNER und DESAI (1988) die Familie Praehedbergellidae neu in die Systematik ein. Sie umfasst nach der Definition der o.g. Autoren (op. cit., S. 151): „Globigerinacea with trochospiral tests, in which the primary aperture is intraumbilical or intraumbilical-extraumbilical and which posses a microperforate wall lacking muricae, crystalline pustules or spine bases; differs from Favusellacea in its lack of muricae (and possessing a calcitic test) and from the Schackoinidae in not becoming planospiral“.

Eine abweichende Meinung der von BANNER und DESAI (1988) dieser Familie zugeordneten Gattungen wird von MOULLADE et al. (2002) vertreten (e.g. *Gorbachikella* BANNER und DESAI u.a. seien synonym zu *Praehedbergella*).

Gattung *Gorbachikella* BANNER und DESAI 1988
 Typusart: *Globigerina kugleri* BOLLI, 1959

Gorbachikella kugleri (BOLLI, 1959)
 Taf. 19, Fig. 18, 19

1959 - *Globigerina kugleri* n. sp. – BOLLI, S. 270, Taf. 23, Fig. 3-5.

1988 - *Gorbachikella kugleri* (BOLLI) - BANNER und DESAI, S. 151, Taf. 2, Fig. 1, 2 (siehe hier für Synonymien und Diskussion der Art).

Bemerkungen und Vorkommen: Nach BANNER und DESAI (1988) stellt *Gorbachikella kugleri* (BOLLI) die jüngste, vom Barreme bis zum unteren oberen Apt (*Leupoldina cabri*-Zone) reichende Art dieser Gattung dar. Nach den o.g. Autoren wurde sie aus der *Leupoldina cabri*-Zone von Mexiko zuerst von LONGORIA (1974, Taf. 11, Fig. 14-16) unter dem Namen *Favusella hoterivica* abgebildet. In Nordsomalia tritt sie in der offenen Schelffazies der *Leupoldina cabri*-Zone der Einheit 2 der Tisje-Formation in den Profilen Xabaal Garure (Proben XGa 33, 34, 36, 37) und Dhadhabo (Proben Dha 25, 26) auf.

Gattung *Praehedbergella* GORBACHIK und MOULLADE 1973
 Typusart: *Globigerina tuschepsensis* ANTONOVA, 1964

Praehedbergella grigelisae BANNER und DESAI, 1988
 Taf. 19, Fig. 20, 21; Taf. 20, Fig. 1-3

?1984 – *Hedbergella* aff. *sigali* - LECKIE, Taf. 1, Fig. 1.

1988 - *Praehedbergella grigelisae* n. sp. - BANNER und DESAI, S. 154, Taf. 2, Fig. 8-13.

Bemerkungen: *Praehedbergella grigelisae* wurde von BANNER und DESAI (1988) für die oberaptischen Nachfahren von *Praehedbergella sigali* (MOULLADE, 1966) eingeführt. Nach ihnen unterscheidet sie sich von *P. sigali* (op. cit., S. 154): „more depressed chambers, which enlarge more rapidly when seen in umbilical view, and having a narrower umbilicus and less deeply depressed sutures“. Obwohl in den nur mittelmäßig erhaltenen vorliegenden Exemplaren der umbilicale Bereich durchweg mit Sediment verfüllt ist, lassen sie sich doch in der Gesamtheit ihrer Merkmale gut dieser Art zuordnen. *Hedbergella* aff. *sigali* in LECKIE (1984) aus dem oberen Apt (*Globigerinelloides algerianus*-Zone) von offshore NW-Marokko könnte nach der Definition der Art ebenfalls zu *P. grigelisae* zu stellen sein.

Vorkommen: *Praehedbergella grigelisae* wurde von BANNER und DESAI (1988) erstmalig aus dem basalen oberen Apt (*Leupoldina cabri*-Zone) von Yorkshire, England beschrieben. In Nordsomalia tritt sie in der offenen Schelffazies dieser Zone in den Profilen Xabaal Garure (Proben XGa 33, 34, 36, 37, 41) und Dhadhabo (Proben Dha 25, 26) auf (Einheit 2 der Tisje-Formation).

Gattung *Blefuscuiana* BANNER und DESAI 1988
Typusart: *Blefuscuiana kuznetsovae* BANNER und DESAI, 1988

Blefuscuiana aptiana aptiana (BARTENSTEIN, 1965)
Taf. 20, Fig. 4, 5

1965 – *Hedbergella aptiana* n. sp. – BARTENSTEIN, S. 347, Text-Fig. 3, 4-6.

1988 - *Blefuscuiana aptiana* (BARTENSTEIN) - BANNER und DESAI, 158, Taf. 5, Fig. 1-3.

1996 - *Blefuscuiana aptiana* (BARTENSTEIN) s.s. – BOUDAGHER-FADEL et al., S. 252, Fig. 3 (1-5), (siehe hier für frühere Synonymien und Diskussion).

Bemerkungen: Nach BOUDAGHER-FADEL et al. (1996) beinhaltet *Blefuscuiana aptiana* s.s. 0,19-0,27 mm große Formen. Die genannten Autoren charakterisieren die Art weiterhin (op. cit., S. 252): „This species is characterized by having a relatively flat or slightly concave spiral side, chambers subglobular, later ones as high as long when viewed dorsally and a smooth test lacking perforation cones. The aperture is a narrow intraumbilical-extraumbilical slit bordered by a porticus which is absent in *Blefuscuiana aptiana orientalis*.“ Die im vorliegenden Material dieser Art zugeordneten Exemplare haben eine Größe um 0,2 mm und entsprechen auch in der Gesamtheit ihrer Merkmale voll der Definition der Art sensu BOUDAGHER-FADEL et al. (1996).

Vorkommen: *Blefuscuiana aptiana aptiana* tritt nach BOUDAGHER-FADEL et al. (1998) lediglich im oberen Barreme bis unteren Alb Europas im Bereich der alpinen Tethys auf. Nach den o.g. Autoren (op. cit.) sei sie auf diesen paläogeographischen Raum beschränkt. Durch die hier aus der offenen Schelffazies der *Leupoldina cabri*-Zone des unteren oberen Apts von Nordsomalia (Einheit 2 der Tisje-Formation der Profile Xabaal Garure, Proben XGa 33, 34, 36, 37, 40, 41) und Dhadhabo (Proben Dha 25, 26) vorliegenden Formen wird dieser Ansicht widersprochen. Jedoch bleibt anzumerken, dass die Art nur einen geringen Anteil an der Gesamtfauuna der planktonischen Foraminiferen hat.

Blefuscuiana aptiana orientalis BOUDAGHER-FADEL et al., 1998
Taf. 20, Fig. 6-8

1998 - *Blefuscuiana aptiana* (BARTENSTEIN) *orientalis* n. subsp. - BOUDAGHER-FADEL et al., S. 252, Fig. 2 (4-12), Fig. 3 (1-8) (siehe hier für frühere Synonymien).

Bemerkungen: *Blefuscuiana aptiana orientalis* stellt neben *B. gorbachikae* den Hauptanteil an der Fauna der planktonischen Foraminiferen des unteren oberen Apts. In ihrer Diagnose der Unterart bemerken BOUDAGHER-FADEL et al. (1998, S. 253): „*B. aptiana orientalis* has a test about 0.21-0.27 mm at its maximum diameter. It has the same shape of test as *B. aptiana sensu strictu* with a flat to slight concave dorsal side, five to six subglobular chambers in the final whorl with the last chambers being as high as long, but it has perforation cones on the early chambers and there is no porticus bordering the aperture.“

This taxon differs from *B. aptiana sensu stricto* in having subglobular chambers instead of depressed ones, a flat or slightly concave dorsal side instead of a convex one, and in the lack of prominent perforation cones on the last chambers".

Diese Diagnose ist bezüglich der zuvor gemachten Anmerkungen dieser Autoren betreffend der Gehäuseform von *B. aptiana* s.s. und *B. aptiana orientalis* widersprüchlich (unterstrichen, s.o.). Als alleinige Unterscheidungsmerkmale verbleiben nach den Beschreibungen lediglich die Ausbildung der Mündung (An- oder Abwesenheit eines Porticus) sowie die Oberflächenstruktur der Kammern (An- oder Abwesenheit von „perforation cones“). Nach LOEBLICH und TAPPAN (1988, S. 738) handelt es sich bei einem Porticus um einen: „Distinctly asymmetrical apertural flap, commonly imperforate as in *Praeglobotruncana*“. Dieses Merkmal ist jedoch nur in gut erhaltenen Exemplaren zu beobachten. Nach den von BOUDAGHER-FADEL et al. (op. cit.) abgebildeten Exemplaren von *B. aptiana orientalis* (Fig. 2 [4-12], Fig. 3 [1-7]) erscheint sich jedoch im Unterschied zu denen von ihnen auf Fig. 4 (1-5) als *B. aptiana sensu stricto* dargestellten Exemplaren der Hauptunterschied zwischen den beiden Unterarten in der größeren Ornamentierung der prä-adulten Kammern, dem eher weniger rundlich/lobaten äußeren Umriss der Kammern sowie der Anwesenheit von Porenkegeln auf den adulten Kammern zu manifestieren (letzteres Merkmal ist wiederum nur in gut erhaltenen Exemplaren zu beobachten). Bedauerlicherweise stellen die zuvor genannten Autoren in keiner ihrer Abbildungen eine Lateralansicht von *B. aptiana orientalis* dar, so dass an dieser Stelle keine Aussagen hinsichtlich der zuvor bemerkten Widersprüche in den Unterschieden der Ausbildung der Spiralseite beider Unterarten getroffen werden kann.

In den nur mäßig erhaltenen Exemplaren im Material der vorliegenden Arbeit werden daher nur Formen von *B. aptiana* s.l. zu *B. aptiana orientalis* gestellt, die eine stärker ornamentierte Oberfläche und/oder weniger stark geblähte Kammern im äußeren Umriss aufweisen (eine durchweg nicht ornamentierte Form mit eher gelängten Kammern wird auch von BOUDAGHER-FADEL et al. (op. cit, Fig. 3 [8]) als *B. aptiana orientalis* abgebildet).

Vorkommen: *B. aptiana orientalis* tritt nach BOUDAGHER-FADEL et al. (1996) im oberem Barreme bis zum „mittleren“ Apt der östlichen zentralen nördlichen sowie der südlichen Tethys auf. In Nordsomalia ist sie in der offenen Schelffazies der *Leupoldina cabri*-Zone in den Profilen Xabaal Garure (Proben XGa 37, 40) und Dhadhabo (Proben Dha 25, 26) zu beobachten (Einheit 2 der Tisje-Formation).

Blefuscuiana gorbachikae (LONGORIA, 1974)
Taf. 20, Fig. 9-11, Taf. 21, Fig. 1-3

1974 – *Hedbergella gorbachikae* n. sp. – LONGORIA, S. 56, Taf. 15, Fig. 1-16

1988 - *Blefuscuiana gorbachikae* (LONGORIA), 1974 – BANNER und DESAI, S. 160, Taf. 5, Fig. 8-12
(siehe hier für Revision und frühere Synonymien).

1993 - *Blefuscuiana gorbachikae* (LONGORIA) – SHAHIN, Fig. 5, Nr. 4.

2002 - *Blefuscuiana gorbachikae* – RÜCKHEIM und MUTTERLOSE, Fig. 4, Nr. 8, 9.

Bemerkungen: BANNER und DESAI (1988) geben eine kurze Neubeschreibung der Art und heben hervor (op. cit., S. 160): „This species is characterised by the strong umbilically-directed convexity of its chambers creating a very small and deep umbilicus, which the former chambers almost overhang. (...)“. Die vorliegenden, hier zu dieser Art gerechneten adulten Exemplare (bis max. 0,32 mm Durchmesser), zeigen dieses Merkmal sehr deutlich. Allerdings ist hier in den der Variabilität der Art zugeschriebenen Formen oft zu beo-

bachten, dass die letzte Kammer erheblich aus der normalen Trochospirale in Richtung des Umbilicus verschoben ist, so dass im Extremfall eine Form entsteht, die einen hoch-trochospiralig aufgewundenen Eindruck erweckt (siehe Tafel F-21, Fig. 3). Da diese extremen Varianten übergangslos durch Zwischenformen mit typischen *B. gorbachikae* verbunden sind, wird diese Besonderheit als lokales Phänomen interpretiert und ist vermutlich auf die für planktonische Foraminiferen nicht optimale, relativ flache Innenschelf-Fazies des Ablagerungsraumes zurückzuführen. Neben *B. aptiana orientalis* bildet *B. gorbachikae* den Hauptbestandteil der Faunen der planktonischen Foraminiferen des unteren oberen Apts.

Vorkommen: Nach BANNER und DESAI (1988) kommt *Blefuscuiana gorbachikae* ab dem oberen Apt (*Leupoldina cabri*-Zone) bis zum unteren Alb vor. In Nordsomalia tritt sie in der offenen Schelffazies der *Leupoldina cabri*-Zone in den Profilen Xabaal Garure (Proben XGa 33, 34, 36, 37, 41) und Dhadhabo (Proben Dha 25, 26) auf (Einheit 2 der Tisje-Formation).

Familie Schackoinidae POKORNY, 1958

Gattung *Leupoldina* BOLLI, 1957 emend. BANNER und DESAI 1988
Typusart: *Leupoldina protuberans* BOLLI, 1957 (= *Schackoina cabri* SIGAL, 1952)

Leupoldina gr. *cabri* (SIGAL, 1952) sensu BANNER und DESAI, 1988
Taf. 21, Fig. 4, 5

1952 - *Schackoina cabri* Sigal, S. 20, Text-Fig. 20.

1990 - *Leupoldina cabri* (SIGAL) – SALAJ, Taf. 18, Fig. 8.

2002 - *Leupoldina cabri* (SIGAL) – RÜCKHEIM und MUTTERLOSE, Fig. 5, Nr. 10.

2002 – *Leupoldina cabri* (SIGAL, 1952) - VERGA und PREMOLI SILVA, S. 203, Figs. 7, Fig. 8, Nr. 1-6
(siehe hier für Neudefinition der Gattung und Art sowie frühere Synonymien).

2006 - *Leupoldina cabri* (SIGAL) – COCCIONI et al., Taf. 1, Fig. 11.

Bemerkungen: BANNER und DESAI (1988) sowie VERGA und PREMOLI SILVA (2002) geben ausführliche Neudefinitionen der Gattung *Leupoldina* und diskutieren ihre Typusart *Leupoldina cabri*. Wegen der extremen Seltenheit dieser Art im vorliegenden Material und der nur unvollständig erhaltenen Exemplare kann dem hier nichts hinzugefügt werden. Da die vorliegenden Exemplare jedoch initial trochospiral erscheinen, werden sie der Gattung *Leupoldina* zugerechnet (siehe Diskussion in VERGA und PREMOLI SILVA, 2002 versus *Schackoina*).

Vorkommen: Nach BANNER und DESAI (1988) kommt *Leupoldina* gr. *cabri* im unteren oberen Apt von Mittelamerika und Europa vor. SALAJ (1990, Taf. 18, Fig. 8) bildet ein nur mäßig erhaltenes, vermutlich der Artengruppe zuzuordnendes Exemplar aus dem obersten Barreme von Tunesien (*Leupoldina pustulans* Zone) ab, wobei die Art durch eine reiche Fauna planktonischer Foraminiferen des obersten Barremes/unteren Apts begleitet wird (SALAJ, op. cit., S. 22). Die Zuordnung der Zone zum obersten Barreme leitet er durch die in diesem Zusammenhang auftretenden Ammoniten *Leptoceras costidiscus* (D'ORBIGNY) und *Macroscaphites yvani* (PUZOS) ab (op. cit., S. 21). Nach der von SALAJ (op. cit., p. 22, 23) vertretenen Auffassung ist das erstmalige Auftreten von *Leupoldina cabri* in Mexiko und SW-Europa im basalen Oberapt auf fazielle Gründe zurückzuführen, da die diese Art enthaltenden Schichten in beiden Fällen von Flachwasserablagerungen mit Rudisten und/oder Orbitolinen des oberen Barremes/unteren Apts unterlagert werden, wohingegen in Tunesien in diesem Zeitraum eine pelagische Fazies vorherrschte. Nach Auffassung des Autors dieser Arbeit ist die Situation in Nordsomalia mit der in Mexiko/SW-Europa vergleichbar. Eine Einstu-

fung in die *Leupoldina cabri* Zone des unteren Oberapts ist hier allerdings zweifelsfrei durch das gemeinsame Auftreten mit den begleitenden planktonischen Foraminiferen und Ammoniten (*Cheloniceras* spp., *Parahoplites* sp., *Tropaeum* sp. u.a.) zu rechtfertigen.

Im vorliegenden Material tritt die Art in der gleichnamigen Zone des unteren oberen Apt von Nordsomalia in den Profilen Dhadhabo (Probe Dha 26) und Xabaal Garure auf (Probe XGa 36, Einheit 2 der Tisje-Formation), und bildet somit zugleich den ersten Nachweis dieser Art außerhalb ihrer bisher bekannten paläobiogeographischen Verbreitung.

Unterordnung Rotaliina DELAGE und HEROUARD, 1896
Überfamilie Discorbacea EHRENBERG, 1838
Familie Bagginidae CUSHMAN, 1927
Unterfamilie Bagginiinae CUSHMAN, 1927

Gattung *Baggina* CUSHMAN 1926
Typusart: *Baggina californica* CUSHMAN, 1926

Baggina sp.
Taf. 21, Fig. 6, 7

Beschreibung: Die nur mäßig erhaltenen, niedrig trochospiralen, fast planokonvexen Gehäuse dieser Art weisen 4 1/2 Kammern im letzten Umgang auf. Spiralseite annähernd plan, Suturen hier schwach gekrümmt und nur undeutlich eingesenkt. Kammern auf der Umbilikalseite mäßig konvex, Kammersuturen hier deutlich eingesenkt und grade. Gehäusewand - soweit erkennbar - im Umbilikalbereich der Gattung entsprechend imperforat; Mündung intraumbilikal, niedrig und schlitzförmig. Die letzte Kammer nimmt etwa 2/5 des Gehäuses ein. Peripherie der Kammern gut gerundet. Maximaler Durchmesser des Gehäuses etwa 0,44 mm.

Diskussion: Wegen der nur mangelhaften Erhaltung lässt sich diese Art mit keiner bekannten Art der Gattung *Baggina* sinnvoll vergleichen.

Vorkommen: Selten im Campan der Einheit 5b der Tisje-Formation sowie Maastricht der unteren Auradu-Formation von Nordsomalia im Profil Tisje (Proben Tis 2, 17).

Überfamilie Planorbulinacea SCHWAGER, 1877
Familie Planorbulinidae BERMUDEZ, 1952

Gattung *Planorbulina* D'ORBIGNY 1826
Typusart: *Planorbulina mediterranensis* D'ORBIGNY, 1826

Planorbulina? sp.
Taf. 22, Fig. 1

Bemerkungen und Vorkommen: Im vorliegenden Material tritt im unteren Paleozän der Auradu-Formation im Profil Tisje (Probe Tis37) ein Exemplar einer flachscheibenförmigen Foraminifere mit unregelmäßigen, blasenförmigen Kammern auf, das hier vorbehaltlich zur Gattung *Planorbulina* D'ORBIGNY 1826 gestellt wird. Die Abbildung erfolgt lediglich wegen der Besonderheit der Gehäuseform.

Überfamilie Chilostomellacea BRADY, 1881
 Familie Chilostomellidae BRADY, 1881
 Unterfamilie Pallaimorphininae LOEBLICH und TAPPAN, 1988

Gattung *Quadrिमorphinella* VETROVA 1975
 Typusart: *Quadrिमorphinella vitabunda* VETROVA, 1975

Quadrिमorphinella sp. aff. *Q. permira* VETROVA, 1975
 Taf. 22, Fig. 2, 3

Beschreibung: Gehäuse mit mikroperphorater Wandstruktur; in der Spiralansicht rundlich oval, mehr oder weniger deutlich trochospiral mit subglobulären, rasch an Größe zunehmenden Kammern. Bei den adulten Formen weist das Gehäuse bei insgesamt 2 – 2 1/2 Windungen im letzten Umgang 3 1/2 Kammern auf, wobei die letzte Kammer annähernd so groß ist wie die vorhergehenden. Die Kammersuturen sind sowohl spiral als auch umbilikal annähernd grade. Der maximale Durchmesser des Gehäuses liegt bei 0,56 mm und einer Höhe zwischen 0,3 bis 0,34 mm. Die Mündung besteht aus einem einfachen intra- bis extraumbilikalen Schlitz, der von einer schmalen „Lippe“ umsäumt wird.

Bemerkungen: Die Art kann bisher mit keiner der bekannten *Quadrिमorphinella*-Arten problemlos verglichen werden. Vom Gehäuseaufbau ähnelt die Art allerdings deutlich der wesentlich kleineren *Quadrिमorphinella permira* VETROVA, 1975 (Gehäuse bis 0,3 mm) aus dem Paleozän bis M. Eozän von Azherbaidzhan. Bei beschädigten Exemplaren mit einer durch Erosion stark angegriffenen Oberfläche kann bei der annähernd „globigeriniden“ Gehäuseform der Art Verwechslungsgefahr mit Vertretern dieser Artengruppe bestehen.

Vorkommen: *Quadrिमorphinella* sp. aff. *Q. permira* ist im vorliegenden Material ausschließlich in Probe Tis37 im unteren Paleozän der unteren Auradu-Formation von Nordsomalia zu beobachten.

Familie Alabaminidae HOFKER, 1951

Gattung *Valvalabamina* REISS 1963
 Typusart: *Rotalina lenticula* REUSS, 1845

Bemerkungen: Die im Folgenden hier unter *Valvalabamina* beschriebenen Formen lassen sich mangels fehlender regionaler Beschreibungen der Gattung nach Kenntnis des Autors mit keiner bekannten Art vergleichen, werden aber der Vollständigkeit halber behandelt.

Valvalabamina sp. 1
 Taf. 22, Fig. 4, 5

Beschreibung: Gehäuse klein (bis zu 0,51 mm Durchmesser), flach trochospiral; planokonvex bis schwach konkavkonvex. Spiralseite konvex gewölbt, mäßig involut. Initialteil schwach verdickt. Suturen mäßig eingesenkt und schwach zum Anfangsteil gekrümmt. Kammern dadurch leicht gewölbt; Umriss schwach lobat, Kammern nur allmählich an Höhe zunehmend. Letzte Kammer mehr oder minder deutlich auf die vorhergehenden Kammern des letzten Umgangs (insgesamt 8) übergreifend. Peripherie initial mit kantig abgeflachten zugespitztem Umbilikalrand; letzte Kammer umbilikal gebläht, Peripherie dadurch hier lediglich zugespitzt. Umbilikalseite schwach konkav bis abgeflacht. Kammern hier im Initialteil flach und mit graden Suturen, im Endstadium (letzte zwei Kammern) mäßig gebläht und mehr oder minder deutlich auf die vorherge-

henden Kammern übergreifend. Umbilikus eng bis geschlossen. Mündung umbilikal-extraumbilikal; flach schlitzförmig und mit einer undeutlichen Lippe umsäumt. Gehäuseoberfläche sowohl spiral als auch umbilikal mit deutlichen kleinen Poren versehen, ansonsten glatt.

Diskussion: Siehe *Valvalabamina* sp. 2.

Vorkommen: Verbreitet im Campan der Einheit 5b der Tisje-Formation sowie im Maastricht der unteren Auradu-Formation von Nordsomalia in den Profilen Biyo Kulule und Tisje von Nordsomalia.

Valvalabamina sp. 2
Taf. 22, Fig. 6-9

Beschreibung: Gehäuse mittelgroß (bis zu 0,66 mm Durchmesser), sehr flach trochospiral; planokonvex bis schwach konkavkonvex. Spiralseite schwach konvex gewölbt, mäßig involut. Suturen nur im späteren Teil der letzten Windung zunehmend deutlich eingesenkt und nur schwach nach hinten gekrümmt. Kammern leicht gewölbt; Umriss nur im Endstadium schwach lobat, Kammern im Endstadium deutlich an Höhe zunehmend. Letzte Kammer mehr oder minder deutlich auf die vorhergehenden Kammern des letzten Umgangs (mit insgesamt 8 Kammern) übergreifend. Peripherie entweder initial mit kantig abgeflachten zugeschärftem Umbilikalrand und umbilikal geblähter letzter Kammer oder durchgehend mit kantig zugeschärftem Umbilikalrand. Umbilikalseite schwach konkav bis abgeflacht. Kammern hier im Initialteil flach und mit graden Suturen, im Endstadium (letzte Kammer) mäßig gebläht oder ebenso flach und deutlich auf die vorhergehenden Kammern übergreifend. Umbilikus eng bis geschlossen. Mündung umbilikal-extraumbilikal; sehr flach schlitzförmig und mit einer „Lippe“ umsäumt. Gehäuseoberfläche spiral mit undeutlichen kleinen Poren versehen (Erhaltung?), ansonsten glatt.

Bemerkungen: *Valvalabamina* sp. 2 ist sehr ähnlich zu *Valvalabamina* sp. 1, jedoch ist bei dieser der Initialteil spiral nicht verdickt, die Spiralseite deutlich weniger konvex gebläht und die Peripherie ist deutlicher zugeschärft. *Valvalabamina* sp. 3 ist im Gegensatz zu *V.* sp. 1 und *V.* sp. 2 spiral deutlich evolut und die letzte Kammer greift hier nicht auf die vorhergehenden Kammern des letzten Umgangs über. Ebenso ist die Peripherie der letzten Kammer bei dieser Form gerundet; die Kammersuturen sind bei dieser Form auch umbilikal deutlich eingesenkt. Wegen der zumeist nur mäßigen Erhaltung der vorliegenden Exemplare lassen sich diese nicht mit bekannten Arten vergleichen.

Vorkommen: *Valvalabamina* sp. 2 tritt im vorliegenden Material lediglich im unteren (nicht basalem) Paleozän der unteren Auradu-Formation von Nordsomalia im Profil Tisje (Probe Tis 37) auf.

Valvalabamina sp. 3
Taf. 22, Fig. 10, 14-16

Beschreibung: Gehäuse klein bis mittelgroß (bis 0,53 mm Durchmesser), flach trochospiral, planokonvex. Spiralseite gewölbt, initial mäßig involut, später deutlich evolut. Suturen grade, im Initialteil deutlich eingesenkt, später flach und im Endstadium wiederum deutlich eingesenkt. Kammern in Initialteil nach innen knotig verdickt, später wegen der nicht eingesenkten Suturen lediglich gleichförmig gewölbt und im Endstadium kugelig gebläht und nur hier mäßig lobat im Umriss. Gehäuse in der Lateralansicht initial umbilikal

kantig abgesetzt, Peripherie der letzten Kammern mehr oder weniger gut gerundet. Kammersuturen auf der Umbilikalseite in gleicher Weise wie auf der Spiralseite verlaufend. Kammern ebenso gewölbt, wobei die letzte Kammer hier deutlich auf die vorhergehenden übergreift. Umbilikus sehr eng bis geschlossen. Mündung umbilikal-extraumbilikal, sehr niedrig schlitzförmig und mit einer deutlichen „Lippe“ umsäumt. Wandstruktur (?Poren) wegen der nur mäßigen Erhaltung nicht eindeutig zu beobachten.

Bemerkungen: *Valvalabamina* sp. 3 weist im Gegensatz zu *V. sp. 1* und *V. sp. 2* auch auf der Umbilikalseite geblähte Kammern auf. Für weitere Diskussion siehe *Valvalabamina* sp. 2.

Vorkommen: *Valvalabamina* sp. 3 tritt im vorliegenden Material lediglich im unteren (nicht basalem) Paleozän der unteren Auradu-Formation von Nordsomalia im Profil Tisje (Probe Tis 37) auf.

Familie Globorotalitidae LOEBLICH und TAPPAN, 1984

Gattung *Globorotalites* BROTZEN 1942
Typusart: *Globorotalia multisepta* BROTZEN, 1936

Globorotalites sp.
Taf. 22, Fig. 11, 12

Beschreibung: Es liegen nur wenige isolierte, sehr mäßig erhaltene Exemplare dieser kleinen Art vor. Spiralseite flach oder kaum merklich konkav; Umbilikalseite mäßig konvex. Kammersuturen wegen der schlechten Erhaltung kaum auszumachen, umbilikal vermutlich grade und eingesenkt. Bei einem maximalen Durchmesser des Gehäuses von 0,33-0,34 mm 7-8 Kammern in der letzten Windung. Kammern in der Aufsicht marginal mehr oder weniger deutlich zugespitzt und in der Lateralansicht mit einem breiten imperforaten Band umgeben. Mündung intraumbilikal, genaue Ausbildung nicht zu erkennen (Erhaltung).

Bemerkungen: *Globorotalites* sp. ähnelt entfernt *Globorotalites bartensteini aptiensis* BETTENSTAEDT, 1952 (auch als *Conorotalites aptiensis* [BETTENSTAEDT, 1952] geführt; z.B. in BARTENSTEIN und BOLLI, 1986), von dem die vorliegende Art sich durch ihre durchweg plane bis undeutlich konkave Spiralseite sowie den in der Aufsicht zumindest in der Mehrheit der Exemplare deutlich zugespitztem externen Rand der Kammern unterscheidet.

Vorkommen: Unteres oberes Apt von Nordsomalia im Profil Dhadhabo (Probe Dha 26; Einheit 2 der Tisje-Formation) in der Fazies mit planktonischen Foraminiferen.

Familie Osangulariidae LOEBLICH und TAPPAN, 1964

Gattung *Charltonina* BERMÚDEZ 1952
Typusart: *Pseudoparella madruгаensis* CUSHMAN und BERMÚDEZ, 1948

Charltonina madruгаensis (CUSHMAN und BERMÚDEZ, 1948)
Taf. 22, Fig. 13, 17; Taf. 23, Fig. 1-5

1948 - *Pseudoparella madruгаensis* CUSHMAN und BERMÚDEZ, S. 73, Taf. 12, Fig. 11-13.

1988 - *Charltonina madruгаensis* (CUSHMAN und BERMÚDEZ, 1948) – LOEBLICH und TAPPAN, Taf. 707, Fig. 4-6.

Bemerkungen und Vorkommen: Im vorliegenden Material treten im unteren Paleozän der Auradu Formation im Profil Tisje (Probe Tis37) häufig, in ihrer Mehrheit nur mangelhaft erhaltene Exemplare einer Foraminiferenart auf, die sich – aus paläobiogeographischen Gründen überraschenderweise - gut mit *Charltonina madruгаensis* (CUSHMAN und BERMUDEZ, 1948) vergleichen lassen. Im vorliegenden Material sind die Exemplare allerdings geringfügig größer als der von LOEBLICH und TAPPAN (1988, Taf. 707, Fig. 4-6) abgebildete Holotyp der Art (maximaler Durchmesser im vorliegenden Material bis 0,62 mm bei einer Höhe von 0,31 mm; im Durchschnitt weisen die adulten Exemplare einen Durchmesser von 0,41-0,55 mm bei Höhen zwischen 0,24-0,29 mm auf). Ansonsten ist das vorliegende Material identisch zum von LOEBLICH und TAPPAN (op. cit.) abgebildeten Holotyp der Art. *C. madruгаensis* (CUSHMAN und BERMUDEZ, 1948) wurde erstmalig aus dem Paleozän von Kuba beschrieben.

Familie Heterolepidae GONZÁLEZ-DONOSO, 1969

Gattung *Anomalinoides* BROTZEN 1942

Typusart: *Anomalinoides plummerae* BOTZEN, 1942

Bemerkungen: Die im Folgenden hier vorgestellten Arten aus dem Campan/Maastricht und unteren Paleozän können wegen ihrer sehr mangelhaften Erhaltung nur unter starken Vorbehalten der Gattung *Anomalinoides* zugerechnet werden; dennoch werden sie der Vollständigkeit halber abgebildet.

?*Anomalinoides* sp.1
Taf. 23, Fig. 9, 10

Beschreibung: Gehäuse mittelgroß bis groß (maximal 1,16 mm Durchmesser), flach trochospiral, evolut. Im adulten Stadium mit 6 Kammern im letzten Umgang, letzte Kammer stark an Höhe zunehmend. Gehäuse in der Seitenansicht planokonvex mit abgeflachter Spiralseite. Umriss mäßig lobat. Suturen beidseitig grade und deutlich eingesenkt. Auf der Spiralseite auch in letzten Umgang sämtliche früheren Kammern erkennbar. Umbilikus durchweg mit Sediment verfüllt und daher nicht definierbar. Mündung ebenso unklar. Gehäuseoberfläche mit deutlichen mittelgroßen Poren versehen, ansonsten glatt.

Vorkommen: Campan der Einheit 5b der Tisje-Formation im Profil Tisje (Probe Tis2) sowie Maastricht der unteren Auradu-Formation in den Profilen Tisje (Probe Tis 13, 17) und Biyo Kulule (Probe BKu 13) von Nordsomalia.

?*Anomalinoides* sp.2
Taf. 23, Fig. 6-8

Beschreibung: Gehäuse klein bis mittelgroß (maximal 0,52 mm Durchmesser), sehr flach trochospiral, evolut. Im adulten Stadium mit 6-7 rundlichen Kammern im letzten Umgang, letzte Kammern deutlich an Höhe zunehmend. Gehäuse in der Seitenansicht schwach planokonvex mit etwas abgeflachter Spiralseite; Peripherie gerundet. Umriss mäßig lobat. Suturen beidseitig grade und stark eingesenkt. Auf der Spiralseite sind auch im letzten Umgang sämtliche früheren Kammern auszumachen. Ein deutliches imperforates Band ist hier zumindest in den Juvenarien zwischen den Windungen erkennbar. Umbilikus durchweg mit Sediment

verfüllt und daher nicht definierbar. Mündung ebenso unklar. Gehäuseoberfläche mit sehr großen Poren versehen, ansonsten glatt.

Vorkommen: Unteres (nicht basales) Paleozän im Profil Tisje (Probe Tis 37) von Nordsomalia.

Familie Gavelinellidae HOFKER, 1956
Unterfamilie Gavelinellinae HOFKER, 1956

Gattung *Paralabamina* HANSEN 1970
Typusart: *Eponides lunata* BROTZEN, 1948

?*Paralabamina* sp.
Taf. 23, Fig. 11, 12

Bemerkungen und Vorkommen: Im Maastricht der unteren Auradu-Formation der Profile Biyo Kulule und Tisje von Nordsomalia treten häufig nur mäßig erhaltene Formen auf, die hier vorbehaltlich der Gattung *Paralabamina* zugeordnet werden. Ihre Gehäuseform ist ungleichseitig bikonvex mit stark abgeflachter Spiralseite. Die Peripherie ist stark zugeschärft. Die Umbilikalseite ist stark konvex und zugespitzt, der Umbilikus ist geschlossen. Die flachen Kammersturen sind nur im Aufsicht deutlich auszumachen und der Gattung entsprechend ausgebildet. Die Mündung ist wegen der mäßigen Erhaltung nicht eindeutig zu identifizieren. Die Gehäuseoberfläche ist glatt und mikroperforat.

Überfamilie Orbitoidacea SCHWAGER, 1876
Familie Orbitoididae SCHWAGER, 1876
Unterfamilie Orbitoidinae SCHWAGER, 1876
Gattung *Orbitoides* D'ORBIGNY 1848 (in: LYELL)

Typusart: *Lycophris faujasii* DEFRANCE, 1823; (= *Orbitolites media* D'ARCHIAC, 1837 in: LOEBLICH und TAPPAN, 1988)

Orbitoides tissoti SCHLUMBERGER sensu NEUMANN; 1987
Taf. 24, Fig. 1-7

1902 - *Orbitoides tissoti* n. sp. – SCHLUMBERGER, S. 259, Text-Fig. 3; Taf. 8, Fig. 21-25.

1948 – *Orbitoides media* (d'ARCHIAC) – SILVESTRI, S. 156, Taf. 7 (15), Fig. 4-7.

1969 – *Orbitoides apiculata* SCHLUMBERGER – DUCCI und PIRINI-RADRIZZANI, Taf. 1, Fig. 4.

1969 – *Lepidorbitoides* sp. - DUCCI und PIRINI-RADRIZZANI, Taf. 2, Fig. 3.

1987 - *Orbitoides tissoti* (SCHLUMBERGER) – NEUMANN, S. 239 pp., Fig. 21-25, Taf. 4, Fig. 9-14; Taf. 5, Fig. 1-14, Taf. 6, Fig. 1-23 (siehe hier für komplette Revision und Synonymie der Art).

Bemerkungen: In ihrer umfangreichen Neubeschreibung von *Orbitoides tissoti* (SCHLUMBERGER) fasste NEUMANN (1987) eine Reihe von bis dato in ihrer systematischen Stellung unsicherer Formen (wie z.B. *Orbitoides douvillei* D'ASTRE, 1927) zusammen und beschrieb die Art nach modernen Kriterien. Hiernach handelt es sich bei dieser Form um eine recht variable Art, wobei diese Beschreibung hier nicht repetiert werden soll; zumindest aber sollen eine wenige Punkte herausgehoben werden. NEUMANN notiert (op. cit., S. 241): „Section transverse mediane:(...) – Chez les formes macrosphériques, l'embryon est soit quadri-loculaire, soit triloculaire par fusion de la protoconque et de la deutoconque. L'ensemble des quatres ou trois loges est entouré par un coque, en general de faible epaisseur. Il semble que l'epaisseur de cette coque varie en fonction du milieu.“ Auf der gleichen Seite bemerkt sie betreffend des Axialschnitts: “Section axiale-(...) Pour plusier auteurs (...) *Orbitoides tissoti* possède des loges latérales. Or Schumberger a figuré

un section, reproduite ici planche 4, figure 14, qui ne présente que quelques vacuoles, caractérisé que l'on retrouve chez les spécimens de Dordogne désignés sous le nom d' *Orbitoides douvillei*. En fait, le développement des loges latérales est certainement un caractère évolutif de cette espèce, les représentants le plus anciens n'ayant pas que très peu de loges latérales; celles-ci deviennent plus nombreuses chez les individus des niveaux récents".

Ohne die Ausführungen von NEUMANN (op. cit.) in Frage stellen zu wollen, erscheint es angemessen anzumerken, dass diese Autorin auch *Orbitoides orientalis* RAHAGHI, 1976 (partim: Taf. 4, Fig. 8) in Synonymie zu *Orbitoides tissoti* stellt, ein Exemplar, welches dieser aus dem „Gisement 2“ seiner Arbeit aus dem Iran darstellt. Diese Schichten entstammen nach seinen Angaben (S. 5): „sous les couches à *Globotruncana calcarata*“ (oberstes Campan im klassischen Sinne). Der von RAHAGHI (op. cit.) aus dem gleichen Horizont abgebildeten Holotyp von *O. orientalis* RAHAGHI, 1976 und dessen Syntypen (s.u.) entstammen derselben Lokalität, weshalb davon auszugehen ist, dass im Campan des iranisch/arabisch/NO-afrikanischen Raumes (wie im vorliegenden Material) ebenfalls *Orbitoides tissoti*-Formen existierten, die keinerlei Lateralkammern aufweisen.

Vorkommen: *Orbitoides tissoti* (SCHLUMBERGER) tritt nach NEUMANN (1987) im Santon bis zum unteren „Maastricht“ (s.l.) von NW-Europa, Algerien und Iran auf. Die hier beobachteten Formen dieser Art entstammen ausschließlich dem Campan der Einheit 5b Tisje-Formation von Nordsomalia.

Orbitoides sp. aff. *Orbitoides* gr. *apiculata* (SCHLUMBERGER, 1902)
Taf. 24, Fig. 8-10

Bemerkungen und Vorkommen: Im unteren Teil des Maastrichts der Auradu-Formation von Somalia des Profils Tisje (Proben Tis 9, 10) finden sich in Dünnschliffen häufig große (bis 6,76 mm) discoide (bikonvexe) Äquatorialschnitte von orbitoiden Foraminiferen. Sie sind durch eine sehr schmale Zentralkammerlage und gut entwickelte Lateralkammern gekennzeichnet. Auffällig sind ebenfalls deutliche Pfeilerungen, die bis an die Oberfläche reichen und dort kleine blasenförmige Ausstülpungen verursachen können. Da sich in den Dünnschliffen keinerlei Äquatorialschnitte auffinden lassen und eine genaue Aussage über den Embryonalapparat der Art somit nicht möglich ist, lässt sich diese nicht mit Sicherheit zu *Orbitoides* gr. *apiculata* (SCHLUMBERGER, 1902) stellen.

Gattung *Pseudomphalocyclus* MERIÇ 1980
Typusart: *Pseudomphalocyclus blumenthali* MERIÇ, 1980

Pseudomphalocyclus blumenthali MERIÇ, 1980
Taf. 24, Fig. 11-13, (14, 15; Taf. 25, Fig. 1-3)

1980 - *Pseudomphalocyclus blumenthali* MERIÇ n. sp., - MERIÇ, S. 84, Taf. 1, 2.

1988 - *Pseudomphalocyclus blumenthali* MERIÇ – INAN, S. 459, Taf. 2 Fig. 8 (fide MATSUMARU, 1997).

1997 - *Pseudomphalocyclus blumenthali* MERIÇ – MATSUMARU, S. 344, Taf. 1, Fig. 3, 4.

2010 - *Pseudomphalocyclus blumenthali* MERIÇ – MERIÇ et al., Fig. 5, 6.

Bemerkungen: Nach MERIÇ (1980) unterscheidet sich die Gattung *Pseudomphalocyclus* von *Omphalocyclus* BRONN, 1853 durch die Anwesenheit von mehr oder weniger deutlich ausgebildeten Lateralkammern im schwach bis deutlich bikonkaven Axialschnitt. Auch im vorliegenden Material sind diese Lateralkam-

mern sehr deutlich ausgebildet, wobei bei sie bei den älteren Exemplaren aus dem tieferen Teil des Maastrichts der Auradu-Formation nur eine geringe Höhe erreichen und weitgehend auf den Zentralteil des Gehäuses beschränkt sind (siehe Taf. 24, Fig. 11-13), während sie in den jüngeren Teilen des Maastrichts deutlich an Höhe gewinnen und hier zum Teil bis zur Peripherie des Gehäuses reichen (siehe Taf. 24, Fig. 14, 15, Taf. 25, Fig. 1-3). Ob dieses Merkmal die Abtrennung einer neuen taxonomischen Einheit der Gattung erfordert, kann hier anhand der nur wenigen vorliegenden Schnittlagen nicht beurteilt werden. Der maximale Gehäusedurchmesser beträgt in beiden Varianten ca. 5,0 mm. *Orbitoides apiculatus pamiri* MERIÇ, 1974 ist eine den fortgeschrittenen Formen von *Pseudomphalocyclus blumenthali* in Größe und dem bikonvexen Gehäuse extern ähnliche Art, die sich intern im Axialschnitt von *P. blumenthali* durch die eng definierte Zentralkammerlage und die nur relativ kleinen Lateralkammern gut abtrennen lässt.

Vorkommen: Die Art kommt in der hier vorgestellten Form häufig im Maastricht der Auradu-Formation von Nordsomalia vor, wobei die von den aus dem oberen Maastricht der Türkei bekannten Varianten (MERIÇ, 1980; MATSUMARU, 1997) mit nur schwach entwickelten Lateralkammern nur im unteren Teil der Auradu-Formation im Profil Tisje (Proben Tis 9, 10) beobachtet werden, wohingegen die Formen mit stark entwickelten Lateralkammern ausschließlich im obersten Teil des Maastrichts der Auradu-Formation in den Profilen Biyo Kulule (Proben BKu 27, 29), Tisje (Proben Tis 18, 19, 21) und Galgalo (Probe Gal 9) auftreten.

Unterfamilie Omphalocyclinae VAUGHAN, 1928

Bemerkungen: Nach LOEBLICH und TAPPAN (1985) unterscheidet sich die Unterfamilie der Omphalocyclinae innerhalb der Orbitoididae von der Unterfamilie Orbitoidinae durch die Abwesenheit von differenzierten Lateralkammerlagen auch im adulten Stadium. MATSUMARU (1997) regt eine Erweiterung der Diagnose der Omphalocyclinae auch auf Formen mit differenzierten Lateralkammern an. Dieser Auffassung kann an dieser Stelle noch nicht gefolgt werden, da die Abstammung der Gattung *Pseudomphalocyclus* MERIÇ 1980 von *Omphalocyclus* BRONN, 1853 im Moment noch nicht als endgültig erwiesen betrachtet wird, weshalb die erstgenannte Gattung weiterhin unter den Orbitoidinae geführt wird.

Gattung *Omphalocyclus* BRONN 1853

Typusart: *Orbulites macroporus* LAMARCK, 1816

Omphalocyclus macroporus (LAMARCK, 1816)

Taf. 25, Fig. 4-8

1816 - *Orbulites macroporus* n. sp. – LAMARCK, S. 197.

1948 - *Omphalocyclus macroporus* (LAMARCK) – SILVESTRI, S. 80 (152), Taf. 7 (14), Fig. 2, 3, Taf. 8 (15), Fig. 4, Taf. 9 (17), Fig. 7.

1964 - *Omphalocyclus macroporus* (LAMARCK) – BOZORGNIA, Taf. C, Fig. 1.

1969 - *Omphalocyclus macroporus* (LAMARCK) – SAMPO, Taf. LIV, Fig. 21.

1985 - *Omphalocyclus macroporus* (LAMARCK) – BILOTTE, S. 381, Taf. 27, Fig. 8 (siehe hier für frühere Literatur).

1988 - *Omphalocyclus macroporus* (LAMARCK) – WILKE, Tafel 6, Fig. 11.

1997 - *Omphalocyclus macroporus* (LAMARCK, 1816) – MATSUMARU, 1997, S. 344, Taf. 1, Fig. 5 (siehe hier für frühere Literatur).

2003 - *Omphalocyclus macroporus* – ABDELGHANI, Fig. 10, Nr. 7, 8.

2006 - *Omphalocyclus macroporus* – ABDELGHANI, Fig. 6, N, O.

Bemerkungen und Verbreitung: Diese aus dem Maastricht von Europa und Nordafrika/Arabien/Iran gut bekannte und hinreichend beschriebene Art tritt in Nordsomalia verbreitet im Maastricht der unteren Auradu Formation der Profile Biyo Kulule (Proben BKu 23, 24, 29), Galgalo (Probe Gal 9) und Tisje (Proben Tis 9, 10, 14, 18-20, 22) auf.

Familie Lepidorbitoididae VAUGHAN, 1933
Unterfamilie Lepidorbitoinae VAUGHAN, 1933

Gattung *Hellenocyclina* REICHEL 1949
Typusart: *Hellenocyclina beotica* REICHEL, 1949
Hellenocyclina? dordoniensis (HOFKER Sr., 1959)

Bemerkungen: *Hellenocyclina? dordoniensis* (HOFKER Sr., 1959) s.s. wurde von NEUMANN (1987) letztmalig revidiert und von der Autorin zur Gattung *Planorbulinella* CUSHMAN 1927 gestellt. Nach LOEBLICH und TAPPAN (1988) ist letztere Gattung auf das Eozän bis Holozän beschränkt und die ihr zugerechneten Arten besitzen ferner einen trochospiralen Anfangsteil (den *H.? dordoniensis* nicht aufweist). Daher scheint es dem Autor angebracht, trotz des Heterohelicien-ähnlichen Anfangsteils der mikrosphärischen Formen der Art *dordoniensis* (HOFKER Sr., 1959), diese unter Vorbehalt zur Gattung *Hellenocyclina* REICHEL 1949 zu stellen, da diese Gattung bereits aus der Oberkreide bekannt ist. Allerdings bleiben hinsichtlich dieser Frage genügend Zweifel offen, so dass hier möglicherweise eine neue generische taxonomische Einheit eingeführt werden sollte.

Im vorliegenden Material werden zwei Unterarten ausgeschieden: *Hellenocyclina? dordoniensis* (HOFKER Sr., 1959) s.s. und *Hellenocyclina? dordoniensis somalica* n. ssp.

Hellenocyclina? dordoniensis (HOFKER Sr., 1959) s.s.
Taf. 26, Fig. 1, 2, 4

1959 - *Planorbulinella dordoniensis* n. sp. - HOFKER Sr., S. 302, Fig. 178-182.

1987 - *Planorbulinella dordoniensis* HOFKER Sr., 1959 – NEUMANN, S. 235, Fig. 18-20, Taf. 1, Fig. 6-15, Taf. 3, Fig. 5-19, Taf. 4, Fig. 1-8 (siehe hier für Revision der Art und frühere Synonymien).

Bemerkungen: Die Art wurde von NEUMANN (1987) ausführlich revidiert und neu beschrieben; ihre Zuordnung zur Gattung *Planorbulinella* kann nach Auffassung des Autors jedoch nicht beibehalten werden (s.o.). In Ihrer Neubeschreibung der Art beschreibt NEUMANN (op. cit., S. 236/237) den Embryonalapparat der Art („Section transverse mediane“): „Chez les formes macrosphériques, l'embryon est plus souvent constitué par trois loges: une protoconque à peu près sphérique, une deutéroconque sphérique à réniforme, généralement de taille plus grande que celle de protoconque. Dans les cas des embryons constitués par trois loges, cette deutéroconque est pourvue d'une seule ouverture. Une troisième loge, accolée au deux premières, possède toujours deux ouvertures; je la désigne par la terme de loge embryonnaire latérale; plutôt que par loge progressive, puisque l'ensemble de ces trois loges est plus souvent enveloppé par une coque de faible épaisseur et forme l'embryon.“ Weiterhin fügt NEUMANN (op.cit., S- 237) hinzu: „Dans le cas d'un embryon possédent quatre loges dont deux loges embryonnaires laterales; il y a formation de trois loges à deux ouvertures (Fig. 20c)“. Bei den von NEUMANN (op. cit.) auf Taf. 3, Fig. 14-16 abgebildeten Embryonalapparaten von *Hellenocyclina? dordoniensis* ist bereits die für die Gattung *Orbitoides* typische verdickte perforate Umgrenzung des dreigekammerten Embryonalapparates wahrzunehmen. Dies macht die zuvor zitierte Auf-

fassung dieser Autorin, *Hellenocyclina? dordoniensis* als Übergangsform (oder Ursprungsform) zu *Orbitoides tissoti* zu betrachten, noch deutlicher und unterstützt somit die oben geäußerten Zweifel an der generischen Zuordnung der Art.

Die im vorliegenden Material *Hellenocyclina? dordoniensis* zugeordneten Exemplare entsprechen in allen Aspekten den von NEUMANN (op. cit.) für diese Art dargestellten Merkmalen, ebenso wie den von RAHAGHI (1976) in Synonymie gestellten Abbildungen von *Orbitoides concavatus*. Die Art tritt hier vorwiegend zusammen mit *Orbitoides tissoti* auf, von der sie sich, wie bereits von NEUMANN (op. cit.) beschrieben, im Axialschnitt durch die nicht oder nur unwesentlich verdickten lateralen Kammerwände unterscheidet.

Vorkommen: Nach Neumann (1987) tritt *Hellenocyclina? dordoniensis* vom oberen Santon bis zum unteren Campan von SW-Europa sowie im Campan bis unteren Maastricht von Algerien und Iran auf. In Nordsomalia ist die Art häufig im Campan der Einheit 5b der Tisje-Formation in Vergesellschaftung mit *Orbitoides tissoti* in sämtlichen untersuchten Profilen zu beobachten. Im Profil Tisje (Probe Tis 18, 24) kommt sie auch im Maastricht vor.

Hellenocyclina? dordoniensis somalica n. ssp.
Taf. 25, Fig. 9-12, Taf. 26, Fig. 3, 5

Erweiterte Diagnose: Eine neue Unterart von *Hellenocyclina? dordoniensis*, die durch eine rasche Zunahme der Anzahl der zentralen Kammerlagen zum adulten Stadium hin im Axialschnitt stark bikonkav wird. Im Äquatorialschnitt entspricht der dreikammerige und mit einer schwachen verdickten Umsäumung versehene Embryonalapparat der megalosphärischen Form (max. beobachtete Größe 157 µm) im Aufbau dem der Typusart. Die erste postembryonale Kammer ist, wie die folgenden, hier bereits mit je zwei basalen Öffnungen versehen, die die folgenden niedrig spatelförmigen, zyklisch arrangierten Kammern miteinander verbinden. Wie in der Typusart fehlen jegliche Lateralkammern; der Aufbau der (Lateral)Kammerwände ist ebenso zweischichtig mit einer inneren dünnen dunklen (organischwandigen?) Lage und einer äußeren dickeren hellen perforaten kalzitischen Schicht. Der äußere Umriss erscheint in den ausschließlich in Dünnschliffen vertretenen rundlichen Äquatorialschnitten der Art schwach lobat.

Holotyp: TUB-FSO-Tis4/7/2 (Taf. 25, Fig. 10).

Paratypen: TUB-FSO-Tis4/4/1, 6/1; Tis 5/13/2, Tis 4/4/1, 2, /7/1, /8/2, 3 plus zahlreiche nicht photographisch dokumentierte Schnitte aus den Dünnschliffen dieser Proben.

Derivatio nominis: Nach Somalia benannt.

Locus typicus: Profil Tisje, Ahl-Maskat-Berge, Nordsomalia.

Stratum typicum: Einheit 5b der Tisje-Formation (Probe Tis4), Campan.

Dimensionen: Maximaler Durchmesser der adulten Formen zwischen 1,8 bis 2,78 mm.

Diskussion: Die neue Unterart unterscheidet sich im adulten Stadium klar von der Typusart durch das im Axialschnitt durchweg deutlich bikonkave Gehäuse mit den sich nach außen rasch vermehrenden Zentral-kammerlagen. In dieser Ansicht ähnelt die neue Unterart deutlich *Omphalocyclus macroporus* (LAMARCK, 1816), von der sie sich jedoch leicht durch ihren kleineren und nur von einer geringfügig verdickten Schicht begrenzten (primitiveren) Embryonalapparat unterscheiden lässt.

Es erscheint dem Autor als wahrscheinlich, dass es sich bei der neuen Unterart um einen in seiner regionalen und stratigraphischen Verbreitung stark begrenzten „offshoot“ von *Hellenocyclina? dordoniensis* (HOFKER Sr., 1959) s.s. handelt; mögliche Beziehungen zu *Omphalocyclus macroporus* (LAMARCK, 1816)

können an dieser Stelle nicht diskutiert werden, da keine lückenlosen Befunde zwischen dem Auftreten der beiden Formen zur Verfügung stehen (wegen der randlich marinen, fossilfreien Sandsteineinschaltungen in der Einheit 5c der Tisje-Formation [Grenzbereich Campan/ Maastricht]).

Vorkommen: Die neue Unterart wird im vorliegenden Material ausschließlich im oberen Teil des Campans der Einheit 5b der Tisje Formation im Profil Tisje (Proben Tis4, 5, 7) beobachtet. Sie tritt hier in Assoziation mit *Hellenocyclina? dordoniensis* (HOFKER Sr., 1959) s.s., *Orbitoides tissoti* SCHLUMBERGER und *Rotalia skourensis* PFENDER in vorwiegend bioklastischen, teilweise sparitischen und schwach sandigen Kalksteinen auf, die in einer Schichtenfolge mit Rudisten eingeschaltet sind.

Überfamilie Rotaliacea EHRENBERG, 1839
 Familie Rotaliidae EHRENBERG, 1839
 Unterfamilie Cuvillierininae LOEBLICH und TAPPAN, 1964

Gattung *Fissoelphidium* SMOUT 1955

Fissoelphidium sp.
 Taf. 26, Fig. 7

Bemerkungen und Vorkommen: Die wenigen vorliegenden, durchweg unvollständigen Exemplare dieser Art aus dem Maastricht der unteren Auradu-Formation des Profils Tisje (Probe Tis 13) lassen sich aufgrund ihrer nur mangelhaften Erhaltung keiner Art der Gattung *Fissoelphidium* eindeutig zuordnen. Die planispiral aufgerollten Gehäuse weisen bei einem maximalem Durchmesser von 0,83 mm 12 Kammern auf (maximale Breite: 0,45 mm). Kammern zum engen Umbilikus hin verdickt und schwach knotig erhaben; Kammeroberfläche durchweg mit deutlichen Poren versehen. Kammersuturen stark eingesenkt, so dass die Kammern in der Lateralansicht aufgeschwollen erscheinen. Peripherie ebenmäßig breit gerundet. Mündung unklar (Erhaltung); jedoch ist eine kleine halbmondförmige Öffnung an der Basis der jeweils letzten Kammer zu beobachten.

Unterfamilie Pararotaliinae REISS, 1863

Gattung *Pararotalia* LE CALVEZ 1949
 Typusart: *Rotalia inermis* TERQUEM, 1862
Pararotalia sp.
 Taf. 26, Fig. 6, 8, 9

Beschreibung: Gehäuse mittelgroß (D. max.: 0,72 mm), ungleichseitig bikonvex mit nur schwach erhabener Spiralseite und stark konvexer Umbilikalseite. Kammersuturen auf der Spiralseite der Gattung entsprechend schwach nach hinten gekrümmt und flach; auf der Umbilikalseite stark eingesenkt und grade bis schwach nach hinten gekrümmt. Kammern lateral spitz ausgezogen, 10-11 im letzten Umgang. Peripherie mit deutlich abgesetztem imperforaten Kiel. Umbilikalknoten vermutlich aus Erhaltungsgründen nicht beobachtet. Mündung ebenfalls aus Erhaltungsgründen nicht zu beobachten.

Bemerkungen: Die vorliegende Art lässt sich nach Kenntnis des Autors mit keiner bekannten Form der Gattung *Pararotalia* sinnvoll vergleichen. *Pararotalia* sp. ist im untersuchten Material meist nur sehr mäßig erhalten, sehr häufig sind lediglich Steinkerne der Art zu beobachten.

Vorkommen: Maastricht der unteren Auradu-Formation von Nordsomalia in den Profilen Biyo Kulule (Proben BKu 19, 24) und Tisje (Proben Tis12, 13).

Unterfamilie Rotaliinae EHRENBERG, 1839

Gattung *Laffitteina* MARIE 1946

Typusart: *Laffitteina bibensis* MARIE 1946 (pro: *Nummulites mengaudi* G.ASTRE, 1923)

Laffitteina aff. *jaskii* RAHAGHI, 1992

Taf. 26, Fig. 10

aff. 1992 – *Laffitteina jaski* n. sp. – RAHAGHI, S. 203, Taf. 1.

Bemerkungen und Vorkommen: Im Maastricht der unteren Auradu-Formation von Nordsomalia finden sich gehäuft Exemplare einer Art, die nach ihren von RAHAGHI (1992) beschriebenen Merkmalen der als von diesem Autor unter *Laffitteina jaski* beschriebenen Art sehr ähneln. Allerdings erreichen sie nicht die Größe der von diesem Autor beschriebenen Stadien (hier: max.: 0,8 mm). Ansonsten stimmen sie allerdings sehr gut mit den vom Autor der Art gegebenen Kriterien überein, weshalb sie hier unter *Laffitteina* aff. *jaskii* RAHAGHI, 1992 geführt werden. Die Art wurde ursprünglich aus dem Maastricht des Iran beschrieben; in Nordsomalia kommt sie ausschließlich im unteren Teil des Maastrichts der unteren Auradu-Formation gehäuft vor.

Gattung *Lockhartia* DAVIES 1932

Typusart: *Dictyoconooides haimei* DAVIES, 1927

Lockhartia diversa SMOUT, 1954

Taf. 26, Fig. 11, 12, Taf. 27, Fig. 1, 2, 4-6

1954 - *Lockhartia diversa* sp. nov. – SMOUT, S. 52, Taf. 3, Fig. 1-20.

1985 - *Lockhartia diversa* SMOUT .- HASSON, Taf. 4, Fig. 11.

vide ibid. 1989 - *Lockhartia diversa* SMOUT .- BUTTERLIN und FOURCADE, S. 230 (allgemeine Diskussion).

Bemerkungen: Die aus dem unteren (nicht basalem) Paleozän der Auradu-Formation von Nordsomalia vorliegenden Stücke entsprechen gut den für die von HENSON (1954) beschriebenen Merkmalen von frühen Vertretern der Art. Der maximale beobachtete Durchmesser liegt bei 2,0 mm für adulte Exemplare (das Verhältnis von Höhe zu Durchmesser variiert zwischen 0,5 – 0,72). Die Spiralseite ist gut gerundet und mit einer bei den isolierten Exemplaren besonders deutlich wahrzunehmenden Perforation versehen, die im Bereich des Apex zu verschmelzen beginnt. Bei den in den Dünnschliffen auftretenden Exemplaren ist hier auch die von HENSON (op.cit.) beschriebene undeutliche Ornamentation zu beobachten. Der Umriss in der Lateralansicht variiert von konisch mit flacher Basis bis breit bikonvex; der Randbereich ist durch ein imperforates Band gekennzeichnet. Die Umbilikalseite weist im letzten Umgang ebenfalls ein enges imperforates Band auf, der große Zentralbereich wird von zahlreichen kleinen unregelmäßigen, teilweise verschmolzenen Pfeilerchen eingenommen. Im Axialschnitt sind diese für die Gattung typischen Pfeilerchen in der Regel nicht von Umgang zu Umgang durchgehend, so dass hier vorwiegend ein irreguläres Netzwerk zu beobachten ist.

Mit ihren für die Art relativ geringen Dimensionen und ihrer geringen dorsalen Ornamentation sind die vorliegenden Formen vermutlich frühen Vertretern dieser Art zuzuordnen. Sie lassen sich nach den von HENSON (op. cit.) beschriebenen Kriterien von dem nach diesem Autor frühesten Vertreter und Vorläufer der Art – *Lockhartia prehaime* HENSON, 1954 - gut durch ihre mit deutlichen Perforationen versehene Spiralseite abgrenzen.

Vorkommen: Laut HENSON (1954) tritt die Art vom höheren Unterpaleozän (höheres Dan) bis zum Oberpaleozän von Qatar und Irak auf. Nach BUTTERLIN und FOURCADE (1989) kommt sie im Niveau 3-6 des Paleozäns im Mittleren Osten und möglicherweise Pakistan und Libyen vor. Die von HASSON (1985) abgebildeten Exemplare aus der Umm er Rhaduma-Formation werden von ihr dem unteren Eozän zugeordnet. Die vorliegenden Exemplare entstammen dem tieferen Teil des Paleozäns direkt oberhalb der fossilarmen Kalke ohne Großforaminiferen (welche hier dem basalen Paleozän zugerechnet werden) im Profil Tisje (Probe Tis 37) sowie dem Profil Galgalo (Proben Gal17, 18) und dürften somit in das mittlere bis höhere Unterpaleozän (Dan) einzustufen sein.

Gattung *Rotalia* LAMARCK 1804
Typusart: *Rotalites trochidiformis* LAMARCK, 1804

Rotalia skourensis PFENDER, 1938
Taf. 27, Fig. 3, 7, 8

1938 - *Rotalia skourensis* n. sp. – PFENDER, S. 61, Taf. 8, 9.

1955 - *Rotalia skourensis* PFENDER, 1938 – EAMES und SMOUT, S. 510, Taf.10, Fig. 3-6.

Diskussion: Diese sowohl in den Dünnschliffen als auch im isolierten Material relative häufige Form entspricht gut der durch EAMES und SMOUT (1955) für die Exemplare aus dem Obercampan von Kuwait gegebenen Beschreibung der Art. Besonders charakteristisch für diese im vorliegenden Material recht großwüchsige Form (bis max. 1,64 mm Durchmesser bei einer Höhe von 1,06 mm) sind die im Umbilikalbereich extrem stark entwickelten Pfeilerungen, die sich deutlich über den nur mäßig konvexen Umbilikus erheben. Die nicht ornamentierte Spiralseite ist deutlich konvex, die Peripherie des somit im Endeffekt bikonvexen Gehäuses ist mäßig bis sehr deutlich zugeschärft.

Vorkommen: Nach EAMES und SMOUT (1955) wurde die Art ursprünglich aus dem fraglichen Maastricht/Dan von Marokko beschrieben (PFENDER, 1938). EAMES und SMOUT (op. cit.) beschreiben sie aus dem Obercampan von Kuwait. Die vorliegenden Exemplare aus Nordsomalia entstammen ausschließlich dem Campan der Einheit 5b der Tisje-Formation der Profile Biyo Kulule, Tisje und Xabaal Garure.

Rotalia trochidiformis (LAMARCK, 1804)
Taf. 27, Fig. 9, 10

1804 – *Rotalites trochidiformis* – LAMARCK, S. 183-185.

1955 - *Rotalia trochidiformis* (LAMARCK, 1804) – SMOUT, S. 43, Taf. 1 (siehe hier für weitere Literatur und ausführliche Beschreibung).

1976 - *Rotalia trochidiformis* (LAMARCK), 1804 – RAHAGHI, S. 54, Taf. 1, Fig. 7.

Bemerkungen: Im vorliegenden Material tritt die Art sehr häufig im Maastricht auf. Es liegen sowohl isolierte Exemplare als auch solche in Dünnschliffen vor. Mit ihrer deutlich konvexen Spiralseite und der planen bis konvexen Umbilikalseite mit einer Reihe von kräftigen, aber nur kaum erhabenen Granulen im Zentrum sowie ihrem zugeschärften Rand entsprechen sie gut der von SMOUT (1955) gegebenen Beschreibung. Der maximale beobachtete Durchmesser eines adulten Exemplars liegt bei 1,80 mm, die maximale Höhe beträgt 0,95 mm (H/D: 0,53) und liegt somit ebenfalls im Durchschnitt der von SMOUT (op. cit.) gegebenen Werte für die Art.

Vorkommen: Nach SMOUT (1955) tritt die Art im Maastricht bis Eozän von Qatar auf; RAHAGHI beschreibt sie aus Maastricht des Iran. In Nordsomalia tritt sie wie im Iran ausschließlich im Maastricht auf (Profile Biyo Kulule, Galgalo und Tisje).

Rotalia cf. dukhani SMOUT, 1954
Taf. 27, Fig. 11-13

cf. 1954 - *Rotalia dukhani* sp. nov. – SMOUT, S. 46, Taf. 15, Fig. 7.

Bemerkungen: Es liegen nur isolierte Exemplare dieser Art (TUB-SFO 10-16) aus einer Probe des Unterpaläozäns im Profil Tisje vor, die sich in Größe und Form hinreichend gut mit *Rotalia dukhani* SMOUT, 1954 vergleichen lassen. Die im adulten Zustand zwischen 0,89 bis 0,93 großen Formen weisen eine nur sehr schwach konvexe Spiralseite ohne nennenswerte Ornamentierung auf; die Umbilikalseite ist ebenso nur schwach konvex und bei guter Erhaltung im Zentralbereich durch einen großen, aus verschmolzenen Pfeilern zusammengesetzten zentralen Knopf gekennzeichnet. Die von der Peripherie etwas abgesetzten Kammersuturen sind hier scharf eingesenkt und verlaufen annähernd grade. Die Höhe der Gehäuse beträgt zwischen 0,2 und 0,3 mm, das Verhältnis Höhe/ Durchmesser liegt zwischen 0,25 und 0,3 – ist also somit deutlich geringer als von SMOUT (op.cit: 0,4-0,6) in seiner Originalbeschreibung angegeben. Ebenso fehlen den untersuchten Exemplaren die von SMOUT (op. cit.) für den Zentralbereich des Apex angegebenen wenigen kleinen Pusteln, weshalb die vorliegenden Formen nur unter Vorbehalt *R. dukhani* zugeordnet werden können.

Vorkommen: *Rotalia dukhani* wurde von SMOUT (1954) erstmalig aus dem unteren Paleozän von Qatar beschrieben. In Nordsomalia tritt *Rotalia cf. dukhani* SMOUT im (nicht basalen) Unterpaleozän der tieferen Auradu-Formation im Profil Tisje (Probe Tis 37) auf.

5.2 Ostrakoden

Klasse Crustacea PENNENT 1777
 Unterklasse Ostracoda LATREILLE 1806

Allgemeine Anmerkungen: Alle im Text angegebenen Größenangaben erfolgen in mm. Die verwendete Terminologie entspricht der von VAN MORKHOVEN (1962) (Ausnahmen werden gesondert behandelt).

Abkürzungen im Text und den Tafelbeschreibungen: D = Dorsalansicht; (D) = Dorsalansicht eines beschädigten Exemplars; LK = linke Klappe; LKI = linke Klappe Innenansicht; M = männliches Exemplar, MM = Plural von M; RK = rechte Klappe; RKI = rechte Klappe Innenansicht; W = weibliches Exemplar; WW = Plural von W.

Ordnung Podocopida MUELLER 1894
 Unterordnung Platycopina SARS 1866
 Familie Cytherellidae SARS 1866

Gattung *Cytherella* JONES 1849
 Typusart: *Cytherina ovata* ROEMER, 1841

Bemerkungen: Eine Anzahl kleiner und wenig markanter Exemplare dieser Gattung aus dem Alb von Nordsomalia konnten wegen der vorwiegend schlechten Erhaltung nicht artlich unterschieden werden. Diese vermutlich wenige verschiedene Arten repräsentierenden Stücke werden im Text der Arbeit als *Cytherella* spp. geführt.

Cytherella aegyptiensis COLIN und DAKKAK, 1975
 Taf 28, Fig. 1-3

1974 – *Cytherella* gr. *ovata* (ROEMER) – ROSENFELD und RAAB, S. 3, Taf. 1, Fig. 3-5.

1975 - *Cytherella aegyptiensis* n.sp. - COLIN und DAKKAK, S. 50, Taf. 1, Fig. 2, 3.

1991 - *Cytherella aegyptiensis* COLIN und DAKKAK – SZECHURA et al., S. 12, Taf. 1, Fig. 1-6.

1991 - *Cytherella aegyptiensis* COLIN und DAKKAK – ANDREU-BOUSSUT, S. 440, Taf. 2, Fig. 1-5.

Material: TUB–SOU–192-195 plus > 100 Gehäuse und Klappen..

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:	Breite:
W (Gehäuse)	0,86	0,60	0,48
W (LK)	0,92	0,61	-
M (LK)	1,09	0,60	-

Diskussion: Neben der bereits von SZECHURA et al. (1991) beschriebenen Variabilität der Art unterscheiden sich die im vorliegenden Material zu *C. aegyptiensis* gestellten Stücke durch geringfügige Abweichungen im Grad der Rundung (bzw. „Zuspitzung“) des Hinterendes. Die den Männchen der Art zugerechneten Exemplare sind deutlich länger und im Verhältnis niedriger als die Weibchen. (Weitere Bemerkungen siehe unter *C. gigantosulcata*).

Vorkommen: Cenoman von Ägypten, Israel (dort auch Turon), Jordanien, Marokko, Oman und Tunesien (siehe ANDREU-BOUSSUT, 1991, SZECHURA et al. 1991). In Nordsomalia tritt die Art im unteren bis mittleren Cenoman der Tisje-Formation (Einheit 4) in den Profilen Manna'a (Probe Man 68) und Xabaal Garure (Proben XGa 90a, 91, 101) auf.

Cytherella gigantosulcata ROSENFELD, 1981
Taf. 28, Fig. 4

- 1974 – *Cytherella sulcata* n.sp. – ROSENFELD (in: ROSENFELD und RAAB), S. 5, Taf. 1, Fig. 6-8, Taf. 4, Fig. 1, 2.
 1981 – *Cytherella gigantosulcata* ROSENFELD nom. nov. – ROSENFELD, S. 896.
 1991 - *Cytherella gigantosulcata* ROSENFELD – SZECHURA et al., S. 3, Taf. 1, Fig. 7-12 (siehe hier für weitere Synonymien).
 1991 - *Cytherella gigantosulcata* ROSENFELD – ANDREU, S. 442, Taf. 2, Fig. 6-9 (siehe auch hier für weitere Synonymien).

Material: TUB–SOU–251.

Dimensionen: Länge: 0,78 Höhe: 0,52 Breite: 0,41

Bemerkungen: Das vorliegende, anterodorsal leicht beschädigte Exemplar ist im untersuchten Material das einzige, das in Umriss UND der Ausbildung des horizontalen medianen Sulcus in der RK mit *Cytherella gigantosulcata* ROSENFELD (1974/1981) übereinstimmt. Es tritt zusammen mit den, im Umriss sehr ähnlichen - hier zu *C. aegyptiensis* gestellten - etwas größeren Formen im unteren Cenoman des Profils Manna'a (Einheit 4, Probe Man68) auf. ANDREU (1991) bemerkt zu den von ihm zu *C. gigantosulcata* ROSENFELD gestellten Formen aus dem Cenoman Marokkos (S. 442): „La plupart des individus recoltés dans l'enchantillon Zml 13 (coupe du Jbel Tamergate) ne présentent pas le sillon longitudinal caractéristique qui affecte la partie médiane de la valve droite de l'espèce type. Ils en ont cependant à la fois les dimensions et le morphologie exacte. Les stades juvéniles n'ont jamais de sillon.“ Sollten sich die Beobachtungen von ANDREU (op. cit.) auch in anderen Regionen des Verbreitungsgebietes von *C. gigantosulcata* nachvollziehen lassen (was im vorliegenden Material wegen der nur sehr geringen Individuenzahl nicht möglich ist), so sind: 1. zumindest Teile der hier zu *C. aegyptiensis* gestellten Formen ebenfalls *C. gigantosulcata* zuzurechnen und 2. die Art-Konzepte einiger *Cytherella*-Arten aus dem Cenoman der Südtethys auf ihre Gültigkeit zu überprüfen.

Cytherella cf. ludbrookae NEALE, 1975
Taf. 28, Fig. 5, 7, 8

cf. 1975 - *Cytherella ludbrookae* sp. nov. - NEALE, S. 2, Taf. 1, Fig. 1-3, Taf. 3, Fig. 4-7.

Material: TUB–SOO-218, 221-225 plus 3 Gehäuse und 31 Klappen.

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:	Breite
WW:	0,90-1,08	0,49-0,54	0,49
MM:	1,09-1,22	0,66-0,71	-

Diskussion: Die vorliegenden, vorwiegend nur mäßig erhaltenen Exemplare sind in der Lateralansicht annähernd identisch zu *Cytherella ludbrookae* NEALE, 1975; allerdings weichen die hier den MM zugerechneten Exemplare durch ihren etwas stärker konkav geschwungenen Ventralrand leicht ab. Weiterhin wird der etwas hinter der Mitte leicht winkelig zugeschärfte Dorsalrand der RK (NEALE 1975: „dorsal peak a little behind mid-height“) in den vorliegenden Exemplaren von einer flachen, subhorizontalen Furche begleitet, einem Merkmal, das in der Beschreibung von NEALE (op. cit.) nicht erwähnt wird und in seinen Abbildungen (z.B. Taf. 1, Fig. 3) nur angedeutet zum Ausdruck kommt. In der Dorsalansicht weiterhin weichen die vorliegenden adulten Exemplare (s. Taf. 28, Fig. 7b) durch die im Vergleich zu *Cytherella ludbrookae* noch weiter hinten gelegene maximale Breite ab, allerdings entsprechen die hier den Juvenarien der Art zugeordneten Stücke (s. Taf. 28, Fig. 8b) in diesem Aspekt gut den von NEALE (op. cit.) gegebenen

Abbildungen. Bei den Juvenarien der Art ist die Schalenoberfläche deutlich punktat; bei den adulten Exemplaren ist dies nur undeutlich auszumachen (cf. NEALE, 1975, Taf. 3, Fig. 4).

Vorkommen: *Cytherella ludbrookae* wurde von NEALE (1975) aus dem Santon von W-Australien beschrieben. Im vorliegenden Material tritt *Cytherella* cf. *ludbrookae* in der Einheit 5b der Tisje-Formation (Campan) von Nordsomalia im Profil Tisje (Probe Tis 2) der Ahl-Meskat-Berge auf.

Cytherella cf. *parallela* (REUSS), 1845 sensu HERRIG (1966)
Taf. 28, Fig. 10, 13, 16

cf. 1966 – *Cytherella parallela* (REUSS) – HERRIG, S. 728, Taf. 3, Fig. 1, 2, 4.

Material: TUB–SOO–210-212 plus 19 Gehäuse und 4 Klappen.

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:	Breite:
WW:	0,72-0,76	0,44	0,31
MM:	0,76	0,42	0,26

Diskussion: Die vorliegenden Exemplare lassen sich gut mit *Cytherella parallela* (REUSS), 1845 in HERRIG (1966) vergleichen (die Originalbeschreibung von REUSS [1845] stand nicht zur Verfügung); jedoch weichen sie in einigen Details von dieser ab. So sind sie durchweg geringfügig niedriger als die von HERRIG (op. cit.) beschriebenen Formen, ihre Schalenoberfläche ist (je nach Erhaltung?) teilweise deutlich punktiert. Bei allgemein guter Übereinstimmung im Umriss und im Erscheinungsbild des Sexualdimorphismus mit diesen weichen im untersuchten Material die WW durch ihre annähernd parallelen Längsränder und die MM durch ihren grade verlaufenden vorderen Teil des Dorsalrandes weiterhin deutlich genug ab, um eine zweifelsfreie Zuordnung zu den von HERRIG (op. cit.) beschriebenen Formen nicht zuzulassen.

Vorkommen: Maastricht der unteren Auradu-Formation von Nordsomalia im Profil Tisje (Proben Tis 12, 13, 17) der Ahl-Meskat-Berge.

Cytherella cf. *truncata* (BOSQUET), 1847 sensu HERRIG (1966)
Taf. 28, Fig. 6, 9

cf. 1966 - *Cytherella truncata* (BOSQUET), 1847 – HERRIG, S. 747, Taf. 5, Fig. 4a-c.

Material: TUB–SOO–207-209 plus 8 Gehäuse und 18 Klappen.

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:	Breite:
WW:	0,94-0,97	0,61-0,63	0,5-0,51
MM:	0,94	0,61	0,42

Diskussion: Die vorliegenden Exemplare lassen sich gut mit *Cytherella truncata* (BOSQUET), 1847 in HERRIG (1966) vergleichen. Allerdings weichen sie in folgenden Punkten in der von ihm (op. cit., loc. cit.) abgebildeten Klappe ab: der Ventralrand der RK ist grade bis undeutlich konvex (anstelle von grade bis undeutlich konkav) und der ventrale Schenkel des abgerundet zugespitzten Hinterrandes verläuft etwas stärker gekrümmt.

Im vorliegenden Material sind die den WW der Art zugeordneten Exemplare hinten etwas stärker geschwollen als die der MM, bei ihnen liegt die maximale Länge etwas unterhalb der Mitte anstelle von zentral bei den MM.

Vorkommen: Maastricht der unteren Auradu-Formation von Nordsomalia in den Profilen Tisje (Probe Tis 17) und Biyo Kulule (Probe BKu 19) der Ahl-Meskat-Berge.

Cytherella sp. aff. *C. truncata* (BOSQUET), 1847 sensu HERRIG (1966)
Taf. 28, Fig. 15

aff. 1966 - *Cytherella truncata* (BOSQUET), 1847 – HERRIG, S. 747, Taf. 5, Fig. 4a-c.

Material: TUB–SOO–219, 220 plus 9 Klappen.

Dimensionen: Länge: 0,95 Höhe: 0,59 Breite: 0,44

Diskussion: Die vorliegenden Exemplare ähneln deutlich *Cytherella* cf. *truncata* (BOSQUET), 1847 sensu HERRIG (1966) in dieser Arbeit und lassen sich ebenso mit *Cytherella truncata* (BOSQUET), 1847 in HERRIG (1966) vergleichen. Sie weichen allerdings von beiden zuvor genannten Arten durch die deutlich hinter der Mitte gelegene größte Höhe der Klappen ab. Weiterhin ist bei ihnen die RK im Vergleich zu *Cytherella* cf. *truncata* (BOSQUET) wesentlich kräftiger ausgebildet als die LK, und der Ventralrand im Vergleich zu *Cytherella truncata* sensu HERRIG (1966) grade anstelle von undeutlich konkav.

Vorkommen: Einheit 5b der Tisje-Formation (Campan) von Nordsomalia im Profil Tisje (Probe Tis 2) der Ahl-Meskat-Berge.

Cytherella (?) sp.1
Taf. 29, Fig. 1

Material: TUB–SOU–197.

Dimensionen: Länge: 0,71 Höhe: 0,46 Breite: 0,29

Vorkommen: Alb der Tisje-Formation von Nordsomalia im Profil Las Koreh (Einheit 3, Probe LKo13).

Cytherella sp.2
Taf. 29, Fig. 2

Material: TUB–SOO–264 plus 1 Gehäuse und 1 Klappe.

Dimensionen: Länge: 0,87 Höhe: 0,54 Breite: 0,40

Diskussion: Die wenigen, nur mangelhaft erhaltenen vorliegenden Exemplare ähneln in ihrem Habitus den in der vorliegenden Arbeit als *Cytherella* cf. *parallela* (REUSS), 1845 sensu HERRIG (1966) beschriebenen Formen. Jedoch weichen sie durch ihre in der Seitenansicht rundlich-elliptische Gehäuseform mit einem gut gerundeten Hinterende sowie die etwas höheren Gehäuse deutlich ab.

Vorkommen: Unteres Paleozän der unteren Auradu-Formation von Nordsomalia im Profil Tisje (Probe Tis 37) der Ahl-Meskat-Berge.

Cytherella (?) sp.3
Taf. 28, Fig. 11, 12, 14

Material: TUB–SOO–63, 104, 105.

Dimensionen: Länge: 0,91-0,97 Höhe: 0,52-0,54

Bemerkungen: Die inneren Merkmale der beiden vorliegenden adulten Klappen dieser Art sind nicht zugänglich.

Vorkommen: Einheit 5b der Tisje-Formation (Campan) von Nordsomalia im Profil Tisje (Probe Tis 2) der Ahl-Meskat-Berge.

Gattung *Cytherelloidea* ALEXANDER 1929
Typusart: *Cytherella williamsoniana* JONES, 1849

Cytherelloidea btaterensis BISCHOFF, 1964
Taf. 29, Fig. 3

1964 - *Cytherelloidea btaterensis* n.sp. - BISCHOFF, S. 17, Taf. 2, Fig. 16, 17, Taf. 3, Fig. 18, 19.

1973 - *Cytherelloidea* gr. *btaterensis* BISCHOFF – GROSDIDIER, Taf. 2, Fig. 11 a-c.

1984 - *Cytherelloidea btaterensis* BISCHOFF – ROSENFELD und RAAB, S. 92, Taf. 1, Fig. 14.

Material: TUB–SOU–188.

Dimensionen: Länge: 0,56 (D) Höhe: 0,36 Breite: 0,23

Bemerkungen und Verbreitung: Das vorliegende Exemplar aus dem höheren Alb der Tisje-Formation von Nordsomalia (Profil Las Koreh, Einheit 3, Probe LKo22) lässt sich sehr gut mit *Cytherelloidea btaterensis* BISCHOFF (1964) vergleichen. Die Art ist aus dem Apt und Alb des Libanon (BISCHOFF, op. cit.) und Israel (ROSENFELD und RAAB, 1984) sowie dem Alb des Iran (GROSDIDIER, 1973) bekannt.

Cytherelloidea cf. *ghabounensis* BISCHOFF, 1964
Taf. 29, Fig. 5, 7

cf. 1964 - *Cytherelloidea ghabounensis* n.sp. - BISCHOFF, S. 13, Taf. 2, Fig. 13-15.

1973 - *Cytherelloidea* IRD 26 - GROSDIDIER, Taf. 2, Fig. 11 a-c.

1984 - *Cytherelloidea ovata?* WEBER – ROSENFELD und RAAB, S. 92, Taf. 1, Fig. 14.

Material: TUB–SOU–189, 190 plus 1 Gehäuse.

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:	Breite:
W:	0,55	0,30	0,14
M:	0,62	0,29	-

Diskussion: Die vorliegenden Stücke ähneln in Form, Ornamentierung und Dimensionen stark *C. ghabounensis* BISCHOFF (1964), von der sie durch eine deutlich ausgeprägte, unten bogenförmig um den Schließmuskelnabel herumgeführte und im vorderen Mittelfeld verlöschende Rippe abweichen. Dieser Abzweig von der vom Hinterende nach vorne umbiegenden Dorsalrippe könnte bei *C. ghabounensis* s.s. bereits durch eine sich in Längsrichtung erstreckende Anhäufung von Pusteln in diesem Bereich angedeutet sein. Die vorliegenden Stücke weichen außerdem durch das Fehlen von Pusteln oder Retikulation ab.

Vorkommen: Das vorliegende Material entstammt dem unteren oberen Apt der Tisje-Formation von Nordsomalia des Profils Xabaal Garure (Einheit 2, Probe XGa 36); sehr ähnliche Formen wurden von GROSDI-

DIER (1973) aus dem Apt des Iran sowie von ROSENFELD und RAAB (1984) aus dem Apt von Israel abgebildet.

Cytherelloidea tisjehensis n.sp.
Taf. 29, Fig. 4, 8, 12

Diagnose: Eine neue mittelgroße *Cytherelloidea*-Art mit extremem Sexualdimorphismus. Umriss annähernd rechteckig (WW?) bis angedeutet reniform (MM?), Randleisten weitgehend fehlend. Dorsalrippe stark reduziert. Vorderrippe kräftig, wulstig breit; Hinterrippe kräftig und fast am Hinterrand gelegen, bei beiden Morphen sehr unterschiedlich entwickelt: Bei den MM(?) als vertikale einfache breite Rippe, bei den WW(?) an den dorsal und ventral verdickten Enden in sich nach vorne verjüngende Äste umbiegend. Innenfeld unregelmäßig gekräuselt und fein retikuliert, Innenfeldrippe nur rudimentär entwickelt.

Holotyp: TUB-SOO-276, W.

Paratypen: TUB-SOO-56, 57, 275 plus 3 Gehäuse.

Derivation nominis: Benannt nach der Typlokalität.

Locus typicus: Profil Tisje, Ahl-Meskat-Berge, Nordsomalia.

Stratum typicum: Einheit 5b der Tisje-Formation (Probe Tis2), Campan.

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Breite:	Höhe:
WW(?):	0,65-0,68	0,33-0,35	0,25-0,26
MM(?):	0,65-0,67	0,35-0,42	0,21

Beschreibung:

Äußere Merkmale: Gehäuse mittelgroß, in der Seitenansicht annähernd rechteckig (WW?) bis schwach reniform (MM?); RK > LK, diese ringsherum mäßig umgreifend. Vorderrand ebenmäßig breit gerundet, Dorsalrand hinter einer leichten konkaven Einbuchtung vor der Mitte schwach konvex bei den WW(?) bis mäßig konvex bei den MM(?). Ventralrand in der Mitte mäßig konvex bei den WW(?), stark konvex bei den MM(?). Der Hinterrand bildet einen mäßig (WW?) bis kräftig (MM?) asymmetrisch geschwungenen Bogen, dessen Apex oberhalb der Mitte liegt. Randleisten sind bis auf den centrodorsalen Bereich nicht entwickelt; vorderes und hinteres Randfeld sind weitgehend reduziert. Die Vorderrippe ist breit und wulstig, parallel zum Vorderrand ausgebildet; vom Vorderrand steigt sie allmählich über das schmale vordere Randfeld an und fällt etwas versteilt zum Innenfeld ab; an ihren kurzen dorsalen und ventralen Umbiegungen ist sie nicht mit den Längsrippen verbunden. Die Dorsalrippe ist auf zwei Elemente reduziert: Eine wulstige, mehr oder weniger deutliche Dach-artige centrodorsale Struktur oberhalb des deutlichen Schließmuskelnabels sowie, bei den MM(?), einen unregelmäßigen, breiten posterodorsalen Knoten; bei den WW(?) ist dieser hintere Knoten in den dorsalen Schenkel der Hinterrippe integriert. Die Hinterrippe ist bei beiden Morphen breit und wulstig ausgebildet. Ihr sehr steiler Hinterrand verläuft oberhalb der Mitte genau senkrecht, so dass dort ein sehr schmales, stark komprimiertes dreieckiges hinteres Randfeld ausgebildet ist; unterhalb der Mitte verläuft ihr Hinterrand parallel zu dem dort schräg nach vorne gerichteten Hinterrand. Bei den WW(?) ist die Hinterrippe dorsal und ventral stark knotig verdickt, aus den Knoten entspringt je ein nach vorne gerichteter waagerechter Wulst. Die dorsale, kürzere Wulst wird bereits kurz hinter der Mitte undeutlich, die ventrale geht in die Ventralrippe über, wobei der Übergang durch eine deutliche konvexe Einbuchtung markiert wird. Bei dem MM(?) ist die Ventralrippe nicht mit der Hinterrippe verbunden. Bei beiden Morphen ist die Ventralrippe mäßig konkav geschwungen. Die Gehäuseoberfläche ist mit einer sehr feinen Retikulation überzogen

(nur bei starker Vergrößerung im REM sichtbar); schräg anteroventral – posterodorsal angeordnete Anhäufungen von länglichen Erhebungen im Innenfeld könnten eine reliktsche Innenfeldrippe repräsentieren. In der Dorsalansicht ist das Gehäuse bei den WW(?) annähernd keilförmig mit mäßig abgesetzter Vorderrippe und sehr breiter, von den Flanken her sanft ansteigender Hinterrippe. Bei den MM(?) ist das Gehäuse flach rechteckig mit gewellten Flanken, Vorder- und Hinterrippe sind deutlich abgesetzt. Bei beiden Morphen ist der Abfall von der Hinterrippe zum Hinterrand senkrecht bis leicht übersteilt, wodurch das Hinterende kurz und spitz hervortritt. Größte Breite hinten.

Innere Merkmale: Nicht zugänglich

Sexualdimorphismus: Sehr stark, siehe Beschreibung. Es wird vermutet, dass es sich bei den hinten stärker geblähten Morphen um die WW der Art handelt.

Diskussion: *Cytherelloidea tisehensis* n.sp. weist starke Ähnlichkeiten zu *C. melleguensis* DONZE und SAID (1982; in: DONZE et al.) aus dem höheren Maastricht von Tunesien auf. Diese deutlich größere Art unterscheidet sich von *C. tisehensis* bei grundsätzlich ähnlichem Berrippungsmuster durch die weniger kräftige Hinterrippe, vor allem aber durch das deutlicher strukturierte Innenfeld sowie die schärfer ausgebildete Vorderrippe.

Weitere ähnliche Arten sind *C. colemani* NEALE (1975, Santon von Australien), *C. galileensis* HONIGSTEIN (1984, Campan von Israel), *C. meijeri* ESKER (in ANDREU, 1996, Taf. 1, Fig. 5), *Cytherelloidea supertriangula* ANDREU (sous presse, in ANDREU und TRONCHETTI, 1996, Taf. 5, Fig. 17) und *C. sp.* SAID (1978, Maastricht von Tunesien), die entweder im Umriss oder in Details der Ornamentierung abweichen.

Vorkommen: Einheit 5b der Tisje-Formation (Campan) im Profil Tisje der Ahl-Meskat-Berge von Nordsomalia (Probe Tis 2).

Gattung *Keijicyoidea* MALZ 1981

Typusart: *Cytherelloidea praecipua* VAN DEN BOLD, 1963

Keijicyoidea aff. *antekeiji* GUERNET, BIGNOT, COLIN und RANDRIAMANANTENASOA, 2001
Taf. 29, Fig. 16

aff. 2001 - *Keijicyoidea antekeiji* n.sp. - GUERNET, BIGNOT, COLIN und RANDRIAMANANTENASOA, S. 206, Taf. 1, Fig. 9-11.

Diskussion: Das vor seinem Hinterende verdrückte Exemplar (TUB–SOO–265, L: 0,59 mm, H: 0,35 mm) ähnelt mit seiner engmaschigen, deutlichen Retikulation überzogenen Oberfläche und in der grundsätzlichen Anlage der Ornamentation (Berippung) deutlich *Keijicyoidea antekeiji*. Jedoch lässt die schlechte Erhaltung (besonders im posterodorsalen Teil des Exemplars) eine eindeutige Zuordnung zu dieser Art nicht zu.

Vorkommen: *Keijicyoidea antekeiji* wurde erstmalig aus dem Dan von Madagaskar beschrieben (GUERNET et al, 2001). Das vorliegende Exemplar entstammt dem unteren Paleozän des Profils Tisje (Probe Tis 37) der Ahl-Meskat-Berge von Nordsomalia.

Gattung *Platella* CORYELL und FIELDS 1937
 Typusart: *Platella gatunensis* CORYELL und FIELDS, 1937

Platella sp. 1
 Taf. 29, Fig. 10

Material: TUB–SOO–164.

Dimensionen: Länge: 0,64 Höhe: 0,41 Breite: 0,19.

Beschreibung: Gehäuse in der Seitenansicht annähernd rechteckig; RK < LK, diese ringsherum mäßig umgreifend. Vorderrand ebenmäßig breit gerundet; Dorsalrand undeutlich konkav bis grade. Ventralrand in der Mitte mäßig konvex, hinten undeutlich konkav; Hinterrand breit gerundet, ventral etwas abgeschrägt. Größte Höhe bei etwa 1/4 der Länge, größte Länge etwa auf halber Höhe. Oberfläche vorne fein, hinten gröber retikuliert; Grübchen in randparallelen konzentrischen Reihen angeordnet, hinten undeutlicher gruppiert und mit einer oder zwei kurzen senkrechten dorsalen Leistchen versehen. Medianer Sulcus (oder: Schließmuskelnabel) etwas vor der Mitte, annähernd rund (Muskelfeld nicht erkennbar – ?Erhaltung). RK mit gut entwickelter schmaler Randleiste.

Gehäuse in der Dorsalansicht flach linsenförmig mit zugespitztem Vorderende und stumpfem, durch die hervorstehende Randleiste der RK mit einer kleinen Spitze versehenem Hinterende. Größte Breite kurz hinter der Mitte. Flanke vom mäßig zugespitzten Vorderende allmählich bis zu etwa 1/5 der Länge ansteigend, dahinter bis kurz vor das Hinterende undeutlich konvex geschwungen, subparallel; unmittelbar vor dem Hinterende stark gekrümmt zum zugespitzten Hinterende konvergierend. Nur in der Dorsalansicht ist ein flacher, enger vertikaler anteromedianer Sulcus deutlich sichtbar, der nicht mit dem unmittelbar dahinter/darunter gelegenen Schließmuskelnabel in Verbindung steht.

Diskussion: Oberkretazische *Platella*-Arten werden von BATE (1972, Australien), DINGLE (1981, Südafrika) und COLIN (1974, Frankreich, in: BABINOT et al., 1985) beschrieben; *Cytherelloidea* sp. B VIVIERE (1985, Algerien) und *Cytherelloidea zinensis* HONIGSTEIN und ROSENFELD (1987, Israel; in: HONIGSTEIN et al.) dürften ebenfalls dieser Gattung zuzurechnen sein. Die vorliegende Art stimmt mit diesen Formen in den Gattungsmerkmalen überein, lässt sich jedoch im Detail mit keiner von ihnen näher vergleichen.

Vorkommen: *Platella* sp. 1 tritt in der unteren Auradu-Formation (Maastricht) im Profil Biyo Kulule (Probe BKu 19) der Ahl-Meskat-Berge von Nordsomalia auf.

Platella sp. 2
 Taf. 29, Fig. 6, 9

Material: TUB–SOO–277, 278, plus 3 Gehäuse in schlechter Erhaltung.

Dimensionen:

	Länge:	Höhe:
W:	0,73	0,34
M:	0,78	0,30

Beschreibung: Gehäuse groß, dünnschalig; Umriss annähernd rechteckig bis leicht reniform. RK > LK, diese ringsherum umgreifend. RK mit einer feinen, breiten, lamellären Randleiste versehen. Vorder- und Hinterrand breit gerundet; Dorsalrand vorne leicht konkav, hinten leicht konvex geschwungen. Ventralrand deutlich konvex. Größte Höhe bei ca. 1/6 bis 1/5 der Länge, größte Länge etwa auf halber Höhe. Laterale Carapax-Aufwölbung hinten durch eine sehr scharfe, vertikale, etwas anteroventral gerichtete Abstufung begrenzt, so dass am Hinterende eine breite, glatte, stark komprimierte Zone entsteht. Posteroventrale laterale Carapax-

Aufwölbung mit einer deutlichen konvexen Einbuchtung versehen. Kurz vor der Mitte gelegener Schließmuskelnabel hochoval, tief eingesenkt und geschlossen. Durch eine kräftige senkrechte Leiste von ihm getrennt davor ein weiterer flacher, dorsal offener vertikaler Sulcus. Schalenoberfläche mit einer sehr feinporigen Retikulation überzogen, dorsal und ventral treten feine Striationen in Längsrichtung auf. Gehäuse in der Dorsalansicht stark komprimiert linsenförmig; Vorderrand zugespitzt mit zur Mitte hin allmählich ansteigenden Flanken, die im Bereich des vorderen vertikalen Sulcus undeutlich eingesenkt sind. Flanken zum stark komprimierten und weit hervorstehenden Hinterende eng gekrümmt und steil abfallend. Größte Breite kurz hinter der Mitte.

Diskussion: *Platella* sp. 2 ist dem Umriss nach sehr ähnlich zu *Cytherelloidea* sp. B VIVIERE (1985) aus dem Santon von Algerien, wobei diese Form allerdings in der Ausbildung der lateralen Carapax-Aufwölbung deutlich abweicht.

Vorkommen: *Platella* sp. 2 tritt in der Einheit 5b der Tisje-Formation (Campan) im Profil Tisje (Probe Tis 2) der Ahl-Meskat-Berge von Nordsomalia auf.

Platella? cf. *zinensis* (HONIGSTEIN und ROSENFELD), 1987

Taf. 29, Fig. 11

cf. 1987 – *Cytherelloidea zinensis* n.sp. – HONIGSTEIN und ROSENFELD, in: HONIGSTEIN et al., S. 42, Taf. 1, Fig. 1-4.

Diskussion und Vorkommen: Das vorliegende Exemplar (TUB–SOO–165; L: 0,64 mm, H: 0,36 mm) aus dem Maastricht der unteren Auradu-Formation des Profils Biyo Kulule (Probe Nr. Bku 19) der Ahl-Meskat-Berge von Nordsomalia weist hohe Übereinstimmungen mit *Platella?* *zinensis* (HONIGSTEIN und ROSENFELD, 1986) aus dem oberen Campan von Israel auf. Wegen seiner nur mäßigen Erhaltung und der im Vergleich zum Typmaterial geringeren Größe kann es aber nur unter Vorbehalt dieser Art zugerechnet werden.

Unterordnung Podocopina SARS 1866

Überfamilie Bairdiacea SARS 1866

Familie Bairdiidae SARS 1866

Gattung *Bairdia* M'COY 1844

Typusart: *Bairdia curtis* M'COY 1844

Bairdia IR C 19 GROSDIDIER, 1973

Taf. 30, Fig. 1, 2, 4

1973 - *Bairdia* IR C 19 - GROSDIDIER, Taf. 2, Fig. 14 a, b.

Material: TUB–SOO–192–194 plus 26 Gehäuse und 8 Klappen.

Dimensionen: Länge: 1,29-1,43 Höhe: 0,90-0,99 Breite: 0,65-0,69

Vorkommen: *Bairdia* IR C 19 wurde von GROSDIDIER (1973) aus dem Campan/Maastricht des Iran abgebildet. In Nordsomalia tritt die Art im Campan der Einheit 5b der Tisje-Formation im Profil Tisje (Probe Tis 2) sowie im Maastricht der unteren Auradu-Formation im Profil Biyo Kulule (Probe BKu 19) und im Profil Tisje (Probe Tis 17) der Ahl-Meskat-Berge auf.

Bairdia cf. IR B 35 GROSDIDIER, 1973
Taf. 30, Fig. 10, 13

cf. 1973 – *Bairdia* IR B 35 – GROSDIDIER, Taf. 2, Fig. 13 a, b.

Material: TUB–SOU–185, 186 plus 12 Gehäuse und 8 Klappen.

Dimensionen: Länge: 0,98 – 1,04 Höhe: 0,76 – 0,78.

Diskussion: Die vorliegenden Stücke sind sehr ähnlich zu *Bairdia* IR B 35 GROSDIDIER, 1973 aus dem „Santon“ von Iran. Im Detail weichen sie allerdings durch ihr etwas stumpferes Hinterende sowie die nur undeutliche anterodorsale Einbuchtung in der RK ab; weiterhin greift im vorliegenden Material die LK noch stärker auf die RK über als in dem von GROSDIDIER (op.cit.) abgebildeten Exemplar.

Vorkommen: *Bairdia* cf. IR B 35 GROSDIDIER, 1973 tritt in Nordsomalia im oberen Alb im Profil Togga Mareer (Einheit 3, Probe TgM 22) sowie im unteren bis mittleren Cenoman der Tisje-Formation im Profil Xabaal Garure (Einheit 4, Probe XGa 90a, 101) der Ahl-Medo-Berge auf.

Bairdia sp. 1
Taf. 30, Fig. 3, 5, 6, 8

Material: TUB–SOO–196, 197, 202-204 plus 31 Gehäuse und 22 Klappen.

Dimensionen: Länge: 1,16-1,35 Höhe: 0,77-0,92 Breite: 0,64-0,76

Beschreibung:

Äußere Merkmale: Gehäuse groß bis sehr groß. LK > RK, diese ringsherum umgreifend. Umriss in der Lateralansicht schief oval; größte Höhe kurz vor der Mitte (bei ca. 44-45% der Länge), größte Länge deutlich unterhalb der Mitte (bei ca. 35-40% der Höhe). Dorsalrand leicht asymmetrisch konvex geschwungen, etwas steiler zum Hinterende abfallend. Vorderrand breit gerundet, durch den dorsal abgeflachten (graden) Teil asymmetrisch. Hinterende eng gerundet bis leicht zugespitzt; in beiden Klappen nicht nach oben umbiegend. Ventralrand asymmetrisch, nach der ebenmäßigen anteroventralen Rundung bei 1/3 der Länge nach hinten zunehmend rasch zum unterhalb der Mitte gelegenen Hinterende ansteigend. Medioventraler Teil dabei grade bis schwach konkav in der LK, deutlich konvex in der RK. Oberfläche glatt.

Gehäuse in der Dorsalansicht länglich oval mit eng gerundeten Enden; größte Breite kurz vor der Mitte. LK in dieser Ansicht deutlich größer als RK; Kontaktlinie beider Klappen dabei annähernd grade, nur anterodorsal greift die LK mit einer geschwungenen Ausbuchtung auf die RK über.

Innere Merkmale: Die nur mäßig erhaltenen vorliegenden Klappen zeigen keine Hinweise auf ein bairdopillates Schloss. Das Vestibulum ist eng.

Sexualdimorphismus: Unklar.

Diskussion: *Bairdia* sp. 1 stellt durch das in beiden Klappen nicht caudate Hinterende eine für die Gattung eher untypische Art dar. In dieser Hinsicht ähnelt sie der kleineren und im Umriss abweichenden *Bairdia*(?) *africana* CHAPMAN, 1916 (DINGLE, 1981: *Bairdopillata africana* (CHAPMAN)) aus dem O.Campan/U.Maastricht von Südafrika.

Bei *Bairdia ubaghsi* VAN VEEN, 1934, einer ähnlichen Art aus dem Maastricht von Limburg, liegen größte Höhe und Breite kurz hinter der Mitte. Bei den stärker gewölbten Gehäusen der ähnlichen *Bairdia pentago-*

nalis VAN VEEN, 1934, ebenfalls aus dem Maastricht von Limburg beschrieben, ist das Hinterende zugespitzt und nach hinten unten ausgezogen.

Vorkommen: Maastricht der unteren Auradu-Formation der Ahl-Meskat-Berge von Nordsomalia in den Profilen Tisje (Proben Tis 12, 13, 17) und Biyo Kulule (Probe BKu 19). Kleinere, aber ansonsten identische Formen treten im unteren Paleozän der unteren Auradu-Formation im Profil Tisje (Probe Tis 37) auf.

Bairdia? sp.
Taf. 30, Fig. 7, 12

Material: TUB-SOO-205-206 plus 1 Gehäuse.

Dimensionen: Länge: 1,5-1,55 Höhe: 0,79-0,93 Breite: 0,70-0,73

Beschreibung:

Äußere Merkmale: Gehäuse sehr groß, LK > RK, diese bis auf den Vorderrand ringsherum umgreifend. Umriss in der Seitenansicht reniform bis suboval. Größte Höhe deutlich hinter der Mitte (bei 58-65% der Länge), größte Länge unterhalb der Mitte (bei 36-38% der Höhe). Dorsalrand leicht asymmetrisch konvex geschwungen und übergangslos in Vorder- und Hinterrand übergehend. Hinterrand eng gerundet in LK, undeutlich caudat in RK. Vorderrand gut gerundet, Ventralrand konvex bis annähernd grade. Oberfläche glatt. Gehäuse in der Dorsalansicht oval mit zugespitzten Enden, größte Breite in der Mitte oder kurz dahinter (bei 50-54% der Länge). LK in dieser Ansicht nur unwesentlich größer als RK, diese nur anterodorsal etwas stärker geschwungen überlappend.

Innere Merkmale: Nicht zugänglich.

Sexualdimorphismus: Unklar.

Diskussion: Die wenigen vorliegenden Exemplare ähneln entfernt *Bairdia decumana* VAN VEEN, 1934 aus dem Maastricht von Limburg (s.a. REYMENT, 1963), von der sie sich jedoch durch die deutlich hinter der Mitte gelegene größte Höhe und den stärker konvex geschwungenen Ventralrand unterscheiden.

Vorkommen: Sehr selten im Maastricht der unteren Auradu-Formation von Nordsomalia in den Profilen Biyo Kulule (Probe BKu 19) und Tisje (Probe Tis 17) der Ahl-Meskat-Berge.

Gattung *Bairdopillata* CORYELL, SAMPLE und JENNINGS 1935
Typusart: *Bairdopillata martyni* CORYELL, SAMPLE und JENNINGS, 1935

Bairdopillata? sp.
Taf. 30, Fig. 9, 11, 14

Material: TUB-SOO-195, 198-201 plus 31 Gehäuse.

Dimensionen: Länge: 1,21-1,7 Höhe: 0,76-1,05 Breite: 0,56-0,78

Beschreibung:

Äußere Merkmale: Gehäuse sehr groß; LK > RK, diese bis auf den Vorderrand und posteroventral deutlich umgreifend. Umriss in der Seitenansicht näherungsweise abgerundet hexagonal, recht variabel. Größte Höhe meist vor der Mitte (48-57% der Länge), größte Länge deutlich unterhalb der Mitte (39-46% der Höhe). Dorsalrand ebenmäßig hoch konvex geschwungen, deutlich dreigeteilt in RK: im anterodorsalen Teil grade

bis schwach konkav eingesenkt im Übergangsbereich zum Vorderrand, mediodorsal undeutlich konvex, im posterodorsalen Teil steil und grade zum spitzen, deutlich caudaten, mäßig bis deutlich nach oben umgebogenen Hinterende abfallend. Hinterende unterhalb der Mitte bis subventral positioniert. Vorderrand eng gerundet, in der LK nahtlos in den hier asymmetrisch konkaven, hinter der Mitte rasch ansteigenden Ventralrand übergehend; in der RK über eine undeutlich konkave Einbuchtung mit diesem verbunden. Ventralrand in der RK im mittleren Teil deutlich konkav geschwungen. Besser erhaltene Exemplare weisen antero- und posteroventral eine mit radialen Costulae versehene Lippe auf („frilled margin/lip“). Die Schalenoberfläche ist glatt oder fein punktiert.

Gehäuse nur mäßig gewölbt, in der Dorsalansicht fusiform mit zugespitzten Enden. Größte Breite kurz vor der Mitte (ca. bei 45% der Länge). LK in dieser Ansicht nur wenig größer als RK, Kontaktlinie beider Klappen annähernd grade.

Innere Merkmale: Nicht zugänglich.

Sexualdimorphismus: Unklar.

Diskussion: Die vorliegende Art lässt sich nach der äußeren Schalenmorphologie gut der Gattung *Bairdopillata* CORYELL, SAMPLE und JENNINGS 1935 sensu MADDOCKS (1969) zuordnen; jedoch bleibt diese Zuordnung unsicher, da die inneren Merkmalen im vorliegenden Material nicht zugänglich sind.

Eine Reihe von sehr ähnlichen Arten wurden aus dem Maastricht der Niederlande beschrieben: *Bairdia pulchra* VAN VEEN, 1934 unterscheidet sich von *Bairdopillata?* sp. vor allem in der Lateralansicht der LK durch den annähernd graden Ventralrand sowie den mit deutlichen Kardinalwinkeln versehenen Dorsalrand. *Bairdia cingulata* VAN VEEN, 1934 besitzt auf dem Ventralrand der RK antero- und posterodorsal ebenfalls eine Lippe, jedoch ist diese nicht strukturiert; weiterhin übergreift bei ihr die LK die RK ringsherum; vor allem dorsal ist hier, im Gegensatz zu *Bairdopillata?* sp., die LK deutlich höher als die RK. Das Gleiche gilt für *Bairdia limburgensis* VAN VEEN, 1934. *Bairdia septentrionalis* BONNEMA, 1940 besitzt antero- und posteroventral ebenfalls eine strukturierte Lippe, jedoch ist bei dieser Art der Ventralrand der LK grade anstelle von asymmetrisch konkav und das Hinterende der LK ist weniger deutlich zugespitzt. *Bairdia austracretacea* BATE, 1972 aus dem Campan von W-Australien, ist im Umriss recht ähnlich zu *Bairdopillata?* sp., jedoch unterscheidet sie sich von letzterer deutlich durch das weniger zugespitzte (bis abgestumpfte) und mit feinen Zähnchen besetzte Hinterende.

Vorkommen: Maastricht der unteren Auradu-Formation von Nordsomalia in den Profilen Tisje (Proben Tis 13, 17) und Biyo Kulule (Probe BKu 19) der Ahl-Meskat-Berge.

Familie Bythocyprididae MADDOCKS 1969

Gattung *Bythocypris* BRADY 1880

Typusart: *Bythocypris reniformis* BRADY, 1880 (= *Bairdia bosquetiana* BRADY, 1866)

Bythocypris? aff. *symmetrica* MAJORAN, 1989

Taf. 31, Fig. 4

aff. 1989 – *Bythocypris?* *symmetrica* sp. nov. – MAJORAN, S. 9, Taf. 2, Fig. 8, 9.

aff. 1991 – *Paracypris?* sp. 5 – ANDREU, S. 493, Taf. 19, Fig. 16-18.

Material: TUB–SOU–120, 121 plus 4 Gehäuse.

Dimensionen: Länge: 1,00 Höhe: 0,48 Breite: 0,39

Diskussion: Die vorliegenden, nur mäßig erhaltenen Gehäuse sind im Umriss und den Proportionen sehr ähnlich zu *Bythocypris? symmetrica* MAJORAN (1989) und *Paracypris* sp. 5 ANDREU (1991; ?= *B. symmetrica* MAJORAN). Allerdings weichen sie von beiden durch ihre wesentlich größeren Dimensionen ab. *Bythocypris* sp. 1 ROSENFELD und RAAB (1974) aus dem oberen Cenoman von Israel ist ebenfalls ähnlich zu *B.? aff. symmetrica*; jedoch weist das abgebildete Exemplar einen stärker konvexen Dorsalrand auf und ist damit deutlich höher als die vorliegenden Stücke.

Vorkommen: *Bythocypris? symmetrica* ist aus dem Alb und unteren Cenoman von Algerien bekannt (MAJORAN 1989); – *Paracypris? sp. 5* wird von ANDREU (1991) aus dem Alb von Marokko beschrieben. *B.? aff. symmetrica* tritt in Nordsomalia im unteren Alb der Tisje-Formation im Profil Xabaal Garure (Einheit 3, Probe XGa 63b) auf.

Bythocypris sp. aff. *B. sp. 2* ROSENFELD und RAAB 1974
Taf. 31, Fig. 3

aff. 1974 – *Bythocypris* sp. 2 – ROSENFELD und RAAB, S. 7, Taf. 1, Fig. 19.

aff. 1984 - *Bythocypris* sp. 2 (Type No. 116) – ROSENFELD und RAAB, S. 94, Taf. 1, Fig. 26.

aff. 2002 - *Bythocypris* sp.cf. *B. sp. 2* of ROSENFELD and RAAB 1974 – BASSIOUNI, S. 17, Taf. 1, Fig. 9-10.

Material: TUB–SOU–122 plus 15 Gehäuse.

Dimensionen: Länge: 0,50 Höhe: 0,22 Breite: 0,20

Diskussion: Die vorliegenden Gehäuse ähneln im Umriss entfernt *B. sp. 2* ROSENFELD und RAAB (1974, 1984); nach ihren Dimensionen liegen sie im unteren Bereich der für diese Art angegebenen Variabilität (ROSENFELD und RAAB, 1974). Die untersuchten Exemplare unterscheiden sich jedoch deutlich von *B. sp. 2* ROSENFELD und RAAB durch ihren fast graden Dorsalrand sowie den abweichend gerundeten Vorder- und Hinter- rand; die größte Höhe liegt hier weiter vorne bei ca. 1/4 der Länge.

Vorkommen: *Bythocypris* sp. 2 ROSENFELD und RAAB (1974) wird aus dem Apt bis Cenoman von Israel beschrieben (ROSENFELD und RAAB, 1984). *Bythocypris* sp.cf. *B. sp. 2* ROSENFELD und RAAB 1974 wurde von BASSIOUNI (2002) aus dem Alb/Cenoman des Sinai beschrieben. *Bythocypris* sp. aff. *B. sp. 2* ROSENFELD und RAAB 1974 tritt in Nordsomalia im unteren oberen Apt der Tisje-Formation (Einheit 2) der Profile Dhadhabo (Probe Dha 26) und Xabaal Garure (Proben XGa 36, 40) auf.

Bythocypris sp. A
Taf. 31, Fig. 1

Material: TUB–SOO–137 plus 1 Gehäuse.

Dimensionen: Länge: 1,17 Höhe: 0,62 Breite: 0,47

Diskussion: Die beiden vorliegenden Exemplare aus dem Maastricht der unteren Auradu-Formation im Profil Tisje (Probe Tis 17) sind recht ähnlich zu *B. aff. symmetrica* MAJORAN, 1989 aus dem unteren Cenoman in der vorliegenden Arbeit. Sie unterscheiden sich allerdings von dieser klar durch den in der Mitte schwach dreieckig zugeschärften Dorsalrand; besonders aber ist ihr Gehäuse hinten höher (stärker konvex) und die größte Breite liegt bei *B. sp. A* in der Mitte. Ähnlichkeiten bestehen auch zu *B. richardsbayensis* DINGLE,

1980, von der sie sich wiederum durch den dreieckig zugeschärften Dorsalrand sowie den leicht konkaven Ventralrand unterscheiden.

„*Bythocypris*“? sp.
Taf. 31, Fig. 2

Material: TUB-SOO-136 plus 2 Gehäuse.

Dimensionen: Länge: 1,60 Höhe: 0,81 Breite: 0,65

Vorkommen: Die wenigen, sehr großen Gehäuse dieser in ihrer generischen Zuordnung unsicheren Art entstammen dem Maastricht der unteren Auradu-Formation im Profil Tisje (Probe Tis 13) der Ahl-Meskat-Berge.

Überfamilie Cypridacea BAIRD 1845
Familie Cyprididae BAIRD 1850
Unterfamilie Cypridinae BAIRD 1845

Gattung *Eucypris* VAVRA 1891
Typusart: *Monoculus vivens* JURINE, 1820

Eucypris? sp.
Taf. 31, Fig. 5, 6

2001 – *Eucypris*? sp. – LUGER und SCHUDACK, S. 262, Fig. 6; 6; Fig. 7; 2-3.

Material: TUB-SOU-262-264 plus 2 Gehäuse und 28 Klappen (Expl. Nr. pro: TUB-AP300/USO-262-264 in LUGER und SCHUDACK, 2001).

Dimensionen: Länge: 0,45-0,51 Höhe: 0,32-0,35 Breite: 0,35 H/L: 0,69-0,74

Vorkommen: Die vorliegenden Exemplare entstammen den limnischen Ablagerungen der basalen Tisje-Formation („somalischer Wealden“) der Profile Xabaal Garure (Probe S8873J) und Dhadhabo (Probe Dha 0 [= MB20189/10 in LUGER und SCHUDACK, 2001]; Zuordnung zur Art hier fraglich); basales unteres Apt.

Unterfamilie Candoninae DADAI 1900

Gattung *Pinnocypridea* SHI und HO 1963
Typusart: *Pinnocypridea sichuanensis* SHI und HO, 1963

Pinnocypridea sp.
Taf. 31, Fig. 7, 10

2001 - *Pinnocypridea* sp. - LUGER und SCHUDACK, S. 262, Fig.; 7; 4-5.

Material: TUB-SOU 257, 269x plus 2 Klappen (Expl. Nr. pro: TUB-AP300/OSU-257, 269x in LUGER und SCHUDACK, 2001).

Dimensionen:

	Länge:	Höhe:
LK:	1,27	0,75
RK:	1,29	0,79

Vorkommen: Die vorliegenden Exemplare entstammen den limnischen Sedimenten der basalen Tisje-Formation („somalischer Wealden“) im Profil Xabaal Garure (Probe S8873J); basales unteres Apt.

Familie Ilyocyprididae KAUFFMANN 1900
 Unterfamilie Cyprideinae MARTIN 1940

Gattung *Cypridea* BOSQUET 1852
 Typusart: *Cypris granulosa* SOWERBY, 1836

Cypridea ahlmodoensis LUGER und SCHUDACK, 2001
 Taf. 31, Fig. 9, 12, 14

2001 - *Cypridea ahlmodoensis* n.sp. - LUGER und SCHUDACK, S. 258, Fig. 6; 1-5.

Material: TUB–SOU-181, 182, 259, 260, 279x-284x plus 45 Klappen (Expl. Nr. pro: TUB–AP300/OSU-181, 182, 259, 260, 279x-284x in LUGER und SCHUDACK, 2001).

Dimensionen: Länge: 0,59-0,73 Höhe: 0,38-0,49 Breite: 0,25-0,32

Vorkommen: *Cypridea ahlmodoensis* ist bisher nur aus den limnischen Sedimenten der basalen Tisje-Formation („somalischer Wealden“) im Profil Xabaal Garure (Probe S8873J) bekannt; basales unteres Apt.

Cypridea garurensis LUGER und SCHUDACK, 2001
 Taf. 32, Fig. 1, 4

2001 - *Cypridea garurensis* n.sp. - LUGER und SCHUDACK, S. 259, Fig. 5; 2-6.

Material: TUB – SOU 183, 258, 273x-278x, plus 6 Klappen (Expl. Nr. pro: TUB-AP300/OSU 183, 258, 273x-276x, 278x in LUGER und SCHUDACK, 2001).

Dimensionen: Länge: 0,77-0,93 Höhe: 0,40-0,50 Breite: ~ 0,35

Vorkommen: *Cypridea garurensis* ist bisher nur aus den Süßwasserablagerungen der basalen Tisje-Formation („somalischer Wealden“) im Profil Xabaal Garure (Probe S8873J) bekannt; basales unteres Apt.

Cypridea cf. *boulmanensis* ANDREU-BOUSSUT, 1991
 Taf. 32, Fig. 6

2001 - *Cypridea* cf. *boulmanensis* ANDREU-BOUSSUT, 1991 - LUGER und SCHUDACK, S. 256, Fig. 5; 1.

Material: 1 RK TUB–SOU272x (Expl. Nr. pro: TUB-AP300/OSU-272x in LUGER und SCHUDACK, 2001).

Dimensionen: Länge: 0,83 Höhe: 0,34

Vorkommen: Das vorliegende Exemplar entstammt den limnischen Sedimenten der basalen Tisje-Formation („somalischer Wealden“) im Profil Xabaal Garure (Probe S8873J); basales unteres Apt.

Cypridea aff. *aaleyensis* BISCHOFF, 1963
 Taf. 32, Fig. 13

2001 - *Cypridea* aff. *aaleyensis* BISCHOFF, 1963 - LUGER und SCHUDACK, S. 256, Fig. 7; 1.

Material: 1 Gehäuse (TUB– SOU-180; Expl. Nr. pro: TUB-AP300/OSU-180 in LUGER und SCHUDACK, 2001)

Dimensionen: Länge: 1,11 Höhe: 0,58

Vorkommen: Das relativ schlecht erhaltene (etwas verdrückte) vorliegende Exemplar entstammt den limnischen Sedimenten der basalen Tisje-Formation („somalischer Wealden“) im Profil Dhadhabo (Probe Dha 0; = Probe MB20189/10 in LUGER und SCHUDACK 2001); basales unteres Apt.

Cypridea sp. LUGER und SCHUDACK, 2001
Taf. 31, Fig. 8, 11

2001 - *Cypridea* sp. - LUGER und SCHUDACK, S. 260, Fig. 5; 7-8.

Material: TUB-SOU-178, 179 plus 1 Gehäuse (Expl. Nr. pro: TUB-AP300/OSU-178, 179 in LUGER und SCHUDACK, 2001).

Dimensionen: Länge: 0,75–0,89 Höhe: 0,53–0,69 Breite: 0,32–0,36

Vorkommen: Die wenigen vorliegenden Exemplare dieser *Cypridea*-Art entstammen den limnischen Sedimenten der basalen Tisje-Formation („somalischer Wealden“) im Profil Dhadhabo (Probe Dha 0; = Probe MB 20189/10 in LUGER und SCHUDACK [2001]); basales unteres Apt.

Familie Paracyprididae MUELLER 1894

Gattung *Paracypris* SARS 1866
Typusart: *Paracypris polita* SARS, 1866

Paracypris mdaouerensis BASSOULLET und DAMOTTE, 1969
Taf. 29, Fig. 14, 17

1969 - *Paracypris mdaouerensis* n.sp. - BASSOULLET und DAMOTTE, S. 140, Taf. 2, Fig. 10 a-d.

1974 - *Paracypris mdaouerensis* BASSOULLET & DAMOTTE – ROSENFELD und RAAB, S. 7, Taf. 1, Fig. 29-31.

1985 - *Paracypris mdaouerensis* BASSOULLET & DAMOTTE – VIVIÉRE, S. 150, Taf. 3, Fig. 9.

1991 - *Paracypris mdaouerensis* BASSOULLET & DAMOTTE – ANDREU-BOUSSUT, S. 486, Taf. 18, Fig. 10-14, Taf. 19, Fig. 1, 2, 6-8, 14, 15.

2002 - *Paracypris mdaouerensis* BASSOULLET & DAMOTTE 1969 – BASSIOUNI, S. 19, Taf. 2, Fig. 10-13.

Material: TUB-SOU-131, 132, 134, 135 plus 11 Gehäuse und 3 Klappen.

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:	Breite:
WW:	0,77-0,78	0,32-0,36	0,22-0,29
M:	0,82	0,32	0,28

Diskussion: Die im Vergleich zum Typmaterial etwas höheren vorliegenden Exemplare sind in den anderen morphologischen Aspekten identisch zu *P. mdaouerensis* BASSOULLET und DAMOTTE, 1969. Unter Berücksichtigung der von ANDREU-BOUSSUT (1991) dieser Art zuerkannten Variabilität können sie jedoch ohne Zweifel *P. mdaouerensis* zugeordnet werden.

Vorkommen: *P. mdaouerensis* hat nach ANDREU-BOUSSUT (1991, siehe hier für Details) eine sehr weite stratigraphische und paläobiogeographische Verbreitung: O.Apt – u.Turon von Marokko, Cenoman von Gabun, Marokko, Algerien, Israel und Jordanien. In Nordsomalia tritt die Art im Alb der Profile Xabaal Garure (Proben XGa 61a, 66) und Las Koreh (Proben LKo 9, 14) auf.

Paracypris dubertreti DAMOTTE und SAINT-MARC, 1972
Taf. 32, Fig. 2, 5

- 1972 - *Paracypris dubertreti* n.sp. - DAMOTTE und SAINT-MARC, S. 276, Taf. 1, Fig. 1 a, b.
 1974 - *Paracypris acutodorsata* n.sp. - ROSENFELD (in: ROSENFELD und RAAB), S. 8, Taf. 1, Fig. 22-24.
 1984 - *Paracypris* sp. - ROSENFELD und RAAB, Taf. 8, Fig. 1.
 1985 - *Paracypris dubertreti* DAMOTTE & SAINT-MARC - VIVIÉRE, S. 149, Taf. 3, Fig. 6,7.
 1989 - *Paracypris ?dubertreti* DAMOTTE & SAINT-MARC - MAJORAN, S. 10, Taf. 2, Fig. 10-12.
 1991 - *Paracypris* aff. *dubertreti* DAMOTTE & SAINT-MARC - ANDREU-BOUSSUT, S. 486, Taf. 19, Fig. 4, 5.
 2002 - *Paracypris dubertreti* DAMOTTE & SAINT-MARC 1972 - BASSIOUNI, S. 18, Taf. 2, Fig. 5-9 (siehe hier für Diskussion der Art).

Material: TUB-SOU-133, 136, 137 plus 2 Gehäuse.

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:	Breite:
?W:	0,77	0,35	0,24
?M:	0,82	0,32	0,26

Diskussion: Die wenigen vorliegenden Exemplare ähneln im Umriss klar *P. dubertreti* DAMOTTE und SAINT-MARC, 1972 aus dem Cenoman des Libanon und sind im Rahmen der von BASSIOUNI (2002) gegebenen Diskussion der Art zuzuordnen. *P. aff. dubertreti* DAMOTTE & SAINT-MARC - ANDREU-BOUSSUT (1991) aus dem Apt von Marokko entspricht, bei deutlich geringerer Größe, im Umriss dem vorliegenden Material. *Paracypris* sp. ROSENFELD und RAAB (1984, Taf. 8, Fig. 1) aus dem Apt von Israel könnte ebenfalls zur vorliegenden Art gehören.

Vorkommen: Unteres oberes Apt (Profil Xabaal Garure, Einheit 2, Proben XGa 39, 41) und Alb (Profil Las Koreh, Einheit 3, Probe LKo 15) der Tisje-Formation von Nordsomalia. Nach BASSIOUNI (2002, S. 19) ist die Art(engruppe) im Apt bis unteren Turon von Nordafrika bis zum vorderen Orient weit verbreitet.

Paracypris cf. dubertreti DAMOTTE und SAINT-MARC, 1972
Taf. 29, Fig. 13, 15

- cf. 1972 - *Paracypris dubertreti* n.sp. - DAMOTTE und SAINT-MARC, S. 276, Taf. 1, Fig. 1 a, b.
 ? 1975 - *Paracypris jonesi* BONNEMA - JAIN, S. 198, Taf. 2, Fig. 14a.

Material: TUB-SOO-20, 21 plus 4 schlecht erhaltene Gehäuse.

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:	Breite:
W:	0,64	0,28	0,19
M:	0,68	0,25	0,16

Diskussion: Die wenigen vorliegenden Exemplare entsprechen im Umriss und Dimensionen annähernd *Paracypris dubertreti* DAMOTTE und SAINT-MARC (1972) aus dem Cenoman des Libanon; sie sind im Vergleich jedoch geringfügig höher, vor allem aber ist bei ihnen die Verbindung zwischen dem hinteren Dorsalwinkel und dem Hinterende etwas konkav eingesenkt. Bei *P. jonesi* BONNEMA (1941), einer größeren, ebenfalls stark elongaten Art aus dem Maastricht von Europa (und dem Altpaläogen von N- und NW-Afrika, siehe BASSIOUNI und LUGER, 1990) ist der Ventralrand annähernd grade; und die Verbindung zwischen dem Dorsalrand und dem Hinterende ist nicht konkav eingesenkt. *Paracypris jonesi* BONNEMA - JAIN (1975) aus dem Maastricht von Madhya Pradesh, NW-Indien, entspricht in Umriss und Dimensionen gut dem vorliegenden Material.

Vorkommen: Einheit 5b der Tisje-Formation (Campan) im Profil Tisje (Probe Tis 2) der Ahl-Meskat-Berge von Nordsomalia; sowie vermutlich Maastricht (Bagh Beds) von Madhya Pradesh, Indien (JAIN, 1975).

Paracypris? sp.
Taf. 32, Fig. 9, 11

Material: TUB–SOU–103, 128-130 plus 4 Gehäuse und 9 Klappen.

Dimensionen: Länge: 0,82-0,84 Höhe: 0,42-0,49 Breite: 0,40

Diskussion: Die vorliegenden, schlecht erhaltenen Exemplare können aufgrund der nur reliktsch erhaltenen Innenstrukturen (Schloss) nur vorbehaltlich der Gattung *Paracypris* zugewiesen werden. Im Umriss ähneln sie entfernt *P. triangularis* ROSENFELD (1974, in: ROSENFELD und RAAB), von der sie allerdings klar durch den weniger deutlich dreieckigen Apex des Dorsalrandes der LK abweichen. Ähnlichkeiten bestehen auch zu *Somalikrithe alikassimi* n.sp. dieser Arbeit sowie zu *Dolococytheridea atlasica* BASSOULLET und DAMOTTE (1969) und „*D.*“ *polymorphica* MAJORAN (1989), von denen die vorliegende Art durch ihren deutlich konvexen Dorsalrand der LK abweicht.

Vorkommen: Oberes Alb bis mittleres Cenoman (Probe XGa 75, 101) der Einheiten 3-4 der Tisje-Formation von Nordsomalia im Profil Xabaal Garure.

Überfamilie Cytheracea BAIRD 1850
Familie Cytheridae SARS 1866
Unterfamilie Pectocytherinae BASSIOUNI und LUGER 1996

Gattung *Schaubiana* BASSIOUNI und LUGER 1996
Typusart: *Schaubiana primula* BASSIOUNI und LUGER 1996

Schaubiana eopaleocenica n.sp.
Taf. 33, Fig. 13, 16

Diagnose: Eine neue mittelgroße Art der Gattung *Schaubiana* ohne Knoten, bei der die Endbegrenzung der hinteren Carapax-Aufwölbung nur undeutlich abgesetzt ist. Vorderer Randbereich deutlich komprimiert.

Holotyp: TUB–SOO-267.

Paratyp: TUB–SOO-268.

Derivation nominis: Eos: griechische Göttin der Morgenröte, *eopaleocenica*, da sie erstmals im unteren Paleozän auftritt und somit vermutlich die frühesten Vertreter der Gattung darstellt.

Locus typicus: Ahl-Medo-Berge, Profil Tisje.

Stratum typicum: Untere Auradu-Formation, tonige Mergel des unteren Paleozäns, Probe Tis 37.

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:	Breite:
W (Holotyp):	0,51	0,32	0,25
M (Paratyp):	0,52	0,35	0,23

Beschreibung:

Äußere Merkmale: Das mittelgroße Gehäuse ist in der Seitensicht annähernd Bohnen-förmig; maximale Höhe etwa in der Mitte, maximale Länge kurz unterhalb der Mitte. Vorderrand etwas schief gerundet und nahtlos in Dorsal- und Ventralrand übergehend. Ventralrand annähernd grade mit einer schwachen konkaven Einbuchtung in der Mitte; Dorsalrand hinten annähernd grade und allmählich zum Hinterende abfallend. Hin-

terende abgerundet dreieckig bei dem W, annähernd grade abfallend in dem M. Der etwa median gelegene Sulcus ist schmal und nur wenig eingesenkt. Die Ornamentierung besteht lediglich aus punktförmiger Retikulation im Bereich der Carapax-Aufwölbung; der klar abgesetzte und komprimierte vordere Randbereich sowie der hintere Randbereich sind glatt.

In der Dorsalansicht ist das Gehäuse annähernd sechseckig mit deutlich abgesetztem und komprimiertem Vorderende. Hinterende annähernd gerundet mit nur sehr undeutlicher Rippen-ähnlicher Begrenzung der hinteren Carapax-Aufwölbung. Maximale Breite im hinteren Teil bei dem M, das W dagegen mit annähernd parallelen, nur durch den flachen Sulcus unterbrochenen Flanken. Augenknoten sehr undeutlich.

Innere Merkmale: Es liegen nur Gehäuse vor.

Sexualdimorphismus: Deutlich, das vermutete M ist größer und deutlich schmaler als das vermutete W, im vorderen Teil weniger gebläht und das Hinterende ist annähernd senkrecht.

Diskussion: *Schaubiana eopaleocenica* n.sp. ist in ihrem Habitus sehr ähnlich zu *S. primula* MTA BASSIOUNI und LUGER 1996. Beim Genotyp liegt jedoch die maximale Länge fast ventral, das Hinterende ist abwärts gerichtet und der vordere Randbereich ist nur undeutlich abgesetzt. Zudem ist *S. primula* deutlich länger/niedriger als *S. eopaleocenica*, und, wie auch *S. posterotuberculata* BASSIOUNI und LUGER 1996, deutlich kleiner als die neue Art.

Vorkommen: Unteres Paleozän der unteren Auradu-Formation von Nordsomalia (Profil Tisje, Probe Tis 37).

Familie Brachycytheridae PURI 1954

Gattung *Brachycythere* ALEXANDER 1933, emend. PUCKETT (2002)

Typusart: *Cythere sphenoides* REUSS 1854

Bemerkungen: In seiner umfassenden Studie über die Brachycytherinen Ostrakoden trennte PUCKETT (2002) die bis dato unter *Brachycythere* geführten europäischen und afrikanischen Vertreter dieser Artengruppe anhand der inneren Merkmalen (i.e. Muskelfeld) von *Brachycythere* s.s. ab. Da keine neue taxonomische Einheit für diese Artengruppen zur Verfügung steht, werden diese Formen von ihm (und hier) als „*Brachycythere*“ geführt.

„*Brachycythere*“ *reymenti* EMAMI 1989

Taf. 32, Fig. 7, 10, 12

1988 – *Brachycythere* sp. OMN1 – ATHERSUCH, Taf. 2, Fig. 5.

1989 – *Brachycythere reymenti* n.sp. – EMAMI, p. 609, Fig. A 1-7, Fig. C 9.

Material: TUB-SOO-69-71 plus 41 Gehäuse und 8 Klappen.

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:	Breite:
W:	0,73	0,52	0,38
M:	0,87	0,48	--

Diskussion: Die vorliegenden Exemplare entsprechen in Form, Ornamentierung und Größe gut den von EMAMI (1989) für „*Brachycythere*“ *reymenti* beschriebenen Merkmalen. Die Innenansicht einer rechten Klappe zeigt, dass - bei sonst identischer komplementärer Ausbildung des von EMAMI beschriebenen am-

phidont/heterodonten Schlosses einer linken Klappe - die zentrale Schlossleiste deutlich gekerbt ist. Eine in Form, Größe und Umriss sehr ähnliche Form ist „*Brachycythere*“ *sapucariensis* KRÖMMELBEIN, 1964 aus dem u. Turon der „Küstenkreide“ von Brasilien. Diese unterscheidet sich jedoch von „*B.* *reymenti*“ klar durch ihr im Vergleich stumpferes Hinterende, das im Gegensatz zu „*B.* *reymenti*“ ventral gelegen (gerichtet) ist, und nicht wie in dieser Art final nach oben umbiegt.

Vorkommen: „*B.*“ *reymenti* wurde erstmalig aus dem Campan von Fars (Iran; EMAMI, 1989) beschrieben; das von ATHERSUCH (1988) abgebildete Exemplar (*B.* sp. OMN 1) entstammt dem Maastricht von Oman (Simsima-Formation). In Somalia tritt die Art im Campan der Ahl-Meskat-Berge auf (Profil Tisje, Einheit 5b der Tisje-Formation, Probe Tis 2).

„*Brachycythere*“ *tumida* AL FURAIH 1985
Taf. 32, Fig. 13, 14

1973 – *Brachycythere* IRE 5 – GROSDIDIER, Taf. 10, Fig. 82.
1985 – *Brachycythere tumida* n.sp. – AL FURAIH, p. 117, Taf. 2, Fig. 1, 2.
1988 – *Brachycythere* OMN 2 – ATHERSUCH, Taf. 2, Fig. 1, 2.
1994 – *Brachycythere tumida* AL FURAIH – ATHERSUCH, Taf. 12.2, Fig. 9, 10.
non 2000 – *Brachycythere* aff. *tumida* AL FURAIH – VIVIERS et al., Fig. 11: Nr. 17, 18.

Material: TUB–SOO–64, 65 plus 12 Gehäuse und 1 Klappe.

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:	H/L:
„ <i>B.</i> “ <i>tumida</i> , diese Arbeit, Taf. 0-5, Fig. 13 (M):	1,15	0,64	0,57
„ <i>B.</i> “ <i>tumida</i> , diese Arbeit, Taf. 0-5, Fig. 14 (W):	0,98	0,59	0,6
„ <i>B.</i> “ <i>tumida</i> , AL-FURAIH 1985, Taf. 2, Fig. 1 (M):	1,15	0,62	0,54
„ <i>B.</i> “ <i>tumida</i> , AL-FURAIH 1985, Taf. 2, Fig. 2 (W):	1,04	0,61	0,59
„ <i>B.</i> “ <i>tumida</i> , ATHERSUCH 1994, Taf. 12.2, Fig. 9 (?W):	1,07	0,65	0,61
„ <i>B.</i> “ IRE 5 GROSDIDIER 1973, Taf. 10, Fig. 82 (?M):	0,94	0,53	0,56
„ <i>B.</i> “ <i>shamlami</i> , AL-FURAIH 1985, Taf. 2, Fig. 3 (M):	1,07	0,53	0,50
„ <i>B.</i> “ <i>shamlami</i> , AL-FURAIH 1985, Taf. 2, Fig. 4 (W):	1,03	0,57	0,55

Diskussion: Das vorliegende Material ist in Umriss, Dimensionen und Oberfläche annähernd identisch zu den von AL-FURAIH (1985) als „*B.*“ *tumida* beschriebenen Formen. Dies gilt ebenso für die von GROSDIDIER (1973) als „*B.*“ IRE 6 und ATHERSUCH (1988, 1994) als „*B.*“ *tumida* (1988: *B.* OMN 2) abgebildeten Exemplare. Eine der „*B.*“ *tumida* sehr ähnlich Art ist „*B.*“ *shamlami* AL-FURAIH 1985 (Taf. 2, Fig. 3, 4), die sich nach AL-FURAIH (op. cit., S. 118) in erster Linie „in having more pronounced ventrolateral expansion“ unterscheidet. Die von AL-FURAIH (op. cit.) abgebildeten Exemplare von „*B.*“ *shamlami* unterscheiden sich jedoch bei den von ihm abgebildeten Stücken von „*B.*“ *tumida* (op. cit.) wie auch von den von GROSDIDIER (op. cit.) und ATHERSUCH (op. cit.) abgebildeten Formen und dem vorliegenden Material daneben viel deutlicher in ihrem niedrigeren Umriss, d.h. dem niedrigeren Verhältnis von Höhe zu Länge des Gehäuses (siehe Dimensionen). Es erscheint daher sinnvoller, *B.* IRE 5 GROSDIDIER (op. cit.) der Art „*B.*“ *tumida* zuzurechnen und nicht, wie von AL-FURAIH (op. cit.) vorgeschlagen, „*B.*“ *shamlami*.

Vorkommen: „*B.*“ IRE 5 wurde von GROSDIDIER (op. cit.) aus dem o. Santon – Campan von Fars (Iran) abgebildet, „*B.*“ *tumida* aus dem Maastricht von Saudi Arabien (AL-FURAIH, op. cit.) beschrieben und ist aus dem Campan von Oman (ATHERSUCH, op. cit.) bekannt. Das vorliegende Material entstammt dem Campan der Ahl-Meskat-Berge, Profil Tisje (Einheit 5b der Tisje-Formation, Probe Tis 2).

“*Brachycythere*” *undosa* Al-FURAIH, 1985
Taf. 32, Fig. 3, 8

1985 - *Brachycythere undosa* sp. nov. - Al-FURAIH, p. 118, Taf. 2, Fig. 5, 6.

Material: TUB-SOO-145, 146.

Dimensionen: Länge: 1,41 Höhe: 0,88-0,91 Breite: 0,73 – 0,65

Diskussion: Das vorliegende Material ähnelt stark „*B.*“ *undosa* Al-FURAIH (1985); die untersuchten Exemplare sind jedoch wesentlich größer und dabei geringfügig höher als das Material der Erstbeschreibung (H/L in „*B.*“ *undosa* AL-FU-RAIH, 1985: 0,54 - 0,58). Ebenso erscheint bei den vorliegenden Stücken das Hinterende weniger stark ausgezogen und zugespitzt als im Typmaterial. Obwohl das letztgenannte Merkmal wegen der nur mäßigen Erhaltung der untersuchten Stücke nicht abschließend beurteilt werden kann, erscheint es dennoch zulässig, die zu beobachtenden Unterschiede der intraspezifischen Variation der Art zuzurechnen.

Vorkommen: „*B.*“ *undosa* wurde erstmalig aus dem Maastricht der Aruma-Formation von Saudi Arabien beschrieben (AL-FURAIH, 1985). Die vorliegenden Stücke entstammen dem Maastricht der unteren Auradu-Formation der Ahl-Meskat-Berge von Nordsomalia der Profile Tisje (Probe Tis 17) und Biyo Kulule (Probe BKu 19).

“*Brachycytheridae* gen. indet.” *inversovalva* n.sp.
Taf. 33, Fig. 1, 2

Diagnose: Eine provisorisch den *Brachycytheridae* zugeordnete neue Art mit fast dreieckigem Umriss, bei der die rechte Klappe deutlich größer ist als die linke und auf diese anterodorsal übergreift (Schlossohr). Gehäuse stark asymmetrisch, glatt.

Holotyp: TUB-SOO-67.

Paratypen: TUB-SOO-66 plus 6 Gehäuse.

Derivatio nominis: *inversovalva* (vertauschte Klappen), da in dieser Art, anders als in allen „*Brachycythere*“-Arten, die RK deutlich größer ist als die LK.

Locus typicus: Profil Tisje, Ahl-Meskat-Berge, Nordsomalia.

Stratum typicum: Einheit 5b der Tisje-Formation, Probe Tis 2 (Campan).

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:	Breite:
TUB-SOO-67 (Holotyp, ?M):	1,10	0,59	0,56
TUB-SOO-66 (Paratyp, ?W):	1,09	0,58 (D)	0,61

Beschreibung:

Äußere Merkmale: Gehäuse groß, in der Lateralansicht fast dreieckig. RK >> LK, diese anterodorsal übergreifend (Schlossohr). Größte Höhe an dem nur undeutlich entwickelten Augenknoten bei 1/5 (WW) bis 1/4 (MM) der Länge, größte Länge unterhalb der Mitte. Dorsalrand undeutlich konvex bis grade, Ventralrand grade; beide Ränder nach hinten stark konvergierend. Hinterende stark ausgezogen und zugespitzt, die abgestumpfte Spitze leicht abwärts gerichtet. Vorderrand breit gerundet. Hinter dem konvex hervortretenden Schlossohr existiert eine flache Einbuchtung im Übergangsbereich zum Dorsalrand. Oberfläche glatt mit einem breiten, flachen Grübchen unterhalb des kleinen Augenknotens. Gehäuse ventral stark gebläht; etwas asymmetrisch in WW, wo die ventrolaterale Schwellung in der RK median und hinten Rippen-ähnlich abgesetzt ist. Ventrolaterale Schwellung ventral abgeflacht ohne Überlappung des Ventralrandes.

Gehäuse in der Dorsalansicht lanceolat, etwas asymmetrisch bei den WW, maximale Breite bei ca. 2/3 der Länge. Vorder- und Hinterende komprimiert, Schale zum Vorderende allmählich abfallend, zum Hinterende steil.

Innere Merkmale: Unbekannt; nur Carapax-Material.

Sexualdimorphismus: Bei etwa gleicher Länge und Höhe repräsentieren die stärker geblähten Exemplare (mit deutlicher Schalenasymmetrie) vermutlich die Weibchen.

Diskussion: Die größere Ausbildung der RK sowie das dort deutlich ausgebildete Schlossohr unterscheidet "Brachycytheridae gen. indet." *inversoalva* n.sp. von allen dem Autor bekannten zu den Brachycytheridae gestellten Arten (PUCKETT, 2002, S. 8). Darüber hinaus lassen diese Merkmale eine generische Abtrennung der neuen Art von den Brachycytheren s.l. sinnvoll erscheinen; daher wird die neue Art nur provisorisch dieser Gruppe zugeordnet. Auf die Aufstellung einer neuen übergeordneten taxonomischen Einheit wird jedoch an dieser Stelle wegen der fehlenden Beobachtungsmöglichkeiten der inneren Merkmale verzichtet.

"Brachycytheridae gen. indet." *inversoalva* n.sp. ist dem Umriss nach entfernt ähnlich zu „B.“ *ekpo* REYMENT (1960), bei dieser liegt jedoch die größte Höhe kurz vor der Mitte und es existiert eine deutliche posterodorsale Einbuchtung. Ebenfalls ähnlich ist „B.“ *shamlami* AL-FURAIH (1985), bei dieser fehlt jedoch ebenfalls das Schlossohr und das Gehäuse ist posterodorsal stärker konvex als bei "B." *inversoalva* n.sp. (abgesehen von der grundsätzlichen Unterscheidung durch die relativen Klappengrößen).

Vorkommen: Einheit 5b der Tisje-Formation (Campan) im Profil Tisje der Ahl-Meskat-Berge von Nordsomalia (Probe Tis 2).

Gattung *Kaesleria* AL-FURAIH 1986
Typusart: *Brachycythere bilirata* AL-FURAIH 1980

Kaesleria bilirata (AL-FURAIH) 1980
Taf. 33, Fig. 3, 4

1980 - *Brachycythere bilirata* sp. nov. - AL-FURAIH, p. 28, Taf. 20, Fig. 1-4, Taf. 29, Fig. 1-4.
1986 - *Kaesleria bilirata* (AL-FURAIH) - AL-FURAIH, p. 703, Taf. 3, Fig. 3, 4.

Material: TUB-SOO-147, 148.

Dimensionen: Länge: 1,07 Höhe: 0,64-0,65 Breite: 0.65-0,67

Diskussion und Verbreitung: Die vorliegenden Stücke aus der unteren Auradu-Formation (Maastricht) der Ahl-Meskat-Berge von Nordsomalia (Profil Biyo Kulule, Probe BKu19) stimmen gut mit der Originalbeschreibung und den dazu gegebenen Abbildungen von AL-FURAIH (1980) überein. Das untersuchte Material ist bei den gleichen Höhen-/Längenverhältnissen für die von AL-FURAIH (op. cit.) für die WW von *K. bilirata* angegebenen Werte allerdings etwas größer. Die Art wurde von AL-FURAIH (1986) erstmalig aus dem obersten Campan bis obersten Maastricht von Saudi Arabien beschrieben.

Kaesleria trahea (AL-FURAIH) 1980
Taf. 33., Fig. 5-9

1980 - *Brachycythere trahea* sp. nov. - AL-FURAIH, p. 29, Taf. 22, Fig. 1-4.

1986 - *Kaesleria trahea* (AL-FURAIH) - AL-FURAIH, p. 708, Taf. 3, Fig. 1, 2, 8.

Material: TUB-SOO-139-144 plus 27 Gehäuse und 7 Klappen.

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:	Breite:
W: TUB-SOO-143 (Probe Tis17):	1,02	0,70	0,64
W?: TUB-SOO-140 (Probe BKu19):	1,04	0,69	0,64
W?: TUB-SOO-139 (Probe BKu19):	1,11	0,73	0,66
M: TUB-SOO-142 (Probe Tis17) :	1,10	0,68	0,64
M?: TUB-SOO-141 (Probe BKu19):	1,19	0,71	0,66

Diskussion: Die vorliegenden Stücke entsprechen gut der Originalbeschreibung und den Abbildungen von AL-FURAIH (1980). Die untersuchten Exemplare sind jedoch geringfügig höher und stärker gebläht als das Typmaterial von *K. trahea*, sowie insgesamt unwesentlich größer. Der von AL-FURAIH (op. cit.) beschriebene Sexualdimorphismus konnte nur in einer Probe eindeutig beobachtet werden (Tis 17, siehe Taf. 33, Fig. 8, 9). Bemerkenswert ist bei gut erhaltenen Exemplaren die krenulierte lamellenartige Struktur, die sich nicht nur wie bei AL-FURAIH abgebildet (1986: Taf. 3, Fig. 1) über die untere Hälfte des Vorderrandes bis zum vorderen Teil des Ventralrandes erstreckt, sondern über den gesamten Ventralrand bis hin zum Caudalfortsatz reicht.

Vorkommen: Die Art wird aus dem obersten Campan und Maastricht von Saudi Arabien beschrieben (AL-FURAIH 1986). Das untersuchte Material aus den Ahi-Meskat-Bergen von Nordsomalia (Profil Tisje, Proben Tis 12, 13, 17; Profil Biyo Kulule, Probe BKu 19) entstammt dem Maastricht der unteren Auradu-Formation.

Kaesleria sp.
Taf. 33, Fig. 10-12

Material: TUB-SOO-97-100, 102, 103 plus 9 Gehäuse und 2 Klappen.

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:	Breite:
TUB-SOO-100 (?W):	0,71	0,45	0,43
TUB-SOO-102 (?W):	0,69	0,46	-
TUB-SOO-99 (?M/Juv.):	0,65	0,41	0,36

Beschreibung:

Äußere Merkmale: Gehäuse in der Lateralansicht suboval; LK > RK, diese im gesamten Dorsalbereich überragend. Größte Länge und Höhe etwa in der Mitte. Vorderrand breit und etwas schief gerundet, nahtlos in den leicht konvexen Dorsalrand übergehend. Hinterrand abgestumpft dreieckig, mit einer schwachen konkaven Einbuchtung oberhalb des deutlich entwickelten, kurzen Caudalfortsatzes und mit einer undeutlich konkaven Partie nahtlos in den mäßig konvexen Ventralrand übergehend. Übergang des Ventralrandes zum Vorderrand wiederum durch eine undeutlich konkave Partie markiert. Die Ornamentierung besteht neben der Ventralrippe lediglich aus einer die ganze Klappe bedeckenden Retikulation aus rundlichen Grübchen, lediglich der Caudalfortsatz ist glatt. Die Ventralrippe ist nur im mittleren Drittel der Klappe etwas hervortretend und überragt den Ventralrand nicht. Eine deutliche Furche befindet sich hinter dem kräftigen, etwas länglichen Augenknoten. Der Bereich des Muskelfeldes ist äußerlich nur wenig markiert und hinten von einer undeutlichen Furche gesäumt.

In der Dorsalansicht ist das geblähte Gehäuse subovoidal mit deutlich komprimiertem Vorder- und Hinterende. Maximale Breite kurz hinter der Mitte.

Innere Merkmale: Wie in der Typusart.

Sexualdimorphismus: Unklar. Größere, stärker geblähte Gehäuse könnten WW repräsentieren; etwas kleinere, niedrigere und schlankere die MM - ebenso gut aber auch Juvenarien des A-1 Stadiums.

Diskussion: Die im Vergleich zu anderen bekannten *Kaesleria*-Arten relativ kleine *K. sp.* ähnelt im Umriss und Ornamentierung in einigen Aspekten *K. bilirata* (AL-FURAIH) 1980, von der sie durch das nach hinten stärker konvergierende Gehäuse und das Fehlen eines mäßig ausgeprägten hinteren Kardinalwinkels abweicht. Ferner liegen bei ihr größte Länge und Höhe etwa in der Mitte. Ähnlicher noch ist *K. falcata* (AL-FURAIH) 1986 aus dem Maastricht von Saudi Arabien, eine insgesamt längere Form mit einer kräftigeren Ventralrippe und einer deutlichen konkaven mediodorsalen Einbuchtung.

Vorkommen: Die vorliegenden Exemplare entstammen der Einheit 5b der Tisje-Formation (Campan) des Profils Tisje der Ahl-Meskat-Berge von Nordsomalia (Probe Tis 2).

Gattung *Glenocythere* AL ABDUL-RAZZAQ 1979
Typusart: *Glenocythere bahreinensis* AL-ABDUL-RAZZAQ, 1979

Bemerkungen: Nach BASSIOUNI (2002, S. 20) ist die Gattung *Glenocythere* AL ABDUL-RAZZAQ 1979 nicht der Unterfamilie der Trachyleberidinae SYLVESTER-BRADLEY 1948, sondern der Familie der Brachycytheridae PURI 1954 zuzuordnen.

Glenocythere bahreinensis AL-ABDUL-RAZZAQ, 1979
Taf. 40, Fig. 1

? 1973 – *Nigeria* IRJ 14 – GROSDIDIER, Taf. 7, Fig. 63 a-f.

1979 - *Glenocythere bahreinensis* n.sp. - AL-ABDUL-RAZZAQ, S. 921, Taf. 1, Fig. 1-6, Taf. 3, Fig. 1.

1979 – *Glenocythere reticulata* n.sp. - AL-ABDUL-RAZZAQ, S. 927, Taf. 2, Fig. 1-4, Taf. 3, Fig. 2, 3.

1981 - *Glenocythere bahreinensis* AL-ABDUL-RAZZAQ – AL-ABDUL-RAZZAQ und GROSDIDIER, S. 188, Taf. 1, Fig. 5.

1981 - *Glenocythere reticulata* AL-ABDUL-RAZZAQ – AL-ABDUL-RAZZAQ und GROSDIDIER, S. 188, Taf. 1, Fig. 6.

1983 - *Glenocythere bahreinensis* AL-ABDUL-RAZZAQ – AL-FURAIH, S. 3, Taf. 1, Fig. 4, 5.

1991 - *Glenocythere bahreinensis* AL-ABDUL-RAZZAQ – SZECHURA et al., S. 24, Taf. 6, Fig. 1-5.

1991 – *Veenia (Nigeria)* sp. 1 – ANDREU-BOUSSUT, S. 688, Taf. 66, Fig. 7-9, Taf. 67, Fig. 1, 2.

Material: TUB–SOU–4, plus 7 Gehäuse.

Dimensionen: Länge: 1,08 Höhe: ~ 0,52 Breite: 0,70

Diskussion: Nach SZECHURA et al. (1991) ist *G. reticulata* AL-ABDUL-RAZZAQ synonym zu *G. bahreinensis* AL-ABDUL-RAZZAQ. *G. bahreinensis* ist somit eine Art, die von diesen Autoren als hochvariabel in ihren Dimensionen und ihrer Ornamentierung (Ausmaß/Intensität der Retikulation) angesehen wird. Bei dem in der vorliegenden Arbeit abgebildeten Exemplar handelt es sich demnach um ein extrem großes Exemplar ohne jegliche Retikulation.

Vorkommen: *Glenocythere bahreinensis* AL-ABDUL-RAZZAQ sensu SZECHURA et al. (1991) ist aus dem ?höheren Alb – mittleren Cenoman von Iran und der arabischen Halbinsel, sowie dem Cenoman von Ägypten

ten bekannt. Die von ANDREU (1991) als *Veenia (Nigeria)* sp. 1 abgebildeten Exemplare aus dem Cenoman von Algerien sind wahrscheinlich ebenfalls zu dieser Art zu stellen. Das vorliegende Material entstammt dem unteren bis mittleren Cenoman der Tisje-Formation (Einheit 4) im Manna'a (Probe Man 68) und Profil Xabaal Garure (Probe, XGa 91) von Nordsomalia.

Glenocythere cf. *bahreinensis* AL-ABDUL-RAZZAQ, 1979
Taf. 41, Fig. 4, 6-8

cf. 1979 - *Glenocythere bahreinensis* n.sp. - AL-ABDUL-RAZZAQ, S. 921, Taf. 1, Fig. 1-6, Taf. 3, Fig. 1.

Material: TUB-SOU-1-3, 248x plus 25 Gehäuse und 2 Klappen.

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:	Breite:
W:	1,02	0,63	-
M:	0,96	0,55	0,58

Diskussion: Die vorliegenden Stücke sind sehr ähnlich zu *Cythereis* IRC 2 GROSDIDIER (1973) und lassen sich ebenfalls gut mit *G. bahreinensis* AL-ABDUL-RAZZAQ (1979) vergleichen. Sie weichen jedoch von *G. bahreinensis* s.s. durch den etwas verlängerten, nur undeutlich von der Mittelrippe abgesetzten zentralen Muskelknoten sowie vor allem durch das Fehlen einer nach vorne/oben gerichteten Umbiegung der Ventralrippe deutlich ab (siehe Taf. 41, Fig. 7). Weiterhin sind die Gehäuse von *G. cf. bahreinensis* im Vergleich länger und niedriger als *G. bahreinensis* s.s.

In der Dorsalansicht sind die Gehäuse von *G. cf. bahreinensis* im gesamten medianen Bereich hinter dem Augenknoten dorsal durch einen breiten, glatten, abgeflachten Bereich gekennzeichnet (siehe Taf. 41, Fig. 4b, 7b), der auch in *G. triangularis* AL-ABDUL-RAZZAQ (1979, pl. 2, Fig. 8) und, etwas weniger scharf abgegrenzt, in „*G.*“ *klitzschi* n.sp. dieser Arbeit zu beobachten ist. In *G. alfurahi* BASSIOUNI; 2002 liegt die größte Länge des Gehäuses im Gegensatz zu *G. cf. bahreinensis* annähernd ventral; ebenso fehlt dieser Art der in der Dorsalansicht deutliche, breit abgeflachte Bereich. Der Schlossbau von *G. cf. bahreinensis* ist identisch zu „*G.*“ *klitzschi* n.sp. (s.u.). Für weitere Anmerkungen siehe „*G.*“ *klitzschi* n.sp. und *G. bahreinensis*.

Vorkommen: Das vorliegende Material entstammt dem (tieferen) Alb der Tisje-Formation (Einheit 3) der Profile Las Koreh (Probe LKo 13) und Xabaal Garure (Probe XGa 67a) von Nordsomalia.

„*Glenocythere*“ *klitzschi* n.sp.
Taf. 41, Fig. 9-11

Diagnose: Eine unter Vorbehalt der Gattung *Glenocythere* AL-ABDUL-RAZZAQ 1979 zugeordnete große Art mit sehr undeutlich ausgeprägter Mittel- und Ventralrippe. Zentraler Muskelknoten deutlich, sehr breit, nach hinten durch einen tiefen Sulcus von der Mittelrippe scharf abgesetzt; durch eine breite Anschwellung mit der vorne nur undeutlich wahrnehmbaren ventralen Rippe verbunden. Oberfläche durchgehend mit einer rundlichen bis polygonalen Retikulation überzogen.

Schloss amphidont/heterodont mit gekerbter Furche des mittleren Schlosselements in der rechten Klappe.

Holotyp: TUB-SOU-88 (W).

Paratypen: TUB-SOU-87, 89 plus 3 Gehäuse und 3 Klappen.

Derivatio nominis: Benannt nach Prof. Dr. Emer. E. Klitzsch, Begründer des SFB 69 an der TU-Berlin.

Locus typicus: Ahl-Medo-Berge von Nordsomalia, Profil Tisje.

Stratum typicum: Untere Tisje-Formation im Profil Xabaal Garure (Einheit 3, Probe XGa61a), unteres Alb.

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:	Breite:
W (Holotyp):	0,86	0,49	-
W:	0,82	0,49	0,45
M:	1,01	0,52	0,46

Beschreibung:

Äußere Merkmale: Gehäuse in der Seitenansicht annähernd rechteckig mit nach hinten nur mäßig abfallendem Dorsal- und Ventralrand. Vorderrand in den WW gut, in den MM oben etwas schief gerundet. Hinterende breit gerundet bei den MM, gerundet dreieckig bei den WW. Dorsal- und Ventralrand annähernd grade und durch Dorsalrippe bzw. ventrale Anschwellung überdeckt. Hinteres Schlossohr kurz vor dem Hinterende. Größte Höhe am vorderen, mäßig entwickelten Schlossohr bei etwa 1/4 der Länge, größte Länge bei etwa 1/3 der Höhe. LK > RK, diese bis auf die unteren 2/3 des Vorderrandes vollständig überlappend. Die Ornamentierung besteht aus deutlicher Dorsal- und undeutlich begrenzter Mittel- und Ventralrippe. Muskelknoten groß, rundlich, retikuliert. Die Dorsalrippe beginnt kurz hinter und unter dem kleinen, aber deutlichen Augenknoten; von dem sie durch eine breite Furche getrennt ist. Sie erhebt sich vor der Mitte über den Dorsalrand und endet, unterbrochen durch eine leichte konkave Einbuchtung, kurz hinter der Mitte bei etwa 3/4 der Länge, wo sie sich in der unregelmäßigen Retikulation verliert. Die Mittelrippe ist nur im hinteren Drittel als breite Anschwellung wahrzunehmen und durch einen breiten Sulcus von den vom Vorderrand hin rasch ansteigenden und nach hinten steil abfallenden Muskelknoten getrennt. Die ventrale Rippe ist ebenso wie die Mittelrippe nur als breite Anschwellung in der hinteren Hälfte der Klappe wahrnehmbar. Sie bildet sich ab der Schalenmitte aus einer breiten, den Muskelknoten vorn/unten begleitenden Anschwellung heraus und endet in einer breiten, stumpfen Erhebung bei etwa 4/5 der Länge. Eine grobmaschige, unregelmäßige Retikulation aus rundlichen, teils polygonalen Poren überzieht das gesamte Gehäuse; nur auf dem vom Rest des Gehäuses deutlich abgesetzten Bereich vor dem Muskelknoten ist die dort aus annähernd rechteckigen Maschen bestehende Retikulation in zum Vorderrand parallelen Reihen angeordnet.

Gehäuse in der Dorsalansicht annähernd hexagonal mit relativ breitem, vom Rest des Gehäuses klar abgesetztem Vorderteil und annähernd parallelen, nur durch den tiefen Sulcus unterbrochenen Flanken, die bei etwa 3/4 der Länge allmählich zum Hinterende abfallen.

Innere Merkmale: Schloss amphidont/heterodont; in der RK vorne mit einem undeutlich gekerbten rundlichen Zahn, gefolgt von einer zum Schaleninneren abgegrenzten Grube mit anschließender, sich nach Hinten verjüngender, gekerbter Furche. Hinterer Schlosszahn länglich; gekerbt. Randliche Porenkanäle einfach, hinten ca. 12 in den unteren 2/3; vorne ca. 18, oben weit, unten eng stehend. Muskelfeld nicht erkennbar.

Sexualdimorphismus: Deutlich; vermutete WW kürzer und im Verhältnis höher und dicker als vermutete MM; WW hinten spitzer zulaufend als MM.

Diskussion: Die generische Zuordnung der neuen Art erweist sich als problematisch. Die Untergattung *Hemiglenocythere* (BABINOT et al., 2009) aus dem Alb und Cenoman von Madagaskar ist durch ein hemiamphidontes Schloß (mit glatter Schlossleiste in der Typusart *G. (H.) robusta*) charakterisiert. Nach den äusseren Merkmalen mit Ventral-, Mittel- und leicht unterbrochener Dorsalrippe (etc.) ließe sich die Art der Gattung *Cythereis* JONES 1849 (sensu GRUENDEL, 1973) zuordnen; weicht jedoch im Schlossbau durch die gekerbte Furche in der RK deutlich ab. Der entfernt *Veenia*-ähnliche Umriss sowie die Ornamentierung

lässt jedoch Beziehungen zu *Glenocythere* AL ABDUL-RAZZAQ 1979 mit der Typusart *G. bahreinensis* AL-ABDUL-RAZZAQ (op.cit.) erkennen, wobei auch der Schlossbau weitgehend übereinstimmt (einzige Abweichung: Der vordere Schlosszahn in „G.“ *klitzschi* n.sp. ist nicht abgestuft). Die neue Art ist nach ihren externen Merkmalen auch sehr ähnlich zu *Costacythere* GRÜNDEL 1974 mit der Typusart *C. ornato-reticulata* (REYMENT, 1963), von der sie allerdings durch die wenigen, weitstehenden randlichen Porenkanäle (anstelle von zahlreichen engstehenden) sowie den tiefen Sulcus kurz vor der Schalenmitte abweicht. Die Arten der ebenfalls ähnlichen Gattung *Rushdisaidina* BASSIOUNI und LUGER 1990 weisen ebenfalls deutlich mehr randliche Porenkanäle auf; zudem sind im Schlossbau dieser Formen Abweichungen zu beobachten: Die Endzähne sind bestenfalls angedeutet krenuliert und die mittlere Schlossleiste ist glatt.

Morphologisch ähnlich ist auch *G. cf. bahreinensis* aus dem höheren Alb des Profils Las Koreh, die sich durch ihre deutlicher ausgeprägten Rippen sowie ihr niedrigeres Gehäuse ebenso wie durch die für *Glenocythere* typische Abwesenheit eines tiefen Sulcus vor der Schalenmitte von „G.“ *klitzschi* n.sp. unterscheidet.

Nach dem vorliegenden Material und den aus der Literatur bekannten Daten (s.u. *G. bahreinensis*) könnte etwa folgende Entwicklungsreihe bestehen: „G.“ *klitzschi* n.sp. (tieferes Alb) > *G. cf. bahreinensis* (höheres Alb) > *G. bahreinensis* (oberstes Alb?/Cenoman), wobei *G. cf. bahreinensis* durch deutlichere Rippen und eine Angleichung an den *Veenia*-ähnlichen Umriss mit einer Verstärkung des (postero)dorsalen Höckers aus „G.“ *klitzschi* n.sp. hervorgegangen, und schließlich durch eine Trennung zwischen Muskelknoten und der nach vorne/oben umbiegenden Ventralrippe in *G. bahreinensis* übergegangen wäre. Aus diesem Grund wird hier, trotz der abweichenden externen Merkmale, eine Zuordnung der neuen Art zur Gattung *Glenocythere* bevorzugt.

Äußerliche Ähnlichkeiten zu „G.“ *klitzschi* n.sp. weisen auch einige Morphotypen von *Oertliella tafayensis* REYMENT (1978) aus dem oberen Cenoman/Turon Marokkos (e.g. REYMENT, 1978, Taf. 1, Fig. 5, 13; REYMENT, 1979, Taf. 1, Fig. 3) oder Algeriens auf (ANDREU, 1991, Morphotyp C, Taf. 71, Fig. 1, 2); die sich jedoch durch ihre nicht gekerbten Schlosselemente (s. REYMENT, 1979, Taf. 1, Fig. 1) von „G.“ *klitzschi* n.sp. unterscheiden.

Vorkommen: „G.“ *klitzschi* n.sp. tritt in Nordsomalia im unteren Alb der Tisje-Formation des Profils Xabaal Garure (Einheit 3, Proben XGa 61a, 61b) auf.

„*Glenocythere*“ sp.
Taf. 41, Fig. 12, 13; Taf. 42, Fig. 16

1973 – Nigeria IRC 3 – GROSDIDIER, Taf. 7, Fig. 62 a-c.

?1988 - *Glenocythere reticulata* AL-ABDUL-RAZZAQ – ATHERSUCH, Taf. 4, Fig. 7, 8.
(non: *Glenocythere reticulata* AL ABDUL-RAZZAQ, 1979).

?1994 - *Glenocythere reticulata* AL-ABDUL-RAZZAQ – ATHERSUCH, Taf. 12.3, Fig. 8.

Material: TUB–SOU–146, 147, 293 plus 2 Gehäuse.

Dimensionen: Länge: 0,73-0,83 Höhe: 0,41-0,53

Diskussion: Die wenigen vorliegenden Stücke mit *Glenocythere*-typischem Schloss ähneln im Umriss und Ornamentierung stark *G. reticulata* AL ABDUL-RAZZAQ (1979; = *G. bahreinensis* AL-ABDUL-RAZZAQ, 1979). Die im Vergleich zu dieser Art etwas kleineren Stücke weichen aber in folgenden Merkmalen deutlich

ab: Der Vorderrand ist schwach bis kräftig bezähnt; die Mittelrippe ist lang und nicht von einem Sulcus unterbrochen und die Vorderrandrippe biegt vorne nicht nach oben um.

„G.“ sp. tritt in Nordsomalia in den gleichen Proben wie *G. bahreinensis* auf, welche im untersuchten Material nur durch die nicht ornamentierte Variante vertreten ist; Juvenarien dieser Art treten im untersuchten Material nicht auf und sind auch in der Literatur bisher nicht beschrieben. Es kann daher - trotz der vorhandenen adult-Merkmale von „G.“ sp. (gut entwickelt: Randzone und Schloss) - nicht völlig ausgeschlossen werden, dass es sich bei „G.“ sp. um Juvenarien zu *G. bahreinensis* handelt.

In der Art der Berippung ist „G.“ sp. auch ähnlich zu „G.“ *klitzschi* n.sp., von der sie jedoch durch die hinten deutlich niedrigeren Gehäuse klar abweicht.

Vorkommen: Unteres bis mittleres Cenoman der Tisje-Formation (Einheit 4) der Profile Manna'a (Probe Man 68) und Xabaal Garure (Probe XGa 91).

Familie Bythoceridae SARS 1926
Gattung *Bythoceratina* HORNIBROOK 1952
Typusart: *Bythoceratina mestayerae* HORNIBROOK, 1952

Bythoceratina kallenbachi n.sp.
Taf. 34, Fig. 1-4

Diagnose: Eine neue, kleine bis mittelgroße retikulierte und multituberculate Art der Gattung *Bythoceratina* mit je einem kräftigen dorsalen und ventralen Dorn unmittelbar hinter dem flachen dorsomedianen Sulcus. Subdorsaler Caudalfortsatz im adulten Stadium lang und spitz ausgezogen.

Holotyp: TUB-SOU-126 (Taf. 34, Fig. 1).

Paratypen: TUB-SOU-123, 124, 187 plus 3 Gehäuse und 3 Klappen.

Derivatio nominis: In Memoriam Prof. Dr. K.H. Kallenbach; ehemaliger Professor der TU- Berlin und Leiter des Teilprojektes A3 im SFB 69, der zahlreiche erfolgreiche geologische Expeditionen (u.a. mit dem Autor) in Ägypten und Somalia durchführte.

Locus typicus: Profil Xabaal Garure, Nordsomalia.

Stratum typicum: Mergel des unteren oberen Apt der Tisje-Formation mit planktonischen Foraminiferen (Einheit 2 der Tisje-Formation, Probe XGa 36).

Dimensionen: Länge: 0,56-0,60 Höhe: 0,25-0,27 Breite: 0,35-0,41

Beschreibung:

Äußere Merkmale: Gehäuse in der Seitenansicht annähernd rechteckig mit spitz ausgezogenem Caudalfortsatz. Vorderrand breit, im oberen Teil etwas schief gerundet. Dorsalrand grade; Ventralrand im vorderen Drittel mit einer flachen konkaven Einbuchtung, dahinter mäßig konvex und im hinteren Drittel steil zum subdorsalen Caudalfortsatz ansteigend. Caudalfortsatz mäßig lang, mit konkav eingebuchteten Seiten. Größte Länge oberhalb der Mitte, größte Höhe kurz hinter der Mitte. LK nur unwesentlich größer als RK. Die Ornamentierung besteht aus unterschiedlich kräftigen Knoten und Dornen sowie Retikulation. Die obere Schalenhälfte wird von vier unterschiedlich ausgebildeten ovalen Knoten überzogen, zwischen diesen Anschwellungen ist das Gehäuse Sulcus-artig eingebuchtet. Hierbei überragen die vorderen drei - nach hinten an Stärke zunehmend - den Dorsalrand; wobei der hinterste der drei Buckel-artig ausgebildet ist und den Dorsalrand deutlich überragt. Dieser Buckel wird zum Innenrand von einer scharfgratigen Rippe begrenzt, die nach hinten vor dem posterodorsalen Winkel endet. Die vorderste Anschwellung verläuft ± senkrecht und ist in ihrem untersten Teil stark verdickt, wodurch sie dort einen rundlichen, seitlich hervorstehenden Knoten bil-

det. Die hinterste der vier Anschwellungen bildet subdorsal einen breiten rundlichen Knoten, der seitlich ebenfalls weit hervorsteht. Posteroventral tritt ein kräftiger, zylindrischer, weit hervorstehender Dornen-artig erweiterter Knoten heraus. Nur in der Dorsalansicht deutlich hervorstehend ist ein weiterer kleiner anteroventraler Knoten, der sich auf einer Linie zwischen dem posteroventralen und dem rundlichen Knoten der vorderen Anschwellung befindet. Die Schalenwölbung ist vorn, hinten sowie ventral abgesetzt und komprimiert. Mit Ausnahme des abgesetzten vorderen Gehäuseteils, des Caudalfortsatzes und der Spitzen der Knoten ist die gesamte Schalenoberfläche mit einer engmaschigen feinen rundlichen bis polygonalen Retikulation überzogen; auf dem ventralen Teil der ventralen Carapax-Aufwölbung befinden sich 4-5 in Längsrichtung verlaufende feine Striae.

In der Dorsalansicht ist das Gehäuse unregelmäßig Pfeilspitzen-förmig mit abgesetztem, spitzdreieckigem Vorderende. Dahinter steigen die Flanken, durch die beiden vorderen lateralen Knoten Blasen-artig aufgeworfen, zum hinter der Mitte gelegenen ventralen Dorn allmählich an, danach fallen sie steil ab. Das hintere Drittel wird von dem ebenfalls blasig aufgeworfenen hinteren subdorsalen Knoten dominiert, von dem aus die Flanken zu dem nur wenig abgesetzten, spitzen Caudalfortsatz allmählich abfallen. Größte Breite am posteroventralen Dorn kurz hinter der Mitte.

Innere Merkmale: Schloss der Gattung entsprechend; in der RK mit kleinen länglichen Endzähnen und langer grader mittlerer, an ihren Enden eingesenkter Schlossfurche. Schlossfurche möglicherweise feinkrenuliert (Erhaltung).

Sexualdimorphismus: Unklar.

Diskussion: Ein Juvenarium der neuen Art aus Probe Dha 26 (A-1/A-2?, O.Nr. TUB-SO 187, Taf. 34, Fig. 3) weist bei prinzipiell gleicher Anlage der Beknotung nur einen sehr schmalen Vorderrand und einen breiten Hinterrand ohne Anzeichen eines Caudalfortsatzes auf.

B. kallenbachi n.sp. kann mit keiner beschriebenen Art der Gattung aus ähnlichen stratigraphischen Niveaus verglichen werden. *B. sp. A*, eine vermutlich verwandte, etwas ähnliche Art aus dem Alb Somalias weicht vor allem durch die fehlende dorsale Beknotung ab (s.u.).

Vorkommen: Unteres oberes Apt der Tisje-Formation von Nordsomalia (Einheit 2); die Art tritt ausschließlich in den offenmarinen Mergeln des Sublitorals mit planktonischen Foraminiferen auf (Profil Xabaal Garure, Probe XGa 36, Profil Dhadhabo, Proben Dha 25, 26).

Bythoceratina sp. A
Taf. 33, Fig. 14

Material: TUB-SOU-127

Dimensionen: Länge: 0,45 Höhe: 0,26 Breite: 0,30

Beschreibung:

Äußere Merkmale: Der kleine Carapax, möglicherweise ein Juvenarium, ist in der Seitenansicht annähernd rechteckig. Dorsalrand grade, Ventralrand in der Mitte durch ventrale Carapax-Aufwölbung überhangen. Vorderrand breit gerundet. Der (posterodorsal leicht beschädigte) Hinterrand steigt im unteren Viertel rasch, leicht konvex geschwungen, zum oberhalb der Mitte gelegenen, stumpfwinkeligen Hinterende an; der oberste Teil ist gerundet rechteckig. Größte Länge oberhalb der Mitte, größte Höhe etwa in der Mitte. Nach 1/4 der Länge erhebt sich hinter dem breiten und gut abgesetztem Vorderende ein breiter, länglich-ovaler, nach hinten/oben gerichteter wulstiger Knoten, der durch einen deutlichen senkrechten medianen Sulcus von ei-

ner weiteren subdorsalen Anschwellung im hinteren Teil der Klappe getrennt ist. Die ventrale Carapax-Aufwölbung beginnt etwas oberhalb des Ventralrandes etwa auf gleicher Höhe wie der vordere subdorsale Knoten, von dem sie durch eine flache, in Längsrichtung verlaufende Furche getrennt ist. Sie überhängt den Ventralrand schon kurz nach ihrem Beginn und steigt dabei rasch zu einem auf ihr vor dem medianen Sulcus gelegenen vorderen Knoten an; hinter dem Sulcus entspringt aus ihr ein breiter, seitlich steil herausragender rundlicher Dorn, hinter dem sie rasch nach hinten/oben zum abgesetzten Hinterrand abfällt. Gehäuse in der Dorsalansicht unregelmäßig Pfeilspitzen-förmig mit klar abgesetztem, spitz-dreieckigem Vorderende. Flanken im vorderen Teil durch den subdorsalen und dem vor dem Sulcus gelegenen Knoten auf der ventralen Carapax-Aufwölbung blasig aufgeworfen; am medianen Sulcus etwas eingesenkt, wodurch der kurz hinter der Mitte gelegene ventrale Dorn besonders deutlich hervorgehoben wird. Vom Hinterende des Dorns fallen die Flanken allmählich zu dem nur wenig abgesetzten, spitzen Hinterende ab. Größte Breite am ventralen Dorn.

Diskussion: *B. sp. A* ist von der Anlage der Beknotung recht ähnlich zu *B. kallenbachi* n.sp. aus dem unteren oberen Apt Nordsomalias, weicht jedoch von dieser Art durch die fehlenden dorsalen Knoten sowie die den Ventralrand deutlich überhängende ventrale Carapax-Aufwölbung ab.

Vorkommen: Alb der Tisje-Formation im Profil Las Koreh (Einheit 3, Probe LKo 14).

Bythoceratina sp. B
Taf. 34, Fig. 5, 9

Material: TUB-SOO-86, 311.

Dimensionen: Länge: 0,53-0,60 Höhe: 0,27-0,30

Beschreibung:

Äußere Merkmale: Gehäuse klein, in der Seitenansicht suboval mit spitz ausgezogenem, caudatem Hinterende. Größte Höhe bei ca. 1/3 der Länge, größte Länge subdorsal. Vorderrand breit gerundet, dorsal abgeflacht, weit hervorstehend. Dorsalrand grade, Ventralrand in den vorderen 2/3 ebenfalls grade; beide Ränder in diesem Teil subparallel. Ventralrand im hinteren Drittel grade und rasch zum relativ langen, subdorsal gelegenen Caudalfortsatz ansteigend, Caudalfortsatz über eine kurze konkave Einbuchtung mit dem Dorsalrand verbunden. Vorderer und hinterer Kardinalwinkel deutlich ausgebildet. Ventralrand im mittleren Teil geringfügig von der ventrolateralen Carapax-Aufwölbung verdeckt. Kurz hinter der Mitte ist ein seitlich hervorstehender, spitzer Dorn entwickelt. Eine breite und flache posterodorsale Gehäuseanschwellung überragt den Dorsalrand mäßig. Oberfläche der Klappen bis auf den Caudalfortsatz durchweg mit einer überwiegend rundlichen Retikulation überzogen.

Gehäuse in der Dorsalansicht symmetrisch oval mit seitlich weit hervorstehenden Dornen und deutlich komprimiertem Vorderrand sowie längerem, ebenso komprimiertem Caudalfortsatz.

Innere Merkmale: Nicht zugänglich.

Sexualdimorphismus: Unklar.

Vorkommen: Campan der Tisje-Formation (Einheit 5b, Probe Tis 2) sowie Maastricht der unteren Auradu-Formation (Probe Tis 17) im Profil Tisje der Ahl-Meskat-Berge von Nordsomalia.

„*Bythoceratina*“? sp.
Taf. 33, Fig. 15

Bemerkungen: Es liegt nur eine schlecht erhaltene linke Klappe (TUB–SOU-125; Länge: 0,41, Höhe: 0,20) dieser unregelmäßig beknoteten Art aus dem Alb der Tisje-Formation im Profil Xabaal Garure (Einheit 3, Probe XGa 67) vor.

Gattung *Monoceratina* ROTH 1928
Typusart: *Monoceratina ventrale* ROTH, 1928

Monoceratina sp. VIVIERE, 1985
Taf. 34, Fig. 6

1985 – *Monoceratina*? sp. – VIVIERE, S. 152, Taf. 3, Fig.12.

Material: TUB–SOU–294 plus 1 Gehäuse.

Dimensionen: Länge: 0,56 Höhe: 0,25 Breite: 0,28

Diskussion: Trotz ihrer nur mangelhaften Erhaltung lassen sich zwei Exemplare der Gattung *Monoceratina* aus dem unteren Cenoman des Tisje-Formation des Profils Manna'a (Einheit 4, Probe Man 68) sehr gut mit dem von VIVIERE (1985) als *Monoceratina*? sp. abgebildeten Exemplar aus dem oberen Cenoman von Algerien vergleichen, mit dem sie in Umriss, Dimensionen und Ornamentierung gut übereinstimmen. Die dorsal beschädigten Exemplare aus Nordsomalia lassen ventral noch gut die sich in Längsrichtung erstreckenden feinen Striae erkennen; in der Dorsalansicht sind Relikte eines flachen medianen Sulcus wahrnehmbar.

„*Monoceratina*“? sp.
Taf. 34, Fig. 7, 8

Material: TUB–SOU–249x, 250x.

Dimensionen:	Länge:	Höhe:	Breite:
?W::	0,46	0,29	0,19
?M:	0,51	0,28	0,22

Beschreibung:

Äußere Merkmale: Gehäuse klein, in der Seitenansicht annähernd rautenförmig. LK etwas größer als RK. Größte Höhe vor der Mitte bei ca. 1/4 (?W) bis 1/3 (?M) der Länge; größte Länge auf halber Höhe. Dorsalrand hinter dem kräftigen, konvexen vorderen Kardinalwinkel annähernd grade und steil (?W) bis deutlich (?M) zu dem kräftigen, langem und spitzen Caudalfortsatz abfallend. Vorderrand abgerundet dreieckig: vom vorderen Kardinalwinkel bis zum eng gerundeten Vorderende grade, und steil (?W) bis deutlich (?M) abfallend. Ventraler Teil des Vorderrandes mäßig konvex und übergangslos mit dem ebenmäßig konvex gerundeten Ventralrand verbunden. Übergang des Ventralrandes zum Caudalfortsatz konkav geschwungen. In beiden Klappen überhängt die ventral stärker geschwollene Carapax-Aufwölbung den Ventralrand, wobei der Überhang in der LK kräftiger ausgebildet ist. Ein deutlich ausgeprägter Sulcus verläuft schief subparallel anterodorsal/anteroventral zum dorsalen Teil des Vorderrandes wenig hinter dem vorderen Kardinalwinkel bis kurz oberhalb des Ventralrandes. Die Schalenoberfläche ist bis auf den Caudalfortsatz und mediodorsal mit einer Retikulation aus rundlichen und polygonalen Maschen überzogen.

In der Dorsalansicht ist das Gehäuse länglich suboval mit stumpfem Vorderende und komprimiertem Caudalfortsatz. Das Vorderende ist breit und flach gerundet, dabei ist die Berührungslinie der beiden Klappen eingesenkt. Die Flanken steigen nach einer deutlichen, durch den Sulcus verursachten, Einsenkung bei etwa 1/4 der Länge allmählich zu der kurz hinter der Mitte gelegenen maximalen Breite an, um danach ebenso allmählich zum deutlich abgesetzten Caudalfortsatz abzufallen.

Innere Merkmale: Nicht zugänglich.

Sexualdimorphismus: Das längere und niedrigere Exemplar könnte möglicherweise ein M der Art repräsentieren.

Diskussion: Diese wahrscheinlich neue Art lässt sich wegen ihrer besonders in der Dorsalansicht außergewöhnlichen Form und der unbekannt inneren Merkmale weder einer bekannten Gattung eindeutig zuordnen noch mit bekannten Arten sinnvoll vergleichen. Ihre Zuordnung zur Gattung *Monoceratina* erfolgt lediglich wegen oberflächlicher Ähnlichkeiten (i.e.: langer, grader Dorsalrand mit kräftigem Caudalfortsatz, kräftiger Sulcus, ventral kräftig geschwollene und den Ventralrand überhängende Carapax-Aufwölbung).

Vorkommen: Unteres Alb der Tisje-Formation von Nordsomalia im Profil Xabaal Garure (Einheit 3, Probe XGa 61a) der Ahl-Medo-Berge.

Familie Cytherideidae SARS 1925
Unterfamilie Cytherideinae SARS 1925

Gattung *Dolocytheridea* TRIEBEL 1938
Typusart: *Cytheridea hilseana* ROEMER, 1841

“*Dolocytheridea*”? sp. aff. *D. atlasica* BASSOULLET und DAMOTTE, 1969
Taf. 35, Fig. 1, 2, 5, 9

aff. 1969 - *Dolocytheridea atlasica* n.sp. - BASSOULLET und DAMOTTE, S. 139, Taf. 2, Fig. 9 a-d.

Material: TUB–SOO–3-5, 22-25 plus 35 Gehäuse und 1 Klappe..

Dimensionen: Länge: 0,68-0,73 Höhe: 0,37-0,38 Breite: 0,34-0,36

Diskussion: In Umriss und Dimensionen ähneln die betrachteten Exemplare deutlich *D. atlasica* BASSOULLET und DAMOTTE, 1969, von der sie durch den (im Vergleich zum Typmaterial) etwas flacher gekrümmten hinteren Teil des Dorsalrandes sowie ihr etwas breiteres Gehäuse abweichen. Die inneren Merkmale sind im vorliegenden Material allerdings nicht zugänglich, weshalb die Zuordnung zur Gattung *Dolocytheridea* nicht eindeutig ist.

Vorkommen: Einheit 5b der Tisje-Formation (Campan) im Profil Tisje (Probe Tis 2) und untere Auradu-Formation (Maastricht) in den Profilen Biyo Kulule (Probe BKu 19) und Tisje (Proben Tis 12, 17) der Ahl-Meskat-Berge von Nordsomalia.

Dolocytheridea? sp.
Taf. 35, Fig. 6, 10

Material: TUB–SOU–114, 115 plus 2 Gehäuse.

Dimensionen: Länge: 0,76-0,86 Höhe: 0,41-0,42 Breite: 0,36-0,38

Beschreibung:

Äußere Merkmale: Gehäuse in der Seitenansicht langgestreckt-oval. Vorderrand breit gerundet, im obersten Teil abgeflacht und nahtlos in den niedrig konvexen Dorsalrand übergehend. Hinterrand unten eng gerundet, oben relativ steil ansteigend und mit einem undeutlichen Knick mit dem Dorsalrand verbunden. Ventralrand fast grade. Größte Höhe in der Mitte, größte Länge subventral.

Gehäuse in der Dorsalansicht Linsen-förmig, mit etwas steiler abfallendem Hinterende. Größte Breite kurz hinter der Mitte.

Innere Merkmale: Nicht zugänglich.

Sexualdimorphismus: Unklar, Männchen möglicherweise länger als Weibchen.

Diskussion: *Dolocytheridea?* sp. ähnelt entfernt *D. berberica* DAMOTTE (1984) aus dem Cenoman von Algerien, von der sie sich jedoch im Umriss der Seitenansicht gut unterscheiden lässt. Ähnlich ist ebenfalls *Dolocytheridea* sp. ROSENFELD und RAAB (1984, Taf. 1, Fig. 29), die sich von *D.?* sp. ebenso durch die deutlich vor der Mitte gelegene größte Höhe unterscheidet.

Vorkommen: *Dolocytheridea?* sp. tritt im unteren Alb der Tisje-Formation von Nordsomalia im Profil Xabaal Garure (Einheit 3, Proben XGa 60b, 61a) auf.

Gattung *Ovocytheridea* GREKOFF 1951 emend. GREKOFF (1962)
 Typusart: *Ovocytheridea nuda* GREKOFF, 1951

Ovocytheridea? sp.
 Taf. 35, Fig. 13, 14, 17, 18, 22, 23

Material: TUB-SOO-87-92 plus 6 LK.

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:
LK:	0,76-0,79	0,54-0,55
RK:	0,67-0,70	0,42-0,45

Beschreibung:

Äußere Merkmale: Gehäuse mittelgroß bis groß, in der Seitenansicht asymmetrisch suboval; LK >> RK. Vorderrand ebenmäßig breit gerundet; Dorsalrand stark konvex, hinter der Mitte rasch zum Hinterende abfallend. Hinterrand eng gerundet, stark asymmetrisch, etwas zugespitzt in der LK. Ventralrand grade in der RK, mäßig konkav in der LK. Größte Länge unterhalb der Mitte; Hinterende ventral in RK, auf gleicher Höhe wie maximale Länge in LK. Größte Höhe etwa in der Mitte. Oberfläche glatt, wenig vor der Mitte undeutlich eingesenkt. Augenknoten nicht entwickelt.

Gehäuse in der Dorsalansicht rautenförmig mit abgestumpften Enden; größte Breite in der Mitte.

Innere Merkmale: Schloss merodont, in der LK vorne mit einer breiten, tiefen, langen und stark gekerbten Grube, gefolgt von einer sehr kurzen Leiste und dahinter gelegener flacher, enger, ?gekerbter Grube. Schloss der RK komplementär; oberhalb des mittleren Schlosselements befindet sich eine kurze, deutliche Leiste - weshalb die Anwesenheit einer Ausweichfurchung in der LK wahrscheinlich erscheint, jedoch wegen des nur mangelhaft erhaltenen Materials nicht eindeutig zu identifizieren ist. Innenlamelle vorn und ventral breit und mit dem Innenrand verwachsen. Eine RK (mit stark abradierten Schlosszähnen, Taf. 35, Fig. 23) weist an der posteroventralen „Spitze“ zwischen dem nach innen umbiegenden Außenrand und der

Randzone eine kleine, geschlossene rundliche Grube auf; die Randzone ist an dieser Stelle leicht konkav eingebuchtet.

Sexualdimorphismus: Unklar.

Diskussion: Die Zuordnung der vorliegenden Art zur Gattung *Ovocytheridea* GREKOFF 1951 emend. GREKOFF 1962 ist nicht unproblematisch. Zwar stimmen äußerer Habitus und Schlossbau prinzipiell mit dieser überein, jedoch ist bei der Typusart der Gattung nach GREKOFF (1962) der vordere Schlosszahn glatt; und nicht krenuliert, wie von REYMENT (1960) und BENSON et al. (1961, in Moore (Ed.): Treatise) angegeben. Ein merodontes Schloss mit einem ebenfalls sehr großen und grob krenulierten vorderen Schlosszahn weist bei ansonsten sehr ähnlicher Gehäusemorphologie die ebenfalls ursprünglich aus der höheren Oberkreide von W-Afrika beschriebene Gattung *Cophinia* APOSTOLESCU 1961 auf, wobei bei dieser allerdings das mittlere Schlosselement deutlich länger ist als bei *Ovocytheridea* sowie der Hinterrand der LK in der Mitte breit Dornen-artig ausgezogen ist (APOSTOLESCU, 1961 p. 793: „lobe proéminent“).

Eine zusätzliche Besonderheit der vorliegenden Art stellt die in mehrfacher Hinsicht problematische Anwesenheit einer posteroventralen randlichen Grube am Innenrand der RK von O.Nr. TUB-SOO-90 (Taf. 35, Fig. 23) dar. Dieses Merkmal wurde zum einen bisher von keiner der bekannten *Ovocytheridea*- und *Cophinia*-Arten beschrieben. Zum anderen lässt sich dieses Merkmal an den anderen wenigen vorliegenden rechten Klappen der Art (2 Exemplare) nicht verifizieren, da diese an der entsprechenden Stelle keine Beobachtung zulassen. Weiterhin sind die inneren Merkmale der bislang aus dem „?Coniac – Santon“ von Iran und E-Arabien dokumentierten *Ovocytheridea*(?)-Arten: *Ovocytheridea* cf. *producta* GREKOFF (GROSDIDIER, 1973, ATHERSUCH, 1988), O. AUR 1496 GROSDIDIER (1973; ATHERSUCH, 1994, ?1987), O. IR O 15 GROSDIDIER (1973), O. IR E 28 GROSDIDIER (1973) und O. IR J 5 GROSDIDIER (1973; ATHERSUCH, 1987) bisher nicht bekannt bzw. beschrieben worden.

Eine nach den äußeren Merkmalen sehr ähnliche Art zu *Ovocytheridea*? sp. ist O. IR J 5 GROSDIDIER (1973, Taf. 4, Fig. 26 a, b) aus dem „?Coniac – Santon“ des Iran, die mit dieser im Umriss der Lateralansicht gut übereinstimmt. Das von GROSDIDIER (op. cit.) abgebildete Gehäuse ist jedoch kleiner und erscheint im Verhältnis stärker gebläht.

Vorkommen: Einheit 5b der Tisje-Formation (Campan) im Profil Tisje (Probe Tis 2) der Ahl-Meskat-Berge von Nordsomalia.

Gattung *Rostrocytheridea* DINGLE 1969
Typusart: *Rostrocytheridea chapmani* DINGLE 1969

Rostrocytheridea? sp. aff. *R. chapmani* DINGLE, 1969
Taf. 34, Fig. 10, 11, 14, 15

aff. 1969 - *Rostrocytheridea chapmani* new species – DINGLE, S. 154, Fig. 12, 14 c-g; Taf. 9 d-f, i.

Material: TUB-SOU-116-119 plus 15 Exemplare.

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:	Breite:
WW:	0,50-0,55	0,29-0,31	0,28
MM:	0,61-0,62	0,30-0,31	0,27

Diskussion: Die vorliegenden Exemplare - die wegen der fehlenden Beobachtungsmöglichkeiten der inneren Merkmale nur unter Vorbehalt der Gattung *Rostrocytheridea* zugeordnet werden können - ähneln im Umriss

der Lateralansicht und den Dimensionen der Typusart *R. chapmani* DINGLE aus dem „Neokom“ von Südafrika. Allerdings ist bei den vorliegenden Stücken das Vorderende deutlich komprimiert und somit in der Dorsalansicht zugespitzt anstelle von breit gerundet wie bei *R. chapmani*. Weitere Unterschiede zu *R. chapmani* bestehen in der hinter der Mitte sehr schwach eingesenkten, durchgehend glatten Schalenoberfläche sowie dem leicht komprimierten Hinterende. Das Fehlen von normalen Porenkanälen könnte auf die nur mäßige Erhaltung der vorliegenden Exemplare zurückzuführen sein.

Sehr ähnlich, aber deutlich kleiner ist *?Rostrocytheridea anterocompressa* BASSIOUNI, 2002 aus dem Apt/Alb des Sinai, Ägypten. Außerdem ist bei dieser Art - im Gegensatz zum vorliegenden Material - der Dorsalrand vorne nicht so hoch gewölbt (bzw. leicht angewinkelt) und die vermuteten WW sind deutlich niedriger.

Vorkommen: Unteres oberes Apt der Tisje-Formation von Nordsomalia im Profil Xabaal Garure (Einheit 2, Probe XGa 41).

„*Rostrocytheridea*“? sp.
Taf. 34, Fig. 18, 19

Material: TUB-SOO-18, 19, 267x plus 10 Gehäuse.

Dimensionen: Länge: 0,82-0,84 Höhe: 0,4-0,41 Breite: 0,34

Beschreibung:

Äußere Merkmale: Längliche Gehäuse mittelgroß bis groß; in der Seitenansicht annähernd dreieckig bis subtrapezoidal. LK > RK, diese ringsherum deutlich umgreifend. Größte Höhe bei ca. 1/4 der Länge, größte Länge ventral. Vorderrand gut gerundet, Übergangslos mit dem nur mäßig konvexen Dorsalrand verbunden. Dorsalrand bis zu etwa 3/4 der Länge nur schwach, dahinter steil zum zugespitzten, ventral gelegenen Hinterende abfallend. Ventralrand aus der ebenmäßigen Rundung des Vorderrandes hervorgehend im vorderen Drittel leicht konkav, dahinter grade. Schale entlang des Vorderrandes und anterodorsal deutlich komprimiert; posterodorsal nur undeutlich. Durch die kräftige anterodorsale Komprimierung der Schale wird der Eindruck des Vorhandenseins einer Augenleiste hervorgerufen. Ventrolaterale Carapax-Aufwölbung in den hinteren 2/3 der Schale an einer scharfen Kante wenig über dem Ventralrand senkrecht nach innen abfallend, Venter hier abgeplattet. In besser erhaltenen Stücken bildet die überstehende RK eine deutliche grade, Kiel-artige Leiste, die im hinteren Drittel des Gehäuses etwas hervorsteht. Schalenoberfläche - soweit die nur mäßige Erhaltung eine Beobachtung zulässt - glatt.

Gehäuse in der Dorsalansicht länglich oval mit deutlich komprimiertem, abgesetztem Vorderende und zugespitztem Hinterende. Größte Breite bei ca. 3/4 der Länge.

Innere Merkmale: Nicht zugänglich.

Sexualdimorphismus: Unklar.

Diskussion: Die vorliegende Art lässt sich auch nach den äußeren Merkmalen nur unter größten Vorbehalten der Gattung *Rostrocytheridea* zuordnen, wobei sie sich mit keiner bekannten Art vergleichen lässt. Vermutlich ist hier die Einführung einer neuen höheren taxonomischen Einheit erforderlich, was jedoch an dieser Stelle wegen der Unzugänglichkeit der inneren Merkmale nicht sinnvoll erscheint. (Siehe auch Diskussion zu *Rostrocytheridea?* sp. aff. *R. chapmani* DINGLE).

Vorkommen: Maastricht der unteren Auradu-Formation von Nordsomalia in den Profilen Tisje (Proben Tis 13, 17) und Biyo Kulule (Probe BKu 19) der Ahl-Meskat-Berge.

Unterfamilie Krithinae MANDELSTAM 1958

Somalikrithe n.gen.Typusart: *Somalikrithe alikassimi* n.sp.

Diagnose: Eine neue, vermutlich den Krithinae MANDELSTAM 1958 zuzuordnende neue Gattung mit subovalem Umriss und einem modifiziert adonten („pseudadonten“) Schloss (siehe Beschreibung). Oberfläche glatt. Sexualdimorphismus ausgeprägt.

Derivatio nominis: Eine Gattung der Krithinae benannt nach Somalia.

Beschreibung:

Äußere Merkmale: Gehäuse mittelgroß, in der Seitenansicht suboval bis annähernd rechteckig; LK > RK. Dorsalrand mäßig bis stark konvex; Ventralrand konkav bis undeutlich konvex. Vorderrand schief bis ebennmäßig gerundet; Hinterende eng gerundet bis spitz zugeschärft. Seitenränder nahtlos in die Endränder übergehend. Maximale Länge ventral, maximale Höhe und Breite in der Mitte oder dahinter. Oberfläche glatt.

Innere Merkmale: Schloss modifiziert adont („pseudadont“): In der LK mit einer langen, undeutlich konvex geschwungenen Furche, die zu den Enden hin geringfügig an Breite zunimmt. Diese Furche wird nach unten durch eine deutlich kürzere Leiste begrenzt, die nach hinten an Höhe zunimmt und an ihrem Hinterende durch einen kleinen rundlichen Zahn begrenzt wird. Die RK fügt sich mit ihrem glatten, zugeschärften Dorsalrand in die Furche der LK; eine Entsprechung für den rundlichen Zahn auf der erhöhten Leiste der LK konnte wegen der mäßigen Erhaltung der vorliegenden Exemplare nicht eindeutig identifiziert werden. Sämtliche Schlosselemente sind glatt.

Vorderer Teil der verkalkten Innenlamelle sehr breit; die Anwesenheit eines Vestibulums ist wahrscheinlich, konnte aber nicht eindeutig verifiziert werden. Andere innere Merkmale nicht zugänglich.

Sexualdimorphismus: Sehr ausgeprägt. Männchen länger und niedriger als Weibchen und im Umriss deutlich von diesen abweichend (siehe Typusart).

Diskussion: Je nach Geschlecht und Variation im Umriss der Gehäuse ähnelt die neue Gattung einer Reihe von bekannten Gattungen wie *Dolocytheridea* TRIEBEL 1938 bis *Parakrithe* VAN DEN BOLD 1958 oder *Thracella* SÖNMEZ 1963, von denen sie allerdings im Schlossbau deutlich abweicht. Hierin steht die neue kretazische Gattung der tertiären Gattung *Thracella* SÖNMEZ 1963 (= *Dentokrithe* KHOSLA und HASKINS 1980) am nächsten, deren „pseudadontes“ Schloss in der LK eine durch einen Knoten unterbrochene Furche aufweist, die in der RK ihre Entsprechung in einer deutlichen Vertiefung (Grube) im Dorsalrand findet. Es erscheint immerhin möglich, dass der Schlossbau der tertiären *Thracella* eine Weiterentwicklung des Schlosstyps der hier betrachteten neuen Gattung darstellt, weshalb diese hier ebenso den Krithinae MANDELSTAM zugerechnet wird.

Eine ähnliche Variation im Umriss der Gehäuse und im Sexualdimorphismus wie *Somalikrithe alikassimi* n.sp. weisen „*Dolocytheridea*“ *polymorphica* MAJORAN, 1989 aus dem Cenoman von Algerien und *Dolocytheridea atlasica* BASSOULET und DAMOTTE, 1969 in SZCZECHURA et al. (1991) aus dem Alb und Cenoman von Ägypten (non: *Dolocytheridea atlasica* BASSOULET und DAMOTTE, 1969) auf, wobei von beiden genannten Formen der Schlossbau nur rudimentär bekannt ist. *Parakrithe andreui* BASSIOUNI, 2002 aus dem unteren Cenoman des Sinai von Ägypten ist in Form, Umriss, Größe und Sexualdimorphismus identisch mit der Typusart der neuen Gattung. Allerdings weist nach seiner Beschreibung das Schloss der LK am Ende der nach hinten verdickten unteren Schlossleiste kein Zähnchen auf. Im vorliegenden

Material erwecken die in der Mehrzahl dorsal beschädigten, schlecht erhaltenen linken Klappen mit einem leicht erodierten oder durch Sedimentreste etwas überdeckten mittleren Schlosselement bei lichtmikroskopischer Betrachtung (und teilweise auch am REM) den Eindruck eines nur mäßig erhaltenen merodonten Schlosses. Es erscheint daher nicht auszuschließen, dass es sich bei den o.g. Formen ebenfalls um Vertreter der neuen Gattung handeln könnte. Sollte sich dieser Verdacht erhärten lassen, so wäre *Parakrithe andreui* BASSIOUNI, 2002 als Typusart der neuen Gattung auszuwählen.

Somalikrithe alkassim n.gen. n.sp.
Taf. 35, Fig. 12, 15, 16, 19, 20, 21

Holotyp: TUB-SOU-263x (M LK)

Paratypen: TUB-SOU-101, 102, 104-113, 253x-262x, 264x-267x plus > 150 Gehäuse und Klappen.

Derivatio nominis: Zur Erinnerung an den somalischen Geologen und Freund Dr. Ali Kassim.

Locus typicus: Profil Xabaal Garure, Ahl-Medo-Berge, Nordsomalia.

Stratum typicum: Tisje-Formation, Einheit 4, Probe XGa101, mittleres Cenoman.

<u>Dimensionen</u> :	Länge:	Höhe:	Breite:
WW:	0,61-0,78	0,36-0,46	0,30-0,33
MM:	0,71-0,89	0,33-0,42	0,28-0,33

Erweiterte Diagnose:

Äußere Merkmale: Eine mittelgroße neue Art mit deutlich ausgeprägten Sexualdimorphismus und variablem Umriss. LK > RK, diese vollständig umgreifend. Größte Länge ventral, größte Höhe hinter der Mitte bei ca. 2/3 der Länge. Umriss der WW in der Seitenansicht suboval mit deutlich konvexem Dorsalrand und undeutlich konvexem bis annähernd gradem Ventralrand. Umriss der MM in dieser Ansicht annähernd rechteckig mit nur mäßig konvexem Dorsal- und annähernd gradem oder mäßig konkavem Ventralrand. In beiden Geschlechtern Vorderrand breit gerundet und nahtlos in die Seitenränder übergehend; Hinterrand eng gerundet bis zugespitzt mit ventral gelegener Hinterende. Oberfläche glatt, Augenknoten fehlen.

Gehäuse in der Dorsalansicht oval, maximale Breite bei den WW etwa in der Mitte, bei den MM hinter der Mitte bis kurz vor dem Hinterende.

Innere Merkmale: Siehe Beschreibung der Gattung.

Sexualdimorphismus: MM länger und im Verhältnis niedriger und schmaler als WW. Bei den MM ist der hintere Teil des Dorsalrandes etwas stärker konvex gekrümmt als bei den WW, sie sind daher hinten höher. In der Dorsalansicht liegt bei den WW die maximale Breite in der Mitte, Vorder- und Hinterende sind annähernd gleich breit gerundet; bei den MM liegt die maximale Breite hinter der Mitte und das Gehäuse ist insgesamt hinten breiter gerundet als vorn.

Diskussion: *Somalikrithe alkassimi* n.sp. ist nach den externen Merkmalen mit einer Reihe von *Dolocytheridea*-Arten vergleichbar, wobei ihr *Dolocytheridea atlasica* BASSOULET und DAMOTTE, 1969 aus dem Cenoman von Algerien am ähnlichsten ist. Von dieser - wie von allen anderen echten *Dolocytheridea*-Arten - weicht die neue Art allerdings klar im Schlossbau ab. Identisch in den äußeren Merkmalen ist *Parakrithe andreui* BASSIOUNI, 2002 aus dem unteren Cenoman von Ägypten (Sinai), weicht jedoch durch das Fehlen des kleinen Zähnchens am Ende der Zahnleiste der LK ab (siehe unter Diskussion der Gattung).

Vorkommen: Unteres bis mittleres Cenoman der Tisje-Formation von Nordsomalia in den Profilen Xabaal Garure (Einheit 4, Proben XGa 91, 101) und Manna'a (Einheit 4, Probe Man 68).

Somalikrithe? cf. *alikassimi* n.sp.
Taf. 35, Fig. 24-26

Material: TUB-SOO-1,2, 305 plus 14 Gehäuse.

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:	Breite:
?WW:	0,68-0,73	0,35-0,40	0,38
?M:	0,71	0,34	--

Beschreibung:

Äußere Merkmale: Gehäuse in der Seitenansicht suboval; größte Höhe kurz hinter der Mitte, größte Länge wenig über dem Ventrum. LK > RK, diese bis auf eine kleine konkave anteroventrale Ausbuchtung der RK ringsherum umgreifend. Vorderrand gut gerundet, dorsal etwas abgeflacht. Dorsalrand konvex, sanft vom Vorderrand zur größten Höhe ansteigend, im hinteren Teil rasch zum schief gerundeten Hinterrand und dem annähernd ventral gelegenen, eng gerundeten Hinterende abfallend. Ventralrand annähernd grade, mit einer konvexen Einbuchtung kurz vor der Mitte. Diese befindet sich in beiden Klappen in unterschiedlicher Position: die auf der RK ist gegenüber der auf der LK etwas nach hinten versetzt, so das die RK die LK hier anteroventral etwas überdeckt (besonders deutlich in vermuteten MM). Oberfläche glatt.

Gehäuse in der Dorsalansicht suboval mit zugeschärftem Vorderende und breit gerundetem Hinterende. Maximale Breite hinten, bei etwa 3/4 der Länge.

Innere Merkmale: Nicht zugänglich, es liegen nur Gehäuse vor.

Sexualdimorphismus: Vermutete MM länger und niedriger als vermutete WW, und mit einem im hinteren Teil weniger steil abfallenden Dorsalrand.

Diskussion: Die generische Zuordnung der Art bleibt wegen der fehlenden Beobachtungsmöglichkeiten der inneren Merkmale ungeklärt; zur Gattung *Somalikrithe* erfolgt sie hier lediglich wegen allgemeiner oberflächlicher Ähnlichkeiten zu *Somalikrithe alikassimi* n.sp.

Vorkommen: Maastricht der unteren Auradu-Formation im Profil Tisje (Probe Tis 13) von Nordsomalia.

Gattung *Schuleridea* SWARTZ und SWAIN 1946
Typusart: *Schuleridea acuminata* SWARTZ und SWAIN, 1946

Schuleridea btaterensis BISCHOFF, 1990

1990 - *Schuleridea btaterensis* n. sp. - BISCHOFF, S. 107.

Bemerkungen: Im vorliegenden Material lassen sich zwei Unterarten von *S. btaterensis* unterscheiden: *S. btaterensis btaterensis* aus dem unteren Alb und *S. btaterensis laskorehensis* n.ssp. aus dem höheren Alb.

Schuleridea btaterensis btaterensis BISCHOFF, 1990
Taf. 34, Fig. 12, 13, 16, 17, 20, 21, Taf. 35, Fig. 11

? 1973 – *Schuleridea* IR O 30 – GROSDIDIER, Taf. 5, Fig. 39 a-c.

1990 - *Schuleridea btaterensis* n.sp. - BISCHOFF, S. 107, Taf. 6, Fig. 71-79, Taf. 7, Fig. 80-86.

2002 - *Schuleridea btaterensis* BISCHOFF 1990 – BASSIOUNI, Taf. 7, Fig. 9-11.

Material: TUB-SOU-95-98, 184, 239x-247x, 251x plus 73 Gehäuse und 19 Klappen.

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:	Breite:
WW:	0,43-0,51	0,37-0,41	0,26
MM:	0,56-0,57	0,34-0,35	0,24

Diskussion: Die vorliegenden Exemplare stimmen in ihrer Gehäusemorphologie und den ihren Dimensionen sehr gut mit *Schuleridea btaterensis* BISCHOFF (1990) überein; sie weichen lediglich teilweise durch ihr geringfügig stärker zugespitztes Hinterende unwesentlich ab.

Vorkommen: *Schuleridea btaterensis* wurde von BISCHOFF (1990) erstmalig aus dem Valangin bis basalen Alb des Libanon beschrieben. BASSIOUNI (2002) beschreibt die Art aus dem Apt/(unterem) Alb des Sinai, Ägypten. *Schuleridea* IR O 30 GROSIDIER (1973) aus dem unteren Alb des Iran ist wahrscheinlich ebenfalls dieser Art zuzurechnen. Das vorliegende Material entstammt dem unteren Alb der Tisje-Formation von Nordsomalia im Profil Xabaal Garure (Einheit 3, Proben XGa 60a, 60b, 61a).

Schuleridea btaterensis laskorehensis n.ssp.

Taf. 35, Fig. 3, 4, 7, 8

? 1991 – *Dordoniella* sp. 5 – ANDREU-BOUSSUT, S. 522, Taf. 25, Fig. 6-9.

Holotyp: TUB-SOU-94 (M, Taf. 35, Fig. 3).

Paratypen: TUB-SOU-90-93 plus 46 Gehäuse und 38 Klappen.

Derivatio nominis: Benannt nach der Typlokalität, dem Profil nahe Las Koreh.

Locus typicus: Profil Las Koreh, Nordsomalia.

Stratum typicum: Einheit 3 der Tisje-Formation, Probe LKo 13, Alb.

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:	Breite:
W:	0,67	0,50	0,32
	Länge:	Höhe:	Breite:
MM:	0,71-0,72	0,46	0,28

Erweiterte Diagnose: Die im Vergleich zur Nominal-Art deutlich größere neue Unterart weicht von dieser besonders im Umriss der männlichen Exemplare klar ab: Der vordere Kardinalwinkel und der kräftige Augenknoten liegen weiter vorne, die größte Höhe somit bei 1/4 der Länge. Ventralrand (besonders der LK) im hinteren Drittel mit einer konkaven Einbuchtung versehen, wodurch das Hinterende im Vergleich niedriger und enger ausgebildet ist. Oberfläche weniger deutlich punktiert (Erhaltung?).

Vorkommen: *Schuleridea btaterensis laskorehensis* n.ssp. tritt in Nordsomalia im höheren Alb der Tisje-Formation (Einheit 3) der Profile Las Koreh (Proben LKo 9, 13-15) und Xabaal Garure (Proben XGa 61b, 66, 67) auf. *Dordoniella* sp. 5 ANDREU (1991) aus dem Alb von Marokko könnte ebenfalls der neuen Unterart angehören.

Familie Campylocytheridae PURI 1960

Gattung *Nucleolina* APOSTOLESCU und DEROO 1966 (in: DEROO, 1966)

Typusart: *Nucleolina tenuiornata* DEROO, 1966

Nucleolina diluta AL-FURAIH, 1980

Taf. 36, Fig. 1, 4

1980 – *Nucleolina diluta* sp. nov. – AL-FURAIH, p. 45, Taf. 40, Fig. 1-4.

Material: TUB-SOO-6-10 plus 11 Gehäuse.

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe	Breite
TUB-SOO-10:	0,76	0,44	-
TUB-SOO-9:	0,75	0,45	0,36

TUB-SOO-8:	0,72	0,42	-
TUB-SOO-7:	0,71	0,42	-

Diskussion: Die vorliegenden Exemplare stimmen in ihrem Habitus und Dimensionen sehr gut mit den von AL-FURAIH (1980) beschriebenen und abgebildeten Stücken überein. Die untersuchten Stücke lassen keinen eindeutigen Sexualdimorphismus erkennen; die Höhen/Längenverhältnisse deuten jedoch daraufhin, dass hier möglicherweise nur weibliche Exemplare vorliegen.

Vorkommen: *N. diluta* ist aus dem Maastricht und unteren Paleozän von Saudi Arabien erstmalig beschrieben worden (AL-FURAIH, 1980). Das vorliegende Material entstammt der unteren Auradu-Formation (Maastricht) von Nordost-Somalia (Ahl-Meskat-Berge: Profil Biyo Kulule, Probe Bku 19; Profil Tisje, Probe Tis 13).

Nucleolina cf. *diluta* AL-FURAIH, 1980
Taf. 36, Fig. 2

cf. 1980 – *Nucleolina diluta* sp. nov. – AL-FURAIH, p. 45, Taf. 40, Fig. 1-4.

Material: TUB-SOO-256 plus 3 Gehäuse.

Dimensionen: Länge: 0,82 Höhe: 0,47

Diskussion: Im vorliegenden Material aus dem mittleren Dan der unteren Auradu-Formation des Profils Tisje (Probe Tis 37, Ahl-Meskat-Berge, Nordsomalia) treten wenige, durchweg verdrückte Stücke einer *Nucleolina*-Art auf, die im Umriss und den Dimensionen *N. diluta* AL-FURAIH (1980) ähneln. Sie sind aber im gesamten Zentralbereich der Klappen mit einer feinen Retikulation versehen, welche *N. diluta* AL-FURAIH nicht zeigt. In diesem Aspekt erinnern sie an *N. tenuornata* DEROO (1966, Taf. 15, Fig. 377, 378), einer wesentlich kleineren Art aus dem Paleozän (Montium) von Belgien, die im Gegensatz zur vorliegenden Art einen deutlich konkaven Ventralrand aufweist.

Familie Cytheruridae MUELLER 1894
Unterfamilie Cytherurinae MUELLER 1894

Gattung *Acrocythere* NEALE 1960
Typusart: *Orthonotacythere hauteriviana* BARTENSTEIN, 1956

Acrocythere grosdidieri n.sp.
Taf. 36, Fig. 5, 6, 9-12

Diagnose: Eine deutlich ungleichklappige Art der Gattung *Acrocythere* mit vier langen und einer kurzen primären Längsrippe, sekundären transversen Muri sowie Retikulation.

Holotyp: TUB-SOU-280 (WLK, Taf. 36, Fig. 5)

Paratypen: TUB-SOU-138-140, 277-279 plus 17 Klappen.

Derivation nominis: Benannt nach Dr. E. Grosdidier, einem Pionier der Ostrakodologie (nicht nur) der Region.

Locus typicus: Profil Dhadhabo, Nordsomalia.

Stratum typicum: Einheit 2 der Tisje-Formation, offen marine Mergel des Infralitorals mit planktonischen Foraminiferen des höheren Apt, Probe Dha26.

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:
W, Holotyp, LK:	0,39	0,25
W, Paratyp, RK:	0,41	0,26

M, Paratyp, RK:	0,40	0,24
M, Paratyp, LK:	0,42	0,24

Beschreibung:

Äußere Merkmale: Gehäuse in der Seitenansicht annähernd rechteckig mit kurzem, mäßig zugespitztem Caudalfortsatz und deutlich unterschiedlich ausgebildeter RK und LK. Vorderrand breit gerundet; in der RK im oberen Teil abgeflacht, in der LK steiler zum vorderen „Schlossohr“ aufsteigend. Dorsalrand grade und (bei gut erhaltenen Exemplaren) von der sehr scharfgratigen, dünnen Dorsalrippe überragt. Hinterrand stumpfwinkelig dreieckig, im oberen Teil grade, im unteren leicht konvex geschwungen; Caudalfortsatz nur wenig zugespitzt und kaum hervortretend. Ventralrand im mittleren Teil leicht konvex, von ventraler Randrippe etwas überragt, im hinteren Teil rasch und kontinuierlich konvex zum Caudalfortsatz ansteigend. Größte Höhe unterhalb des vorderen Schlossohrs der LK bei ca. 1/6 der Länge, größte Länge an dem auf halber Höhe gelegenen Caudalfortsatz. Der große Augenknoten liegt etwas hinter der maximalen Höhe deutlich unterhalb des Dorsalrandes. Die Ornamentierung besteht aus primären Längsrippen und sekundären transversen Muri sowie Retikulation. Die sehr scharfe und feine Dorsalrippe beginnt bereits bei 3/4 der Höhe des Vorderrandes, wo sie der dünnen Vorderrandrippe entspringt. Sie verläuft ohne Unterbrechung über den vorderen Kardinalwinkel bis zum hinteren Kardinalwinkel; in der LK ist sie im mittleren Teil leicht konkav geschwungen. Die sigmoidal geschwungene, im mittleren Teil zusätzlich etwas gewellte, scharfe Mittelrippe beginnt direkt am Vorderrand, verläuft zunächst leicht posteroventral geneigt, biegt unterhalb des Augenknotens in posterodorsale Richtung um, um schließlich bei ca. 3/4 der Länge wiederum leicht posteroventral geneigt in Richtung auf den Caudalfortsatz umzuschwenken. Oberhalb des vordersten Abschnitts der Mittelrippe existiert eine kurze, feine, scharfgratige Parallelrippe, die kurz hinter dem Vorderrand beginnt und etwa oberhalb des vorderen Umknickpunktes der Mittelrippe endet. Im unteren Teil der Klappen sind zwei subparallele, scharfgratige feine Längsrippen entwickelt, deren Verlauf sich bei den männlichen und weiblichen Exemplaren unterscheidet. Beide Rippen setzen direkt am Vorderrand an, bei den WW verlaufen beide bis etwa 4/5 der Länge parallel, wo die obere der beiden schwindet. Dabei überhängt die untere der beiden deutlich den Ventralrand, steigt noch vor dem Ende der oberen rasch in Richtung des Caudalfortsatzes auf und endet kurz vor diesem etwa auf gleicher Länge wie die Mittelrippe. Bei den MM ist die untere ventrale Rippe nur in der vorderen Hälfte der Klappen ausgebildet, wo sie den Ventralrand leicht überhängt. Hier verläuft die obere ventrale Rippe, zunächst etwas konkav, kurz darauf ebenmäßig weit konvex geschwungen bis kurz vor das Hinterende, wo sie ebenfalls bei etwa gleicher Länge wie die Mittelrippe endet ohne sich mit dieser zu vereinigen. Im mittleren und hinteren Teil der Klappen gehen von der Mittelrippe und der oberen ventralen Rippe, jeweils in beide Richtungen, hohe, scharfe transversale Muri aus, deren verdickte Ansätze an den Rippen in stärker erodierten Exemplaren den welligen Eindruck der Rippen erwecken. Auch von der dorsalen Rippe gehen am vorderen und hinteren Kardinalwinkel jeweils zwei kurze, parallele senkrechte Leistchen aus. Die verbleibenden Zwischenräume sind mit einer feinen polygonalen Retikulation überzogen.

In der Dorsalansicht ist das Gehäuse subhexagonal mit nur undeutlich abgesetztem Vorder- und Hinterende; von den Enden steigen die im mittleren Teil subparallelen Flanken nur allmählich an. Größte Breite hinter der Mitte.

Innere Merkmale: Das etwas abradierte Schloss einer RK (Taf. 36, Fig. 11) zeigt kleine, flache längliche Endzähne mit einer dazwischen liegenden langen flachen Furche. An sämtlichen Schlosselementen sind reliktsche Einkerbungen zu beobachten.

Sexualdimorphismus: Sehr deutlich. Neben den o.g. Unterschieden sind die MM länger und niedriger als die WW.

Diskussion: *Acrocythere grosdidieri* n.sp. ist sehr ähnlich zu *A. costata* BRENNER und OERTLI, 1976 aus dem Hauterive des Algoa-Beckens von Südafrika, die sich jedoch von *A. grosdidieri* durch ihre zahlreichen, graden Längsrippen unterscheidet. Die kleinere *A. alexandrina* BRENNER und OERTLI, 1976 aus dem gleichen Zeitraum derselben Region weicht im Umriss und der Ornamentierung deutlich ab. Gleiches gilt für *A.? tricostata* BATE, 1975 aus dem Kimmeridge von Tansania, einer Art ohne Retikulation.

Die nach ihrer externen Morphologie sehr ähnlichen Arten *Amphicytherura ashqelonensis* ROSENFELD und RAAB, 1984, *Amphicytherura sexta* BOLD, 1964, *Amphicytherura distincta* GERRY und ROSENFELD, 1973, *Amphicytherura yakhiniensis* ROSENFELD, 1974 (in: ROSENFELD und RAAB) und *Amphicytherura gigantodistincta* ANDREU-BOUSSUT, 1991 aus Unterkreide und Cenoman von Nordostafrika und dem vorderen Orient weisen das für die Gattung *Amphicytherura* typische heterodonte Schloss auf und sind somit klar von *Acrocythere grosdidieri* n.sp. zu unterscheiden.

Vorkommen: *Acrocythere grosdidieri* n.sp. tritt in den offenmarinen Mergeln mit planktonischen Foraminiferen des unteren oberen Apts der Tisje-Formation im Profil Dhadhabo (Einheit 2, Proben Dha 25, 26) auf.

Gattung *Procytherura* WHATLEY 1970
Typusart: *Procytherura tenuicostata* WHATLEY, 1970

Procytherura? sp. 2 ANDREU-BOUSSUT, 1991
Taf. 36, Fig. 14, 15

1991 – *Procytherura?* sp. 2 – ANDREU-BOUSSUT, S. 530, Taf. 27, Fig. 5-7.

Material: TUB–SOU–148, 149 plus 3 Gehäuse.

Dimensionen: Länge: 0,35-0,36 Höhe: 0,15 Breite: 0,11

Diskussion und Vorkommen: Das vorliegende Material lässt sich problemlos der von ANDREU-BOUSSUT (1991) als *Procytherura?* sp. 2 beschriebenen Art zuordnen. ANDREU-BOUSSUT (op. cit., S. 531) merkt zu dieser Form an: „*Procytherura?* sp. 2 ne présente peu d'intérêt morphologique. En revanche, cette espèce semble prometteuse dans le repérage des milieux ouverts de Crétacé moyen (Aptien à Cénomaniens) du Maroc et de l'ensemble de Maghreb“. Das vorliegende Material entstammt einem sehr ähnlichen ökologischen Bereich: Den offenmarinen Mergeln mit planktonischen Foraminiferen des unteren oberen Apts der Einheit 2 der Tisje-Formation in den Profilen Dhadhabo (Probe Dha 26) und Xabaal Garure (Probe Xga 40) von Nordsomalia.

Procytherura? cuneata MAJORAN, 1989, eine ähnliche Art aus dem Cenoman von Algerien und dem Alb/Cenoman von Ägypten (BASSIOUNI, 2002), ist wesentlich größer als die vorliegenden Stücke und weicht im Umriss deutlich von *Procytherura?* sp. 2 ANDREU-BOUSSUT, 1991 ab.

Unterfamilie Cytheroptinae HANAI 1957

Gattung *Eocytheropteron* ALEXANDER 1933Typusart: *Cytheropteron bilobatum* ALEXANDER, 1929*Eocytheropteron anteretroversicardium* ANDREU-BOUSSUT, 1991
Taf. 36, Fig. 3, 7, 81991 – *Eocytheropteron anteretroversicardium* n.sp. – ANDREU-BOUSSUT, S. 541, Taf. 29, Fig. 2-10,
Taf. 30, Fig. 1-2.Material: TUB–SOU–171-173 plus 3 Klappen.Dimensionen: Länge: 0,50-0,53 Höhe: 0,30-0,33Diskussion: Die vorliegenden Stücke stimmen in fast allen Merkmalen sehr gut mit *Eocytheropteron anteretroversicardium* ANDREU-BOUSSUT (1991) überein; die einzige Ausnahme bildet der Caudalfortsatz der LK, der nicht in allen Exemplaren deutlich nach oben umbiegt.Vorkommen: Die Art wird von ANDREU-BOUSSUT (1991) aus dem Barreme bis Alb von Marokko beschrieben. In Nordsomalia tritt sie im unteren oberen Apt der Tisje-Formation des Profils Xabaal Garure (Einheit 2, Probe XGa37) auf.

Es ist bemerkenswert, dass die Art von ANDREU-BOUSSUT (op.cit.) hauptsächlich aus der Fazies der „plate-forme (carbonatique) moyenne, etage infralitoral ouvert“ beschrieben wird, da sie in Nordsomalia ebenfalls in einer fast identischen Situation (den offenmarinen Mergeln mit planktonischen Foraminiferen des unteren oberen Apts) angetroffen wird.

Eocytheropteron aff. *glintzboeckeli* DONZE und LEFEVRE, 1981
Taf. 36, Fig. 18aff. 1981 – *Eocytheropteron glintzboeckeli* n.sp. – DONZE und LEFEVRE, S. 58, Taf. 1, Fig. 13-16. (in: BISMUTH et al.)aff. 1989 – *Eocytheropteron glintzboeckeli* DONZE & LEFEVRE – MAJORAN, S. 15, Taf. 6, Fig. 11-13. (siehe hier für komplette Synonymie).Material: TUB–SOU–249.Dimensionen: Länge: 0,43 Höhe: 0,25Diskussion: Trotz seiner nur mangelhaften Erhaltung weist das vorliegende Exemplar aus dem unteren Cenoman der Tisje-Formation von Nordsomalia (Profil Xabaal Garure, Einheit 4, Probe Xga 90a) in seiner Schalenmorphologie deutliche Ähnlichkeiten zu *Eocytheropteron glintzboeckeli* DONZE & LEFEVRE (1981) aus dem oberen Alb/unteren Cenoman von Algerien und Tunesien auf. MAJORAN (1989) gibt für die Verbreitung von *E. gr. glintzboeckeli* DONZE & LEFEVRE in Marokko das Apt bis Cenoman an. Das im Vergleich zum NW-afrikanischen Material sehr kleine Exemplar weist nur noch Relikte einer submedianen Rippe auf; der posteroventrale Teil des Alarforsatzes ist ebenfalls erodiert. Dennoch erscheint das vorliegende Stück erwähnenswert, da es die erste Beobachtung einer *E. glintzboeckeli* zumindest sehr ähnlichen Art außerhalb von NW-Afrika darstellt.

Eocytheropteron sp.
Taf. 36, Fig. 21

Material: TUB–SOU–174, 177, 255 plus 1 Gehäuse und 10 Klappen.

Dimensionen: Länge: 0,59-0,66 Höhe: 0,39-0,41

Diskussion und Vorkommen: Die wenigen, nur mäßig erhaltenen Exemplare dieser Art aus dem mittleren Alb (Einheit 3 der Profile Las Koreh, Probe Lko 14 und Xabaal Garure, Probe Xga 66) bis unteren Cenoman (Profil Manna'a, Einheit 4, Probe Man 68) der Tisje-Formation von Nordsomalia lassen sich neben ihrer Gehäusemorphologie durch ihr zart gebautes entomodontes Schloss der Gattung *Eocytheropteron* zuweisen. Die Oberfläche ist - bei besserer Erhaltung - ventral grob retikuliert; in dorsaler Richtung wird die Retikulation feiner oder verschwindet ganz. Die stark überhängende, fast Flügel-artige ventrale Rippe ist stark zugespitzt, aber nicht seitlich hervorstehend, so dass das Gehäuse in der Dorsalansicht oval mit zugespitztem Hinterende erscheint. In besser erhaltenen Stücken sind die überwiegend rundlichen Maschen der Retikulation auf der Ventralrippe in randparallelen Reihen angeordnet.

„*Eocytheropteron*“ cf. *E. pecteniferum* SZECHURA, ABD-ELSHAFY und BABINOT, 1991
Taf. 36, Fig. 16

cf. 1991 – *Eocytheropteron pecteniferum* n.sp. – SZECHURA, ABD-ELSHAFY und BABINOT, S. 21, Taf. 5, Fig. 1-8.

Material: TUB–SOU–295.

Dimensionen: Länge: 0,34 Höhe: 0,20 Breite 0,20

Diskussion: Das sehr kleine Exemplar aus dem unteren Cenoman der Tisje-Formation des Profils Manna'a (Einheit 4, Probe Man 68) ähnelt in Umriss und Ornamentierung sehr dem etwas größeren *E. pecteniferum* SZECHURA et al. (1991) aus dem Cenoman von Ägypten. Vermutlich wegen der nur mäßigen Erhaltung sind jedoch die typischen Sulci nur undeutlich wahrnehmbar.

„*Eocytheropteron*“? *beydouni* n.sp.
Taf. 36, Fig. 20, 23, 24

Diagnose: Eine der Gattung *Eocytheropteron* nur vorläufig zugeordnete mittelgroße neue Art mit *Uroleberis*-ähnlichem Umriss, bei der die ventral stark überhängende ventrolaterale Carapax-Aufwölbung hinter der Mitte zu einem stumpfen, kleinen, abgerundeten Flügel-ähnlichen Fortsatz ausgezogen ist.

Holotyp: TUB–SOO–15.

Paratypen: TUB–SOO–16, 17 plus 6 Gehäuse.

Derivatio nominis: In Memoriam Prof. Dr. Z. R. Beydoun, einem Pionier der Erforschung der regionalen Geologie in Yemen und Nordsomalia.

Locus typicus: Profil Biyo Kulule, Ahl-Meskat-Berge, Nordsomalia.

Stratum typicum: Untere Auradu-Formation, Maastricht, Probe BKu 19.

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:	Breite:
Holotyp (TUB–SOO–15):	0,59	0,46	0,48
Paratyp (TUB–SOO–17):	0,55	0,40	0,42
Paratyp (TUB–SOO–16):	0,62	0,45	-

Beschreibung:

Äußere Merkmale: Gehäuse mittelgroß, in der Seitenansicht subtrapezoidal mit kurzem, aber kräftigem Caudalfortsatz. LK > RK, diese durchweg leicht überlappend. Vorderrand eng gerundet, nahtlos in dorsal- und Ventralrand übergehend. Dorsalrand sehr stark konvex, im vorderen Teil grade bis undeutlich konvex und steil zur Mitte ansteigend, noch vor der Mitte gekrümmt und nur noch allmählich zum etwas hinter der Mitte gelegenen Apex ansteigend. Dahinter zunehmend steiler zum unterhalb der halben Höhe gelegenen Caudalfortsatz abfallend und mit diesem über eine leicht konkave Einbuchtung verbunden. Caudalfortsatz kräftig, stumpfwinkelig dreieckig, abgerundet und nur wenig hervorstehend; im unteren Teil konkav und übergangslos in den Ventralrand übergehend. Ventralrand grade, auf der gesamten Länge von der ventrolateralen Carapax-Aufwölbung überhangen. Größte Höhe kurz hinter der Mitte, größte Länge unterhalb der Mitte. Carapax breiter als hoch. Augenknoten nicht erkennbar. Oberfläche glatt. Gehäuse ventral stark angeschwollen, ventrolaterale Carapax-Aufwölbung ventral abgeflacht, aber nicht zugeschräfft. Im hinteren Teil ist diese zu einem nur nach hinten deutlich abgesetztem Flügel-artigen Gebilde verlängert, dessen breite Spitze kaum über ihr steil abfallendes Hinterende hinausragt.

Gehäuse in der Dorsalansicht stumpf Pfeilspitzen-förmig mit vom eng gerundeten Vorderende rasch und fast grade zur noch vor der Mitte gelegenen größten Breite ansteigenden Flanken. Flanken dahinter sanft konvex geschwungen nur wenig zum Hinterende der lateralen Carapax-Aufwölbung abfallend, von wo aus sie annähernd vertikal zu dem komprimierten, spitzen und nur wenig hervorstehenden Caudalfortsatz hin abfallen.

Innere Merkmale: Nicht zugänglich.

Sexualdimorphismus: Unklar.

Diskussion: Die neue Art lässt sich wegen der fehlenden Beobachtungsmöglichkeiten der inneren Merkmale nur schwer gattungsmäßig zuordnen. Nach der externen Morphologie steht sie der Gattung *Eocytheropteron* ALEXANDER 1933 nahe, wobei sie sich allerdings von den dieser zugeordneten Arten durch ihren kleinen Flügel-artigen Fortsatz am Hinterende der Carapax-Aufwölbung sowie der Abwesenheit eines medianem Sulcus unterscheidet. Möglich wäre aber ebenso gut auch eine Verwandtschaft zur *Uroleberis*-Gruppe (z.B. *Somalileberis*), bei der allerdings bis jetzt ebenfalls keine Alarfortsatz-ähnlichen Bildungen bekannt sind.

Vorkommen: Maastricht der unteren Auradu-Formation in den Profilen Biyo Kulule (Probe BKu 19) und Tisje (Proben Tis 12, 13) der Ahl-Meskat-Berge von Nordsomalia.

Gattung *Metacytheropteron* OERTLI 1957
 Typusart: *Metacytheropteron elegans* OERTLI, 1957

Metacytheropteron berbericum (BASSOULLET und DAMOTTE, 1969)
 Taf. 36, Fig. 13, 19, 22

1959 – Ostracode M1 – GLINTZBOECKEL und MAGNE, S. 64, Taf. 3, Fig. 26.

non: 1968 – *Metacytheropteron parnesi* n.sp. – SOHN, S. 129, Taf. 1, Fig. 1-5.

1969 – *Cytheropteron* M1 (GLINTZBOECKEL & MAGNE) – GREKOFF, S. 9, Taf. 1, Fig. 3.

1969 – *Cytheropteron berbericum* n.sp. – BASSOULLET und DAMOTTE, S. 137, Taf. 2, Fig. 7 a-d.

partim 1973 - *Metacytheropteron parnesi* SOHN – GROSDIDER, Taf. 6, Fig. 54 c-e, (?Fig. 54 a, b).

partim 1974 - *Metacytheropteron berbericum* (BASSOULLET & DAMOTTE) – ROSENFELD und RAAB, S. 12, Taf. 2, Fig. 26, Taf. 3, Fig. 3, 4. (non: Taf. 2, Fig. 27, ?Fig. 28).

- 1974 - *Metacytheropteron berbericus* (BASSOULLET & DAMOTTE) – COLIN und DAKKAK, S. 58, Taf. 2, Fig. 8-11.
- 1978 - *Metacytheropteron berbericus* (BASSOULLET & DAMOTTE) – BABINOT et al., S. 21, Taf. 4, Fig. 10.
- 1980 - *Metacytheropteron berbericus* (BASSOULLET & DAMOTTE) – BEN YOUSSEF, S. 89, Taf. 4, Fig. 10.
- 1981 - *Metacytheropteron berbericus* (BASSOULLET & DAMOTTE) – BISMUTH et al., S. 225, Taf. 8, Fig. 7, 8.
- 1983 - *Metacytheropteron berbericus* (BASSOULLET & DAMOTTE) – GARGOURI-RAZGALLAH, S. 150, Taf. 27, Fig. 3-5.
- 1983 – *Metacytheropteron pleura* n.sp. – AL-FURAIH, S. 2, Taf. 1, Fig. 1, 2.
- 1985 - *Metacytheropteron berbericus* (BASSOULLET & DAMOTTE) – VIVIERE, S. 251, Taf. 26, Fig. 9, 10.
- 1988 - *Metacytheropteron berbericus* (BASSOULLET & DAMOTTE) – ATHERSUCH, S. 1201, Taf. 1, Fig. 12, 13.
- 1989 - *Metacytheropteron berbericus* (BASSOULLET & DAMOTTE) – MAJORAN, S. 14, Taf. 6, Fig. 1, 2.
- 1991 - *Metacytheropteron* cf. *berbericus* (BASSOULLET & DAMOTTE) – SZCZUCHURA et al., S. 23, Taf. 4, Fig. 15, Taf. 10, Fig. 1.
- 1991 – *Metacytheropteron* cf. *pleura* AL-FURAIH - SZCZUCHURA et al., S. 23, Taf. 4, Fig. 12-14.
- 1991 – *Metacytheropteron* gr. *parnesi* SOHN – ANDREU-BOUSSUT, S. 555, Taf. 31, Fig. 7-10.
- 1994 - *Metacytheropteron berbericus* (BASSOULLET & DAMOTTE) – ATHERSUCH, S. 263, Taf. 12.1, Fig. 12, 13.
- 2002 - *Metacytheropteron berbericum* (BASSOULLET & DAMOTTE) – BASSIOUNI, S. 47, Taf. 10, Fig. 4, 5.

Material: TUB-SOU-157-159, 247 plus 6 Gehäuse und 2 Klappen.

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:	Breite:
W (TUB-SOU-157):	0,51	0,32	-
?W (TUB-SOU-158):	0,46	0,32	0,24
?W (TUB-SOU-247):	0,44	0,38	-
M (TUB-SOU-159):	0,53	0,28 (D)	0,30

Diskussion: Die vorliegenden Stücke aus dem Alb und unteren bis mittleren Cenoman von Somalia weichen durch ihr relativ spitz zulaufendes Hinterende etwas von dem von BASSOULLET und DAMOTTE (1969) dargestellten Typmaterial von *Metacytheropteron berbericum* ab. In dieser Hinsicht ähneln sie eher dem von AL-FURAIH (1983) als *M. pleura* n.sp. abgebildeten Stücken aus dem o.Cenoman von Saudi Arabien; einer Art, die nach ATHERSUCH (1988, 1994) als synonym zu *M. berbericum* zu betrachten ist. Dieser Ansicht folgt auch ANDREU-BOUSSUT (1991), der sowohl *M. berbericum* als auch *M. pleura* unter *M. gr. parnesi* gruppiert (S. 555, op. cit.: „La description que donne Sohn (1968) de *Metacytheropteron parnesi*, ne diffère, en vue externe, de celle de *Metacytheropteron berbericus* Bassoulet & Damotte (1969) que par la forme, rectiligne, des côtes située au-dessous de la mi-hauteur.“) und als synonym zu *M. parnesi* SOHN betrachtet, eine Art, die er als Vorläufer von *M. berbericum* SOHN (1968, ?Barreme von Israel) ansieht. Ohne die Wahrscheinlichkeit der phylogenetischen Überlegungen von ANDREU-BOUSSUT (op. cit.) anzuzweifeln, kann dieser Auffassung in letzter Konsequenz hier jedoch nicht gefolgt werden, da nach den Abbildungen von SOHN (1968) sowie ROSENFELD und RAAB (1984) die Art *M. parnesi* in der Ornamentierung und im dorsalen Umriss deutlich genug von *M. berbericum* abweicht, um eine artliche Trennung zu rechtfertigen.

Vorkommen: *Metacytheropteron berbericum* hat von allen in der Kreide Somalias beobachteten Ostrakoden-Arten die weiteste paläogeographische Verbreitung in der südlichen Tethys (von S-Portugal bis Nordsomalia) und ist dabei im Wesentlichen auf das u.-o. Cenoman, ?u.Turon beschränkt (s. ANDREU-BOUSSUT, 1991, ATHERSUCH, 1994). In Nordsomalia tritt die Art im höheren Alb (Einheit 3, Probe XGa 67a) und unteren bis mittleren Cenoman (Einheit 4, Proben XGa 90a, 101) der Tisje-Formation des Profils Xabaal Garure auf.

Gattung *Tanzanicythere* AHMAD 1977b
 Typusart: *Cladarocythere pterota* AHMAD, 1977a

„*Tanzanicythere*“? sp.
 Taf. 36, Fig. 25-27

Material: TUB-SOO-279, 280, 303, 304.

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:	Breite:
?W:	0,48	--	0,29
?M:	0,51-0,56	0,24-0,29	0,29

Beschreibung:

Äußere Merkmale: Gehäuse klein, in der Seitenansicht suboval; LK nur unwesentlich größer als RK. Größte Höhe kurz hinter der Mitte, größte Länge subdorsal. Vorderrand gut gerundet in ?WW, dorsal etwas abgeflacht in ?MM. Dorsalrand annähernd grade, mit einer undeutlichen konkaven Einbuchtung kurz vor der Mitte. Hinterende mit einem gut entwickelten, abgerundet dreieckigem subdorsal gelegenen Caudalfortsatz, der über eine flache konkave Einbuchtung mit dem Dorsalrand verbunden ist. Ventralrand in den vorderen 3/4 des Gehäuses von einer breiten, flachen Flügel-artigen Ausstülpung überhangen; im hinteren Viertel rasch und nur schwach konvex gekrümmt zum Caudalfortsatz ansteigend. Die ventrale Flügel-artige Ausstülpung beginnt fast unmittelbar am Vorderrand und verläuft ebenemäßig flach konvex gekrümmt zu ihrem scharf dreieckig abgesetztem Hinterende. Ventral bildet sie eine scharf abgesetzte Kante zum schwach konkav eingesenkten Ventrum. Fast über die gesamte Länge des Gehäuses erstreckt sich wenig oberhalb der Flügel-artigen Ausstülpung ein deutlicher, breiter horizontaler Sulcus. Eine undeutliche, flache vertikale Einbuchtung (Sulcus) begrenzt eine breite, den Dorsalrand nur wenig überragende, posterodorsale Carapax-Anschwellung nach vorn. Die Schalenoberfläche ist - soweit die nur mäßige Erhaltung der Stücke eine Beobachtung zulässt - glatt.

Gehäuse in der Dorsalansicht plump Pfeilspitzen-förmig mit zugeschärftem Vorderende. Flanken nach hinten bis zum nur wenig seitlich hervortretenden Hinterende der Flügel-artigen Ausstülpung bei ca. 3/4 bis 4/5 der Länge sanft konvex geschwungen ansteigend. Dahinter kurz und scharf zum breit gerundeten Hinterende des Gehäuses abfallend. Das Hinterende wird von dem kurzen und stark komprimierten Caudalfortsatz gebildet.

Innere Merkmale: Nicht zugänglich.

Sexualdimorphismus: Vermutete MM länger und mit einem kräftiger entwickeltem Caudalfortsatz als vermutete WW.

Diskussion: Die vorliegende Art lässt sich wegen der unbekannt inneren Merkmale nur unter Vorbehalt einer bekannten Gattung zuordnen. Nach ihrer externen Morphologie kommt sie dabei der Gattung *Tanzanicythere* AHMAD 1977b am nächsten, von deren Typusart *Tanzanicythere pterota* (AHMAD, 1977a) sie sich vor allem durch ihren weniger kräftigen, nicht gekräuselten Flügel-artigen ventrolateralen Fortsatz unterscheidet. *Tanzanicythere* sp. BASSIOUNI und LUGER (1996) aus dem Eozän von Nordsomalia besitzt eine stark skulpturierte Schalenoberfläche.

Vorkommen: Campan der Einheit 5b der Tisje-Formation von Nordsomalia im Profil Tisje (Probe Tis 2) der Ahl-Meskat-Berge.

Familie Paracytherideidae PURI 1957
 Unterfamilie Paracytherideinae PURI 1957

Bemerkungen: Für eine Diskussion der generischen Abgrenzung der hier aufgeführten Taxa sowie der übergeordneten taxonomischen Einheiten siehe BASSIOUNI und LUGER (1996).

Gattung *Paracytheridea* MUELLER 1894
 Typusart: *Paracytheridea depressa* MUELLER 1894

Paracytheridea? sp.
 Taf. 36, Fig. 17

Diskussion und Vorkommen: Das vorliegende, nur mäßig erhaltene Exemplar (TUB-SOU-150; L: 0,51, H: 0,21, B: 0,20) aus dem unteren Cenoman der Tisje-Formation von Nordsomalia im Profil Manna'a (Einheit 4, Probe Man 68) kann nur unter Vorbehalt der Gattung *Paracytheridea* MUELLER 1894 zugeordnet werden. Mit seinem in der Seitenansicht flach keilförmigen Umriss und dem graden, lang und spitz ausgezogenem Caudalfortsatz könnte es ebenso gut der Gattung *Paijenborchellina* KUZNETSOVA 1957 (in: MANDELSTAM et al.) zuzurechnen sein. Allerdings steht das vorliegende Exemplar durch die Flügel-artig entwickelte Ventralrippe sowie den hinten in der Dorsalansicht charakteristisch abgesetzten Umriss der Gattung *Paracytheridea* näher. Wegen der besonders vorn und dorsal Lammellen-artig entwickelten Randrippe, der nur schwach skulpturierten Oberfläche und den für die Gattung ungewöhnlichen Umriss in der Seitenansicht kann es mit keiner bekannten Art verglichen werden.

Gattung *Hemiparacytheridea* HERRIG 1963
 Typusart: *Paracytheridea (Hemiparacytheridea) occulta* HERRIG, 1963

Hemiparacytheridea? sp.
 Taf. 37, Fig. 1

Material: TUB-SOU-285x.

Dimensionen: Länge: 0,45 Höhe: 0,35 Breite: 0,26

Beschreibung:

Äußere Merkmale: Gehäuse klein, in der Seitenansicht annähernd rechteckig mit lang ausgezogenem Hinterende. LK wenig größer als RK, diese nur anterodorsal und anteroventral überragend. Größte Höhe am gut entwickelten vorderen Schlossohr der LK bei ca. 1/7 der Länge; größte Länge subdorsal. Vorderrand sehr breit und abgestumpft gerundet, im mittleren Teil fast senkrecht abfallend, im Übergangsbereich zum Ventralrand eng gerundet. Dorsalrand grade; Ventralrand vorne subparallel zum Dorsalrand, im hinteren Teil rasch und nur wenig gekrümmt zum Hinterende ansteigend, im mittleren Teil von der überhängenden Ventralrippe verdeckt. Hinterende spitz dreieckig und lang ausgezogen, hintere Spitze subdorsal. Die Ornamentierung der von den Enden deutlich abgesetzten Carapax-Aufwölbung besteht aus drei Längsrippen und Knoten. Eine kurze, kräftige, bogenförmige Dorsalrippe steigt hinter dem breiten und tiefen anteromedianen vertikalen Sulcus deutlich über den Dorsalrand an. Eine sehr kurze, und seitlich weit hervorstehende Mittelrippe erhebt sich steil unmittelbar hinter dem Sulcus. Die sehr lange, ununterbrochene Ventralrippe beginnt direkt hinter dem abgesetzten Vorderende und verläuft - mäßig konvex geschwungen - bis zu ihrem scharf abgesetztem Hinterende, das wenig hinter dem Ende der Dorsalrippe gelegen ist. Ein großer rundlicher,

nach vorn etwas rippenartig verlängerter, deutlich abgesetzter Knoten befindet sich anteromedian unter und wenig hinter dem sehr kräftig entwickelten Augenknoten. Ein weiterer, kleinerer Knoten liegt posterodorsal etwas hinter/unter der Dorsalrippe wenig unterhalb des Dorsalrandes. Die Oberfläche und sämtliche Skulpturelemente sind, bis auf die Region des Augenknotens und den glatten, deutlich abgesetzten Enden des Gehäuses, mit einer unregelmäßigen Retikulation überzogen.

Gehäuse in der Dorsalansicht unregelmäßig rechteckig mit senkrecht abgesetztem kurzem Vorder- und lang ausgezogenem Hinterende. Größte Breite kurz hinter der Mitte an der sehr weit hervorstehenden Mittelrippe.

Innere Merkmale: Nicht zugänglich.

Sexualdimorphismus: Unklar.

Diskussion: Das vorliegende Gehäuse lässt sich mit keiner bekannten Art der Gruppe sinnvoll vergleichen. Ebenso wenig kann es, insbesondere wegen der fehlenden Kenntnis der inneren Merkmale, der Gattung *Hemiparacytheridea* HERRIG 1963 mit Sicherheit zugewiesen werden. Von *Hemiparacytheridea* s.s. (GRÜNDEL, 1975) weicht das vorliegende Exemplar äußerlich durch die subdorsal gelegene Spitze des Hinterendes sowie die sich nach Hinten nicht verbreiternde Ventralrippe ab.

Vorkommen: Unteres Alb der Tisje-Formation im Profil Xabaal Garure (Einheit 3, Probe XGa 60b) von Nordsomalia.

Gattung *Tuberocytheridea* GRÜNDEL 1975
Typusart: *Paracytheridea tuberosa* LIENENKLAUS, 1900

Tuberocytheridea sp.
Taf. 37, Fig. 2, 3

Material: TUB-SOO-312, 313.

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:	Breite:
?W:	0,46	0,26	0,31 (D)
?M:	0,46	0,22	0,31

Beschreibung:

Äußere Merkmale: Gehäuse klein, in der Seitenansicht annähernd rechteckig, mit einem langen, dreieckig zulaufendem Hinterende. Größte Höhe unter dem sehr niedrigen Schlossohr bei ca. 1/4 (?W) bis 1/5 (?M) der Länge; größte Länge subdorsal. Vorderrand breit gerundet und über das Schlossohr stumpfwinkelig mit dem graden Dorsalrand verbunden. Vorderrand ebenso stumpfwinkelig mit dem im vorderen Teil graden und nur wenig nach hinten ansteigendem Ventralrand verbunden. Ventralrand unterhalb des weit hervorstehenden Alarfortsatzes steil und grade zum Caudalfortsatz ansteigend; Caudalfortsatz über eine kleine, aber deutliche Einbuchtung mit dem Dorsalrand verbunden, wodurch die hintere Spitze des Gehäuses deutlich unterhalb des Dorsalrandes gelegen ist. In der LK ist an dem nur undeutlich entwickelten vorderen Kardinalwinkel eine kleine zahnartige Struktur ausgebildet, die auf die RK übergreift. Der hintere Kardinalwinkel ist gut entwickelt. Augenknoten groß, unmittelbar hinter dem vorderen Kardinalwinkel gelegen. Bei ca. 1/3 der Länge (?M) - oder etwa median gelegen (?W) - ist hinter der vorderen Carapax-Aufwölbung ein kräftiger vertikaler Sulcus entwickelt, der sich bis zum ventralen Ende der Carapax-Aufwölbung erstreckt. Die ventrolaterale Carapax-Aufwölbung erhebt sich bereits vor dem Augenknoten und verbreitert sich hinter dem Sulcus

zu einem von einem weit hervorstehenden Dorn gekrönten Alarfortsatz; dahinter fällt sie steil ab. Die Schalenaufwölbung wird nach hinten durch eine annähernd vertikale Rippe vom komprimierten Caudalfortsatz abgegrenzt. Die posterodorsale Carapax-Aufwölbung ist nur mäßig entwickelt und überragt den Dorsalrand nicht. Gesamte Schalenoberfläche mit einer groben Retikulation aus rundlichen Maschen überzogen; hinter dem Sulcus vereinigen sich die Maschenwände der Retikulation zu einem schiefen, mediozentral – posterodorsal verlaufenden Grat auf der posteromedianen Carapax-Aufwölbung. Eine kurze, feine Rippe verläuft etwa horizontal auf halber Höhe vom Vorderrand bis zum deutlich erhabenen Muskelknoten.

In der Dorsalansicht ist das Gehäuse annähernd Pfeilspitzen-förmig mit zugespitztem Vorderende und abgesetztem Caudalfortsatz sowie deutlichem (sub)medianem Sulcus.

Innere Merkmale: Nicht zugänglich.

Sexualdimorphismus: Das längere und schlankere der beiden Exemplare könnte ein Männchen repräsentieren.

Diskussion: Die vorliegende Art lässt sich durch das (wenn auch sehr kleine) vordere Schlossohr und die subdorsal gelegene hintere Spitze gut der Gattung *Tuberocytheridea* GRÜNDEL 1975 zuordnen; sie stellt somit die älteste bisher bekannte Art dieser Gattung dar. Sie ähnelt im Umriss deutlich *T. paraanapetes* BASSIOUNI und LUGER, 1996 aus dem mittleren Eozän von Nordsomalia, von der sie sich aber durch die grobe Retikulation, die weniger prägnante posterodorsale Anschwellung und andere Details deutlich unterscheiden lässt.

Vorkommen: Maastricht der unteren Auradu-Formation im Profil Tisje (Probe Tis 17) der Ahl-Meskat-Berge von Nordsomalia.

Familie Schizocytheridae HOWE 1961

Gattung *Schizocythere* TRIEBEL 1950

Typusart: *Schizocythere hollandica* TRIEBEL, 1950

„*Schizocythere*“ sp.
Taf. 37, Fig. 5, 7, 10

Material: TUB–SOU–142-144 plus 1 Klappe.

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:	Breite:
W:	0,53	0,35	-
M:	0,56	0,32	0,27

Beschreibung:

Äußere Merkmale: Eine der Gattung *Schizocythere* nur vorläufig zugeordnete Art mit in der Lateralansicht annähernd rechteckigem Umriss. Dorsal- und Ventralrand annähernd grade und nur geringfügig nach hinten konvergierend. Vorderrand sehr breit und flach gerundet, bei den WW fast senkrecht abfallend. Hinterrand stumpfwinkelig dreieckig mit leicht konkavem oberen Teil, Hinterende leicht zugespitzt. Größte Länge oberhalb der Mitte bei den WW, etwa mittig bei den MM; größte Höhe unter dem großen, aber wenig deutlichen Augenknoten bei etwa 1/6 der Länge. Die im vorderen Teil nur undeutliche, scharfe Dorsalrippe erhebt sich erst hinter dem in der Gehäusemitte gelegenen flachen Sulcus etwas über den Dorsalrand und verliert sich bei etwa 4/5 der Länge in der Retikulation. Die kräftige Ventralrippe setzt direkt am Vorderrand an und verläuft - sich nach hinten etwas Flügel-artig verbreiternd - leicht konvex geschwungen und endet bei etwa 3/4

der Länge. Die gesamte Oberfläche der Klappe ist mit einer groben, unregelmäßigen Retikulation aus polygonalen, im hinteren Teil vorwiegend pentagonalen Maschen überzogen. In gut erhaltenen Exemplaren setzen direkt am Vorderrand 3-4 subhorizontale feine Leisten an, von denen die unteren drei etwa parallel zur Ventralrippe verlaufen und kurz hinter der Schalenmitte undeutlich werden. Die obere Leiste verläuft in posteroventrale Richtung und wird im Bereich des Sulcus undeutlich. Eine zickzack-förmige vertikale Leiste verläuft kurz hinter dem Sulcus und verbindet die Dorsalrippe mit dem Hinterende der Ventralrippe.

Gehäuse in der Dorsalansicht subhexagonal mit kurzem, abgesetztem, spitzem Hinterende. Flanken fast parallel; rasch vom - bei den WW gerundeten, bei den MM etwas abgesetzten - Vorderende ansteigend; nach hinten allmählich und etwas abgestuft abfallend bei den WW, steil abfallend bei den MM. Größte Breite vor dem Sulcus bei den WW, entlang der Flanken bei den MM.

Innere Merkmale: Schloss entomodont. In der LK vorne mit einer relativ großen, ovalen gekerbten Grube gefolgt von einer vorne grob, hinten feiner gezähnelten Leiste. Die vorderen zwei Zähnen auf der Schlossleiste sind gut abgesetzt und treten somit deutlich hervor. Auf die gekerbte Schlossleiste folgt als Abschluss eine gekerbte Grube. Andere innere Merkmale nicht erkennbar.

Sexualdimorphismus: Deutlich; MM etwas länger und niedriger als WW sowie mit unterschiedlichem Umriss in der Dorsalansicht.

Diskussion: Die vorliegende Art ist wegen ihres entomodonten Schlossbaus keiner bekannten Gattung mit ähnlichem Umriss und ähnlicher Ornamentierung eindeutig zuzuordnen. Nach ihren externen Merkmalen kommt sie der Gattung *Schizocythere* TRIEBEL 1950 am nächsten, von der sie jedoch durch ihr entomodontes anstelle von schizodontem Schloss abweicht. Eine Zuordnung der Art zur extern ebenfalls ähnlichen Gattung *Apateloschizocythere* BATE 1972 aus der höheren Oberkreide N-Afrikas und Australiens ist ebenfalls nicht möglich, da diese ein antimerodontes Schloss aufweist. Von den extern ebenfalls ähnlichen Gattungen wie *Amphicytherura* (*Sondagella*) DINGLE 1969 und *Eucytherura* MUELLER 1894 weicht die vorliegende Art wiederum durch ihr stärker modifiziertes entomodontes Schloss ab. Die vorliegende Art macht daher im Prinzip die Einführung eines neuen Taxons der Schizocytherinae MANDELSTAM 1960 (sensu BATE 1972) erforderlich, wovon allerdings an dieser Stelle abgesehen werden muss, da die wenigen vorliegenden Stücke nicht einmal die formale Einführung dieser neuen Art erlauben. „*Schizocythere*“ sp. ähnelt nach ihren externen Merkmalen entfernt der wesentlich kleineren *Eucytherura* (*Eucytherura*) *gruendeli* *gruendeli* WEAVER 1982 in BASSIOUNI (2002) (= *Schizocythere* (?) sp. in GARGOURI-RAZGALLAH, 1983 und VIVIERE, 1985) aus dem Cenoman von Tunesien bzw. Algerien sowie der ebenfalls wesentlich kleineren *Eucytherura* (*Eucytherura*) *gruendeli anteromusculonodosa* BASSIOUNI 2002 aus dem Alb/Cenoman des Sinai, Ägypten (= *Eucytherura* sp. 5 ANDREU-BOUSSUT 1991 aus dem Cenoman von Marokko).

Vorkommen: „*Schizocythere*“ sp. tritt in der Tisje-Formation von Nordsomalia im oberen Alb des Profils Toga Mareer (Einheit 3, Probe TgM 22) und im unteren Cenoman des Profils Manna'a (Einheit 4, Probe Man 68) auf.

Gattung *Amphicytherura* BUTLER and JONES 1957
 Typusart: *Cytherura? dubia* ISRAELSKY, 1929
 Untergattung *Sondagella* DINGLE 1969
 Typusart: *Amphicytherura (Sondagella) theloides* DINGLE, 1969

Amphicytherura (Sondagella) antiqua ROSENFELD und RAAB, 1984
 Taf. 37, Fig. 4, 8

1981 – *Amphicytherura* aff. *berbiguerensis* COLIN – BISMUTH et al., S. 229, Taf. 8, Fig. 8.

1984 - *Amphicytherura antiqua* n.sp. - ROSENFELD und RAAB, S. 96, Taf. 2, Fig. 1, 2.

2002 - *Amphicytherura (Sondagella) antiqua* (ROSENFELD und RAAB 1984) – BASSIOUNI, S. 56,
 Taf. 11, Fig. 29.

Material: TUB–SOU-22, 23.

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:	Breite:
?W:	0,52	0,33	-
?M:	0,51	~0,28	0,24

Diskussion: Die beiden vorliegenden Stücke sind in ihrer Morphologie/Ornamentierung sehr ähnlich zu *Amphicytherura (Sondagella) antiqua* ROSENFELD und RAAB; allerdings ist hier das vermutete weibliche Exemplar im Vergleich etwas höher. Eine sehr ähnliche, allerdings wesentlich kleinere Art ist auch *A. sexta* VAN DEN BOLD (1964) aus dem höheren Cenoman von Abu Rowash, Ägypten, die neben ihrer retikulierten Oberfläche vor allem in der Dorsalansicht durch ihren hexagonalen Umriss abweicht. Ähnlich ist auch die ebenfalls kleinere Art *A. berbiguerensis* COLIN (1974) aus dem höheren Cenoman von Frankreich, die sich vor allem durch die kurzen, aber kräftigen, von der Mittelrippe ausgehenden senkrechten Leistchen sowie die unregelmäßig bepustelte Oberfläche von *A. (S.) antiqua* unterscheidet.

Die Untergattung *A. (Sondagella)* DINGLE 1969 unterscheidet sich von *A. (Amphicytherura)* nach DINGLE (op. cit., S. 157) durch die Abwesenheit der deutlichen konkaven anterodorsalen Einbuchtung vor dem Augenknoten und eines Caudalfortsatzes; weiterhin wird der Ventralrand nicht von der Ventralrippe überhangen und die Längsrippen sind nicht beknotet wie in *A. (A.)*. Daher wird die vorliegende Art hier, obwohl der Hinterrand bei dieser relativ spitz dreieckig ausgezogen ist, der Untergattung *A. (Sondagella)* zugeordnet (wie bereits von BASSIOUNI, 2002).

Vorkommen: *A. (S.) antiqua* wurde aus dem Apt und Alb von Israel beschrieben (ROSENFELD und RAAB, 1984) sowie dem Apt/Alb des Sinai (BASSIOUNI, 2002). *Amphicytherura* aff. *berbiguerensis* COLIN – BISMUTH et al. (1981) aus dem tieferen Cenoman von Tunesien ist vermutlich ebenfalls dieser Art zuzurechnen. Die vorliegenden Stücke entstammen dem höheren Alb der Tisje-Formation des Profils Togga Mareer von Nordsomalia (Einheit 3, Probe TgM22).

Gattung *Antepaijenborchella* KUZNETSOVA 1961
 Typusart: *Antepaijenborchella praealta* KUZNETSOVA, 1961

Bemerkungen: In Übereinstimmung mit der den Arten von *Antepaijenborchella* von den meisten Autoren zuerkannten hohen Variabilität in der Gehäusemorphologie (e.g. ROSENFELD und RAAB, 1984, ANDREU-BOUSSUT, 1991), erscheint es im auch vorliegenden, nur wenigen Proben entstammenden Material nicht sinnvoll, die hier zu beobachtenden etwa synchronen Varianten der somalischen *Antepaijenborchella*-Vertreter in eigenständige taxonomische Einheiten zu untergliedern. Sie werden daher als Morphotypen (MTA, MTB und MTC) *Antepaijenborchella arushi* n.sp. eingeführt und beschrieben.

Antepaijenborchella arushi n.sp.
Taf. 37, Fig. 7, 9-21

Diagnose: Eine kleine bis mittelgroße, fein- bis grobretikulierte Art der Gattung *Antepaijenborchella*, bei der der tief eingesenkte und scharf begrenzte vertikale Sulcus durch einen vertikalen, von der Mittelrippe ausgehenden und in dorsale Richtung verflachenden Sporn unterteilt ist. Mittelrippe relativ kurz, darunter gelegener Sulcus horizontal verbreitert, konkav.

Holotyp: TUB-SOU-284 (MTA, W).

Paratypen: MTA: TUB-SOU-17-21, 283, 285-287, plus 22 Gehäuse und 12 Klappen.

MTB: TUB-SOU-9-13 plus 15 Gehäuse.

MTC: TUB-SOU-14-16.

Derivatio nominis: Benannt nach Dr. M.A. Arush (Transkription auch Carush), ehemals Universität Mogadischu/Technische Universität Berlin zum Dank für seine freundschaftliche Zusammenarbeit.

Locus typicus: Profil Xabaal Garure, Nordsomalia, Probe XGa 61a.

Stratum typicum: Mittlere Tisje-Formation (Einheit 3), Mergel des unteren Alb.

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:	Breite:
MTA WW:	0,46-0,47	0,30-0,31	0,26
MTA MM:	0,49-0,53	0,29	0,25-0,26
MTB WW:	0,51-0,53	0,31-0,35	0,26
MTB M:	0,53	0,30	0,24
MTC WW:	0,58-0,60	0,30-0,37	0,32
MTC M:	0,57	0,30	-

Beschreibung:

Äußere Merkmale: Gehäuse in der Seitenansicht oval bis langgestreckt Bohnen-förmig. Dorsalrand grade bis leicht konkav, Ventralrand schwach konvex bis grade, im Extremfall (MTC) leicht konkav; beide deutlich nach hinten konvergierend. Vorderrand breit gerundet, im oberen Teil abgeflacht. Hinterrand eng gerundet bei den WW bis zugespitzt dreieckig bei den MM, im oberen Teil mit einer sehr schwachen konkaven Einbuchtung. Größte Höhe unterhalb des winzigen vorderen Schlossohrs bei ca. 1/5 der Länge, größte Länge auf halber Höhe oder etwas darunter. LK etwas größer als RK, diese vorne sowie antero- und posterodorsal übergreifend. Die beherrschenden Skulpturelemente der Klappen sind der tiefe, breite vertikale dorsale und der tiefe, relativ kurze ventrolaterale Sulcus, die durch eine kurze, kräftige, leicht posterodorsal gerichtete Mittelrippe getrennt sind. Der subquadratische vertikale Sulcus ist vorne und hinten durch steile Seitenränder scharf begrenzt, in den unteren 2/3 wird er durch einen von der Mittelrippe ausgehenden und in dorsale Richtung verflachenden kräftigen Sporn in einen schmalen vorderen und breiten hinteren Teil untergliedert. Die hintere Abgrenzung des vertikalen Sulcus wird dorsal von einer undeutlichen (MTC) bis kräftigen (MTA) Anschwellung begleitet, die im Extremfall (MTA) Buckel-artig ausgebildet sein kann und so den Eindruck einer kurzen Dorsalrippe erweckt. Die kurze Mittelrippe beginnt an einem kleinen, einen Muskelknoten andeutenden, Knoten kurz vor der Schalenmitte und endet in einem unregelmäßigen oder länglichen Knoten kurz dahinter. Der kurze, sich maximal über das mittlere Drittel der Klappe erstreckende horizontale ventrolaterale Sulcus ist unregelmäßig gegliedert und verläuft etwa parallel zu einer darunter liegenden, weit vorn ansetzenden und etwa bei 4/5 der Länge endenden, mäßig konvexen, Rippen-ähnlichen ventralen Anschwellung. Diese Anschwellung überhängt den Ventralrand deutlich bei den WW, nur schwach oder garnicht bei den MM. Die Oberfläche der Klappen ist unterschiedlich stark retikuliert: vorne fein bis grob retikuliert, hinten punktiert bis fein retikuliert. Bei den Formen mit feinerer Oberflächenstruktur (MTC, teilweise MTB) verlaufen vorn etwa ab dem vorderen Kardinalwinkel in einigem Abstand zum Vorderrand zwei ihm subparallele

Leisten; eine dritte tritt in der unteren Hälfte hinter ihnen dazu. In den grob retikulierten Varianten (MTA) sind diese Leisten nicht zu beobachten.

Gehäuse in der Dorsalansicht flach oval bis annähernd rechteckig mit subparallelen Flanken, größte Breite hinter der Mitte. Vorder- und Hinterende nur undeutlich abgesetzt.

Innere Merkmale: Schloss - soweit zu beobachten - der Gattung entsprechend. Andere innere Merkmale nicht zugänglich.

Sexualdimorphismus: Deutlich; WW im Verhältnis höher und kürzer als MM.

Diskussion: Im vorliegenden Material lassen sich für die neue Art folgende Varianten unterscheiden:

- MTA beinhaltet die kleinsten, sehr grob retikulierten Formen, bei denen die posterodorsale Anschwellung kräftig ausgebildet ist und als breiter Buckel (oder kurze dorsale Rippe) den Dorsalrand deutlich überragt.
- MTB umfasst Exemplare mittlerer Größe, bei denen die Intensität der Retikulation zwischen der von MTA und MTC liegt; die posterodorsale Anschwellung ist deutlich, überragt aber den Dorsalrand nicht.
- MTC beinhaltet die längsten und im Verhältnis niedrigsten und breitesten Exemplare mit relativ feiner Oberflächenstruktur und deutlichen vertikalen Leisten im vorderen Drittel; die posterodorsale Anschwellung ist nur sehr undeutlich wahrnehmbar.

Eine taxonomische Abtrennung der beobachteten Morphotypen wird als nicht sinnvoll erachtet, da MTB und MTC der gleichen Probe und MTA einem etwa synchronen Horizont entstammen.

Antepaijenborchella arushi n.sp. MTC und MTB aus dem unteren Alb von Nordsomalia sind sehr ähnlich zu *Antepaijenborchella menarica* ROSENFELD und RAAB (1984) aus dem Neokom und Apt von Israel; jedoch unterscheidet sich *Antepaijenborchella arushi* n.sp. von dieser Art in erster Linie durch den langen, den vertikalen Sulcus unterteilenden Sporn sowie die kürzere Mittelrippe und den kürzeren horizontalen Sulcus.

Sehr ähnlich zu *Antepaijenborchella arushi* n.sp. MTA ist *Antepaijenborchella* cf. *menarica* ROSENFELD und RAAB 1984 in BASSIOUNI (2002) aus dem unteren oberen Apt des Sinai von Ägypten, die sich jedoch durch ihre deutlich unterhalb der Mitte gelegene größte Länge von der neuen Art unterscheidet.

Vorkommen: *Antepaijenborchella arushi* n.sp. tritt im unteren Alb der Tisje-Formation (Einheit 3) von Nordsomalia in den Profilen Xabaal Garure (Probe XGa 61a, MTA) und Las Koreh (Probe LKo 9, MTB und MTC) auf.

Gattung *Holcopocythere* AL-FURAIH 1980
Typusart: *Holcopocythere falsocolata* AL-FURAIH 1980

Holcopocythere falsocolata AL-FURAIH 1980
Taf. 37, Fig. 22, 23

1980 - *Holcopocythere falsocolata* sp. nov. - AL-FURAIH p. 40, Taf. 33, Fig. 1-4.

? 1980 - *Holcopocythere bassiporosa* sp. nov. - AL-FURAIH, p. 41, Taf. 34, Fig. 1-4.

? 1988 - *Holcopocythere bassiporosa/falsocolata* AL-FURAIH - ATHERSUCH, p. 1197, Taf. 1, Fig. 1

? 1994 - *Holcopocythere bassiporosa/falsocolata* AL-FURAIH - ATHERSUCH, p.262, Taf. 12.1, Fig.1.

Material: TUB-SOO-266, 269.

Dimensionen: Länge: 0,63 Höhe: 0,35 Breite: 0,27

Diskussion: Die vorliegenden, nur mäßig erhaltenen Exemplare aus dem unteren Paleozän von Nordsomalia sind - obwohl etwas größer - gut vergleichbar mit *H. falsoculata* AL-FURAIH (1980); nach den Größenverhältnissen könnte es sich um ein Männchen und ein Juvenarium handeln.

Bei der Einführung der Gattung *Holcopocythere* unterscheidet AL-FURAIH (1980) zwei Arten: den Genotyp *H. falsoculata* und *H. bassiporosa*. Beide Arten treten nach AL-FURAIH (op. cit.) im unteren Paleozän auf (*H. bassiporosa* erscheint nach seinen Angaben bereits im Maastricht). Nach AL-FURAIH (op. cit.) unterscheidet sich *H. falsoculata* von der sehr ähnlichen *H. bassiporosa* durch (p. 41): „having prominent tubercle situated below and slightly posterior to the eye tubercle.“ sowie „details of ornamentation“. Nach den von AL-FURAIH (op. cit.) gegebenen Abbildungen ist als weiterer Unterschied festzustellen, dass bei *H. falsoculata* die schräg anteroventral gerichtete Mittelrippe vorne im unteren Drittel beginnt, während sie bei *H. bassiporosa* etwa in der Mitte einsetzt. Eine Bewertung der zu beobachtenden Unterschiede in Hinsicht auf die (von ATHERSUCH 1988, 1994 bezweifelte) Berechtigung der artlichen Abgrenzung kann an dieser Stelle nicht vorgenommen werden.

Das von ATHERSUCH (1988, 1994) aus dem Maastricht von Oman als *Holcopocythere bassiporosa/falsoculata* AL-FURAIH abgebildete Exemplar ähnelt durch das nur kurz unterhalb der Mitte gelegene Vorderende der Mittelrippe eher *H. bassiporosa*.

Vorkommen: *Holcopocythere falsoculata* wurde erstmalig aus dem unteren Paleozän, *H. bassiporosa* aus dem Maastricht und Paleozän von Saudi Arabien beschrieben (AL-FURAIH, 1980); das vorliegende Material entstammt dem unteren Paleozän der Auradu-Formation des Profils Tisje (Probe Tis 37) der Ahl-Meskat-Berge von Nordsomalia.

Holcopocythere sp.
Taf. 37, Fig. 24

Material: TUB-SOO-30, 296 plus 2 Gehäuse.

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:	Breite:
W:	0,50	0,32	0,25
M:	0,52	0,28	--

Diskussion: Die vorliegenden nur mäßig erhaltenen Exemplare ähneln - bei etwa gleicher Größe - *H. falsoculata* AL-FURAIH (1980) und weisen wie diese Art einen deutlichen Sexualdimorphismus auf. Sie unterscheiden sich jedoch von dieser (und der sehr ähnlichen *H. bassiporosa* AL-FURAIH 1980) klar durch das Fehlen der senkrechten posterodorsalen Verbindung zwischen der Dorsal- und Mittelrippe sowie durch die nur undeutlichen Skulpturelemente im Bereich des Sulcus (letzteres ist möglicherweise durch die schlechte Erhaltung bedingt).

Vorkommen: *Holcopocythere*-Arten wurden aus dem höheren Maastricht und unteren Paleozän von Saudi Arabien (AL-FURAIH, 1980) sowie dem Maastricht von Oman (ATHERUCH 1994) beschrieben. Die vorliegenden Exemplare entstammen der Einheit 5b der Tisje-Formation (Campan) des Profils Tisje der Ahl-Meskat-Berge von Nordsomalia (Probe Tis 2).

Familie Progonocytheridae LYUBIMOVA 1955
 Unterfamilie Progonocytherinae

Gattung *Majungaella* GREKOFF 1963
 Typusart: *Majungaella perforata* GREKOFF, 1963

Majungaella dualehi n.sp.
 Taf. 37, Fig. 25; Taf. 38, Fig. 1, 2, 3, 5

Diagnose: Eine kleine neue Art der Gattung *Majungaella* mit zentral sehr grober, randlich feiner und undeutlich randparalleler Retikulation. Hinterende für die Gattung relativ lang und spitz ausgezogen. Gehäuse nur wenig höher als breit.

Holotyp: TUB–SOU–175.

Paratypen: TUB–SOU–176, 289, 290 plus 4 Gehäuse und 11 Klappen.

Derivatio nominis: Benannt nach Dr. A.H.A. Dualeh, früher Universität Mogadischu/Technische Universität Berlin, zum Dank für seine freundliche Zusammenarbeit in Somalia.

Locus typicus: Profil Manna'a, Nordsomalia.

Stratum typicum: Obere Tisje-Formation (Einheit 4), Probe Man 68, Cenoman.

Dimensionen: Länge: 0,53-0,56 Höhe: 0,36-0,37 Breite: 0,35

Beschreibung:

Äußere Merkmale: Das kleine Gehäuse ist in der Seitenansicht länglich-oval. Vorderrand unten breit gerundet, oben abgeflacht. Dorsalrand konvex, hinter der Mitte fast grade und stark zum Hinterende abfallend. Ventralrand konkav, hinter der Mitte rasch und undeutlich konkav geschwungen zum Hinterende ansteigend. Ventralrand nur geringfügig von ventraler Carapax-Aufwölbung überhangen. Hinterende abgerundet dreieckig, im oberen Teil der RK mit einer leichten konkaven Einbuchtung. Größte Höhe und Länge in der Mitte. LK > RK, diese ringsherum umgreifend. Augenknoten sehr undeutlich bei etwa 1/5 der Länge. Oberfläche zentral sehr grob, randlich feiner retikuliert mit überwiegend rundlichen Poren. In besser erhaltenen Exemplaren sind die randlichen Maschentrennwände erhaben und zu feinen, zum Vorder-, Ventral- und Hinterrand subparallelen Leistchen angeordnet.

Gehäuse in der Dorsalansicht oval, Vorder- und Hinterende nur durch eine sehr schmale Randrippe etwas abgesetzt. Größte Breite in der Mitte oder kurz dahinter.

Innere Merkmale. Schloss *Majungaella*-typisch entomodont (s. Taf. 38, Fig. 3, 5): In der RK mit einem 4 bis 5-fach tief gekerbten länglichen ovalen vorderen Schlosszahn gefolgt von einer im vorderen Teil grob, hinten feiner gekerbten langen Furche und einem nur undeutlich gekerbten, hohen, länglich-ovalen hinteren Schlosszahn. Schloss in der LK komplementär mit einer deutlichen Ausweichfurche oberhalb der kräftigen Schlossleiste. Andere innere Merkmale nicht zu beobachten.

Sexualdimorphismus: Unklar.

Diskussion: *Majungaella dualehi* n.sp. ist in Umriss und Ornamentierung sehr ähnlich zu den von ROSENFELD und RAAB (1974, 1984) als *Centrocythere denticulata* MERTENS abgebildeten Exemplaren, von denen sie sich durch die gröbere Retikulation und den nur undeutlichen Augenknoten unterscheidet.

Vorkommen: Unteres Cenoman der Tisje-Formation von Nordsomalia im Profilen Manna'a (Einheit 4, Probe Man 68).

Gattung *Paraphysocythere* DINGLE 1969
 Typusart: *Paraphysocythere thompsoni* DINGLE, 1969

Diskussion: Im vorliegenden Material aus dem Apt bis Cenoman der Tisje-Formation von Nordsomalia existieren eine Reihe kleiner bis mittelgroßer, im Umriss *Neocythere*- oder *Majungaella*-ähnlicher Arten, die in ihrem Schlossbau jedoch deutliche Abweichungen zu den o.g. Gattungen aufweisen. Sofern das teilweise nur mäßig erhaltene Material eine Beobachtung zulässt, zeigen diese Arten ein merodont/entomodontes Schloss, wodurch sie der aus der Unterkreide des borealen Raumes bekannten Gattung *Physocythere* KAYE 1963 nahe stehen. Im Unterschied zu *Physocythere* besitzen aber die somalischen Formen ein glattes oder nur undeutlich krenuliertes mittleres Schlosselement sowie in der LK eine deutliche Ausweichfurche über der Schlossleiste (anstelle eines „wide shelf“ in *Physocythere* KAYE, 1963). Das letztgenannte Merkmal unterscheidet die bisher nur aus der Oberkreide von Südafrika und dem westlichen Pazifik bekannte Gattung *Paraphysocythere* DINGLE 1969 von *Physocythere* KAYE, 1963 (siehe Tab. 2); weshalb die betrachtete Artengruppe hier der Gattung *Paraphysocythere* DINGLE zugeordnet werden muss (siehe auch BASSIOUNI, 2002, S. 64).

Paraphysocythere aptiensis n.sp.
 Taf. 38, Fig. 4, 6-10, 12

Diagnose: Eine neue mittelgroße Art der Gattung *Paraphysocythere* mit subovalem Gehäuse mit einer ventral gröberen, dorsal feineren Ornamentierung aus horizontalen und subvertikalen Leisten sowie Retikulation. Intensität der Ornamentierung variabel. Schloss merodont/entomodont; in der LK mit etwa gleich langer, tief gekerbter vorderer und hinterer Grube; medianes Schlosselement aus langer, grader glatter Leiste mit darüber liegender, kräftig entwickelter Ausweichfurche. Augenknoten undeutlich oder fehlend. Sexualdimorphismus deutlich.

Holotyp: TUB-SOU-154 (W RK).

Paratypen: TUB-SOU-151-153, 155, 156, 240, 241 plus 12 Klappen.

Derivatio nominis: Die Art wird erstmalig im unteren Oberapt von Nordsomalia beobachtet: *aptiensis*.

Locus typicus: Profil Dhadhabo, Ahl-Medo-Berge, Nordsomalia.

Stratum typicum: Untere Tisje-Formation, Einheit 2, Probe Dha 26, unteres oberes Apt; offen marine Mergel des Infralitorals mit planktonischen Foraminiferen.

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:
WW:	0,59-0,67	0,37-0,40
MM:	0,65-0,71	0,37-0,39

Beschreibung:

Äußere Merkmale: Gehäuse mittelgroß, in der Lateralansicht suboval bei den WW bis länglich oval bei den MM. Größte Länge etwas unterhalb der Mitte, größte Höhe etwa mittig bei den WW, etwas vor der Mitte bei den MM. Vorderrand ventral gut gerundet, dorsal abgeflacht. Dorsalrand der LK im vorderen Teil konvex geschwungen, hinter der Mitte grade; in der RK annähernd grade; in beiden Klappen deutlich nach hinten abfallend. Hinterrand abgerundet dreieckig und etwas asymmetrisch in der LK, spitz dreieckig und im dorsalen Teil mit einer konkaven Einbuchtung versehen in der RK. Ventralrand schwach konkav, ab etwa 1/4 der Länge bis kurz vor das Hinterende von der ventral etwas zugespitzten konvexen Gehäuseaufwölbung überhangen. Schalenoberfläche unterschiedlich intensiv ornamentiert. Ornamentierung generell ventral kräftig, dorsal fein; aus horizontalen und subvertikalen Striationen bis kräftigen Leisten sowie Retikulation.

Striae oder Leisten subparallel zu Vorder-, Ventral- und Hinterrand; entlang der Ränder die ebenfalls deutliche, in parallelen Reihen angeordnete Retikulation überlagernd. Ornamentierung zentral entweder nur aus grober Retikulation oder mit undeutlichen horizontalen Striae. Dorsaler Bereich der Klappen glatt oder nur

Gattung	<i>Centrocythere</i> MERTENS 1956	<i>Neocythere</i> MERTENS 1956	<i>Physocythere</i> KAYE 1963	<i>Paraphysocythere</i> DINGLE 1969	<i>Majungaella</i> GREKOFF 1963
Genotyp	<i>Centrocythere denticulata</i> MERTENS, 1956	<i>Neocythere vanveeni</i> MERTENS, 1956	<i>Cythere lingenensis</i> MERTENS, 1956	<i>Paraphysocythere thompsoni</i> DINGLE, 1969	<i>Majungaella perforata</i> GREKOFF, 1963
Umriss	Lateralansicht Dorsalrand Ventralrand Vorderrand Hinterrand	länglich oval ± grade konkav, nur wenig von VCA überhangen breit gerundet	oval LK: deutlich Konkav RK: ± grade konkav, von VCA überhangen breit gerundet, teilweise schief	oval konvex grade bis konkav, von VCA überhangen breit gerundet, teilweise schief	oval - länglich oval grade zwischen den Kardinalwinkeln konkav, von VCA überhangen in den unteren 2/3 gerundet, im oberen Drittel schwach konkav
Ornamentierung	wichtigste Skulpturelemente	eng gerundet halbkreisförmige konzentrische Leisten	dreieckig bis eng gerundet retikuliert; je 3 Leisten ± parallel zum VoR, VeR und HR verlaufend	eng gerundet, im oberen Teil schwach konkav horizontale und vertikale Leisten (hier: retikuliert; Leisten ± parallel zum VoR, VeR, HR)	retikuliert oder punktiert
Augenknoten	subzentraler Tuberkel	fehlend ?	fehlend ?	fehlend ?	fehlend vorhanden; extern schwach, intern deutlich entwickelt
Sexualdimorphismus					
Schloßbau (nach Treatise 1961, MOORE [Ed.])	Typ	vorhanden amphidont/heterodont	vorhanden antimerodont	deutlich antimerodont	vorhanden entomodont
Ausweichfurche (LK)	breit	vorhanden	fehlend	vorhanden	fehlend (?)

Abkürzungen: DR = Dorsalrand; HR = Hinterrand; LK = Linke Klappe; RK = Rechte Klappe; VCA = Ventrale Carapax-Anschwellung; VeR = Ventralrand; VoR: Vorderrand

Tab. 2 : Vergleich der wichtigsten Gattungsmerkmale der Gattungen *Centrocythere*, *Neocythere*, *Physocythere*, *Paraphysocythere* und *Majungaella*.

schwach ornamentiert. Augenknoten sehr klein oder fehlend (eine kleine anterodorsale Schwiele vor einer flachen Furche könnte einen Augenknoten markieren, ist aber nicht in allen Stücken entwickelt).

Innere Merkmale: Schloss merodont/entomodont. In der RK mit langen, 6-fach gekerbten Endzähnen und dazwischen liegender langer, grader, glatter Furche. Im komplementären Schloss der LK liegt über der glatten mittleren Schlossleiste eine lange, breite Ausweichfurche (siehe Taf. 38, Fig. 4). Andere innere Merkmale nicht erkennbar.

Sexualdimorphismus: Neben den oben erwähnten unterschieden sind die als MM interpretierten Exemplare im Verhältnis länger und niedriger als die WW.

Diskussion: *Paraphysocythere aptiensis* n.sp. ist in der Größe, im Umriss, der Ornamentierung und den Grundelementen des Schlossbaus weitgehend identisch zu *Neocythere nobilis* ROSENFELD und RAAB, 1984 aus dem Apt und Alb von Israel. Nach BASSIOUNI (2002) ist *Neocythere nobilis* auch im oberen Apt des Sinai, Ägypten vertreten und muss anhand ihres Schlossbaus (in der LK mit krenulierter mittlerer Schlossleiste ohne darüber liegender Ausweichfurche) der Gattung *Physocythere* KAYE 1963 zugerechnet werden (siehe Tab. 2). Genau in diesem Merkmal des Schlossbaus weichen aber die ansonsten zu *Physocythere nobilis* (ROSENFELD und RAAB) homöomorphen Exemplare aus dem unteren Oberapt von Nord-somalia - mit glatter Leiste und kräftig entwickelter Ausweichfurche im Schloss der LK - ab und müssen somit der von DINGLE (1969) eingeführten Gattung *Paraphysocythere* zugerechnet und daher auch artlich unterschieden werden.

Die hier zu *P. aptiensis* n.sp. gestellten Formen variieren teilweise deutlich in der Intensität der Ornamentierung der Klappen, insbesondere der Stärke der durch die Maschentrennwände der Retikulation gebildeten Leistchen. Hierbei dominieren aber bei allen der Art zugeordneten Stücken die sich in Längsrichtung erstreckenden Leistchen im ventralen Teil der Klappen über undeutlichere, zum Vorder- und Hinterrand subparallele Leistchen (im Gegensatz zur jüngeren *P. palaeoalbiensis* n.sp., s.u.). Juvenile (?A-1) Stadien der stark ornamentierten Varietät von *P. aptiensis* n.sp. aus dem vorliegenden Material erinnern mit ihren im oberen Teil der Klappen dreieckig zulaufenden Leistchen (siehe Taf. 38, Fig. 8) deutlich an *Progonocythere? freundi* ROSENFELD und RAAB (1984, Taf. 9, Fig. 11; Holotyp); einer Form mit sehr ähnlichem Umriss und identischem Schlossbau aus dem Hauterive-Barreme von Israel.

Sehr enge Beziehungen bestehen zwischen *P. aptiensis* n.sp. und der hier neu eingeführten *P. palaeoalbiensis* n.sp. aus dem unteren Alb von Nordsomalia, die sehr wahrscheinlich aus *P. aptiensis* n.sp. hervorgegangen ist (s.u.).

Vorkommen: *Paraphysocythere aptiensis* n.sp. tritt in Somalia im unteren oberen Apt in den Profilen Xabaal Garure (Proben XGa36) und Dhadhabo (Probe Dha26) der Tisje-Formation (Einheit 3) auf. Ähnliche Formen aus dem Alb der Tisje-Formation werden hier als *P. palaeoalbiensis* n.sp. abgetrennt.

Paraphysocythere palaeoalbiensis n.sp.
Taf. 38, Fig. 11, 13-21

Diagnose: Eine neue Art der Gattung *Paraphysocythere* mit einem subovalen Gehäuse; LK deutlich höher als RK mit einem etwas abgesetztem, dreieckigem dorsalen „Buckel“ kurz vor der Gehäusemitte. Ventralrand durch ventrolaterale Carapax-Aufwölbung weitgehend verdeckt. Oberfläche fein retikuliert mit zum Vorder-, Ventral- und Hinterrand subparallelen erhabenen Leistchen.

Holotyp: TUB–SOU–168 (W LK).

Paratypen: TUB–SOU-164-167, 169, 170, 242-246, 250-251, 256, 288 plus 15 Gehäuse und 57 Klappen.

Derivatio nominis: Die Art wird erstmalig aus dem unteren Alb von Nordsomalia beschrieben, daher: *palaeoalbiensis*.

Locus typicus: Profil Las Koreh, Nordsomalia.

Stratum typicum: Tisje-Formation, Einheit 3, Probe LKo 9, unteres Alb.

<u>Dimensionen</u> :	Länge:	Höhe:	Breite:
W (Holotyp):	0,67	0,45	--
WW (Paratypen):	0,65-0,69	0,45-0,48	0,38
MM (Paratypen):	0,70-0,77	0,41-0,43	0,36-0,38

Beschreibung:

Äußere Merkmale: Gehäuse mittelgroß, in der Lateralansicht suboval bei den WW bis länglich-oval bei den MM. Größte Länge etwa auf halber Höhe, größte Höhe kurz vor der Mitte. Vorderrand breit, im oberen Teil flacher gerundet; Hinterrand abgerundet dreieckig in der LK, zugespitzt dreieckig in der RK. Dorsalrand gerade, Ventralrand schwach konvex, beide nach hinten stark konvergierend. Bei etwa 1/4 der Länge erhebt sich am Vereinigungspunkt von Vorder- und Dorsalrand der LK ein, durch eine flache horizontale Rinne vom darunter liegenden Rest der Klappe etwas abgesetzter dreieckiger „Buckel“, der den Dorsalrand kurz vor der Gehäusemitte deutlich überragt und kurz hinter der Mitte wieder verschwindet. Der Ventralrand wird weitgehend von der kräftigen, ventral etwas zugeschärften Carapax-Aufwölbung verdeckt. Diese steigt sanft vom unteren Ende des Vorderrandes an, verläuft ebenmäßig konvex geschwungen bei den WW, bei den MM im hinteren Teil konkav und wird bei etwa 3/4 der Länge undeutlich. Die Schalenoberfläche ist, bis auf das stark komprimierte Hinterende und den mit scharfen, feinen Längsrippen versehenem Venter, mit einer sehr feinen Retikulation aus rundlichen bis polygonalen Maschen überzogen, deren Trennwände vorne, ventral und hinten in deutlichen randparallelen erhabenen Leistchen angeordnet sind. Augenknoten sehr klein oder fehlend (eine genaue Beurteilung ist wegen der unzureichenden Erhaltung nicht möglich).

Gehäuse in der Dorsalansicht suboval, mit gerundetem Vorder- und scharf abgesetztem, spitzen Hinterende. Größte Breite kurz hinter der Mitte. Bei beschädigten Exemplaren mit teilweise erodierter Oberfläche wird in der Gehäusemitte ein flacher Sulcus vorgetäuscht.

Innere Merkmale: Schloss merodont/entomodont. In der LK mit einer länglichen, deutlich gekerbten vorderen Grube gefolgt von einer langen glatten Leiste mit anschließender länglicher, ebenfalls deutlich gekerbter Grube. Oberhalb der Schlossleiste in der LK befindet sich eine gut ausgebildete Ausweidfurche. Andere innere Merkmale sind nicht zu beobachten.

Sexualdimorphismus: MM deutlich länger und etwas niedriger als WW, sowie mit einem im hinteren Teil schwach konvexem Venter.

Diskussion: *Paraphysocythere palaeoalbiensis* n.sp. ist im Umriss sehr ähnlich zu der im Vergleich bei den adulten Exemplaren niedrigeren *P. aptiensis* n.sp. aus dem unteren oberen Apt von Nordsomalia, ihrem vermutlichen Vorläufer. Sie unterscheidet sich von dieser aber auch in der Ornamentierung durch die subparallel zum Vorder-, Ventral- und Hinterrand verlaufenden Leistchen – im Gegensatz zu den auf dem ventralen Teil der Klappen dominierenden, in Längsrichtung verlaufenden Leistchen bei *P. aptiensis* n.sp. Die neue Art ähnelt mit ihrem subovalen Umriss und ihrer retikulierten und mit den randparallelen Leistchen versehenen Oberfläche auch einigen anderen aus dem Apt-Cenoman beschriebenen Arten des mediterranen Raumes. *Neocythere sanninensis* DAMOTTE und SAINT-MARC (1972) aus dem Alb des Libanon hat bei ähnlicher Ornamentierung einen eher rechteckigen Umriss mit deutlich komprimiertem Vorder- und Hin-

terende. *Centrocythere tunetana* BISMUTH und DONZE (1981; in: BISMUTH et al.) aus dem Alb und Cenoman von Tunesien unterscheidet sich in ähnlicher Weise von *P. palaeoalbiensis* n.sp.; zusätzlich weist diese Art auch große Augenknotten auf. Eine ähnliche, ebenfalls mit großen Augenknotten versehene Form wurde als *Centrocythere denticulata* MERTENS von ROSENFELD und RAAB (1984) aus dem oberen Alb und Cenoman von Israel beschrieben.

Vorkommen: Unteres Alb der Tisje-Formation (Einheit 3) von Nordsomalia in den Profilen Xabaal Garure (Proben XGa 60a, 60b, 61a) und Las Koreh (Probe LKo 9).

Paraphysocythere andreui n.sp.
Taf. 39, Fig. 1-6

Diagnose: Eine mittelgroße neue Art der Gattung *Paraphysocythere* mit subovalem, hinten scharf dreieckig zugespitzten Umriss in der Lateralansicht. Gehäuse deutlich breiter als hoch, in der Dorsalansicht suboval mit abgesetztem, zugeschärftem Hinterende. Oberfläche unten grob, oben fein retikuliert. Ventralrand durch eine breite, unten rippenartig zugeschärfte ventrale Carapax-Aufwölbung überhangen.

Holotyp: TUB-SOU-254.

Paratypen: TUB-SOU-160-162, 252, 253, 291, 292 plus 3 Gehäuse und 2 Klappen.

Derivatio nominis: Benannt nach Prof. Dr. B. Andreu (auch Andreu-Boussut), der mit seinen umfangreichen Arbeiten über die kretazischen Ostrakoden nicht nur Marokkos wertvolle Beiträge zu Ostrakodologie geliefert hat.

Locus typicus: Profil Las Koreh, Nordsomalia.

Stratum typicum: Einheit 3 der Tisje-Formation, Probe LKo14, mittleres Alb.

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:	Breite:
Holotyp (Probe LKo14):	0,65	0,31	0,43
Paratyp (Probe LKo14):	0,71	0,32	0,45
Paratyp (Probe XGa66):	0,62	0,44	0,50
Paratyp (Probe XGa66):	0,62	0,36	--

Beschreibung:

Äußere Merkmale: Gehäuse in der Seitenansicht länglich-oval bis fast rechteckig, mit lang ausgezogenem, spitz dreieckigem Hinterende. Vorderrand breit gerundet und kurz abgesetzt. Dorsalrand - nach einer flachen konkaven Einbuchtung hinter dem undeutlichen vorderen Kardinalwinkel - flach konvex geschwungen, nur wenig zum Hinterende abfallend. Ventralrand in den vorderen 3/4 der Länge von der ventralen Carapax-Aufwölbung deutlich überhangen. Hinterende spitz dreieckig, lang ausgezogen, im oberen Teil undeutlich konkav; scharf abgesetzt vom Rest der Klappe. Größte Länge etwa auf halber Höhe, größte Höhe etwa in der Mitte. Augenknotten undeutlich oder fehlend (Erhaltung).

Oberfläche (bis auf das glatte Hinterende) zentral und dorsal fein, sonst grob retikuliert mit überwiegend rundlichen Maschen, die durch randparallele, anteroventral beginnende und posterodorsal endende Leisten unterteilt werden. Die breite ventrolaterale Carapax-Aufwölbung erhebt sich kurz hinter dem etwas abgesetzten Vorderrand wenig oberhalb des Ventralrandes, steigt sanft zur Mitte hin an, überhängt den Ventralrand schon kurz nach ihrem Beginn und verläuft ebmäßig konvex geschwungen im hinteren Drittel zum Hinterende ansteigend. Im mittleren Teil ist sie ventral rippenartig zugeschärft.

In der Dorsalansicht Gehäuse breit-oval mit undeutlich abgesetztem Vorder- und scharf abgesetztem, Stachel-artigem Hinterende. Größte Breite etwa in der Mitte. Der Venter ist mit vier kräftigen, in Längsrichtung verlaufenden Leisten versehen, deren Zwischenräume retikuliert sind.

Innere Merkmale: Das Schloss einer schlecht erhaltenen LK weist identische Hauptelemente zu *P. palaeoalbiensis* n.sp. auf, Feinstrukturen und andere innere Merkmale können nicht beobachtet werden.

Sexualdimorphismus: Unklar.

Diskussion: *Paraphysocythere andreui* n.sp. ist in der Seitenansicht sehr ähnlich zu *P. palaeoalbiensis* n.sp., unterscheidet sich jedoch von dieser in der Dorsalansicht deutlich durch das wesentlich breitere Gehäuse. Da *P. andreui* n.sp. in den untersuchten Profilen in etwas jüngeren Schichten als *P. palaeoalbiensis* n.sp. vorkommt, liegt es nahe anzunehmen, dass sie aus dieser Art hervorgegangen ist.

Vorkommen: Höheres unteres bis mittleres Alb der Tisje-Formation (Einheit 3) von Nordsomalia oberhalb der Schichten mit *P. palaeoalbiensis* n.sp. in den Profilen Las Koreh (Probe LKo 14) und Xabaal Garure (Proben XGa 66, 67).

Paraphysocythere sp. A
Taf. 39, Fig. 7-9

Material: TUB-SOU-282, 296-298 plus 3 Klappen.

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:	Breite:
WW:	0,51-0,52	0,29-0,31	-
M:	0,55	0,26	-

Beschreibung:

Äußere Merkmale: Die mittelgroßen Klappen dieser *Paraphysocythere*-Art sind in der Seitensicht sehr lang-oval bis fast lanzettförmig. Vorderrand breit gerundet, im oberen Drittel abgeflacht und Übergangslos mit dem konvexen Dorsalrand verbunden. Ventralrand schwach konvex und leicht von ventrolateraler Carapax-Aufwölbung überhangen. Ventral- und Dorsalrand erst ab dem hinteren Drittel konvergierend. Hinterende abgestumpft dreieckig, im oberen Teil der RK unterschiedlich deutlich konkav eingebuchtet. Größte Länge unterhalb der Mitte, größte Höhe zentral. Augenknoten undeutlich oder fehlend. Ornamentierung aus relativ grober Retikulation mit überwiegend rundlichen Maschen. Die Trennwände der Retikulation sind nur randlich zu undeutlichen Leisten parallel zum Vorder-, Ventral- und Hinterrand angeordnet.

Umriss in der Dorsalansicht linsenförmig mit nur unmerklich abgesetzten Enden; größte Breite hinter der Mitte.

Innere Merkmale: Schloss merodont/entomodont; das mittlere Schlosselement der LK besteht aus einer glatten, nach vorn höher werdenden Leiste. Andere Merkmale nicht erkennbar.

Sexualdimorphismus: Eine etwas längere und niedrigere Klappe dürfte ein M repräsentieren.

Diskussion: *Paraphysocythere* sp. A ist durch das lange und sehr niedrige Gehäuse ähnlich zu *P. andreui* n.sp. aus dem Alb von Nordsomalia, ist aber im Gegensatz zu dieser Art höher als breit und weicht besonders durch das kaum abgesetzte Hinterende ab. Ähnlich ist auch *Metacytheropteron dvorachecki* ROSENFELD und RAAB (1984) aus dem Alb von Israel, einer Art mit gradem bis konkaven Ventralrand der nicht von der ventrolateralen Carapax-Aufwölbung überhangen wird, und die deutlichen - in Längsrichtung verlaufenden Leisten - aufweist.

Vorkommen: *Paraphysocythere* sp. A tritt im oberen Alb (Profil Togga Mareer, Einheit 3, Probe TgM 22) und unteren Cenoman (Profil Manna'a, Einheit 4, Probe Man 68) der Tisje-Formation in den Ahl-Medo-Bergen von Nordsomalia auf.

Paraphysocythere? sp.
Taf. 39, Fig. 10

Material: TUB-SOU-248.

Dimensionen: Länge: 0,50 Höhe: 0,33 Breite: 0,32

Diskussion: Das vorliegende Einzelexemplar aus dem mittleren Cenoman der Tisje-Formation des Profils Xabaal Garure (Einheit 4, Probe XGa91) von Nordsomalia ähnelt in Umriss und Ornamentierung entfernt *P. palaeoalbiensis* n.sp. und wird daher vorbehaltlich unter der gleichen Gattung geführt. Mit seinem ovalen Umriss, gut abgesetzten Hinterende und der nur im centroventralen Bereich deutlichen Retikulation aus überwiegend rundlichen Maschen lässt es sich keiner bekannten Art zuordnen.

Familie Trachyleberididae SYLVESTER-BRADLEY 1948
Unterfamilie Trachyleberidinae SYLVESTER-BRADLEY 1948

Gattung *Acanthocythereis* HOWE 1963
Typusart: *Acanthocythereis araneosa* HOWE 1963

Acanthocythereis sp. 1
Taf. 39, Fig. 13, 17

Material: TUB- SOO-33, 35-37, 286, 287.

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:	Breite:
W:	0,84	0,38	0,35
M:	0,80	0,34	0,27

Beschreibung:

Äußere Merkmale: Gehäuse in der Lateralansicht annähernd rechteckig; Dorsal- und Ventralrand in den WW nicht, in den MM nur undeutlich nach hinten konvergierend. Vorderrand breit gerundet und nahtlos in den fast graden - nur hinter dem großen, niedrig-breiten Augenknoten geringfügig konkav eingesenkten - Dorsalrand übergehend. Hinterrand dreieckig, in einem stumpfen Winkel mit dem Dorsalrand verbunden; nahtlos in den nur in der Mitte leicht konkav geschwungenen Ventralrand übergehend. Ventral- und Vorderrand mit nahtlosem Übergang. Vorder- und Hinterende abgesetzt; besonders bei den MM ist das deutlicher abgesetzte Hinterende posteroventral etwas ausgezogen. Die Ornamentierung besteht lediglich aus einer die gesamte Klappe überziehenden Retikulation aus feinen, mehr oder weniger rundlichen Maschen (lediglich der vordere und hintere Randbereich sind nicht oder nur undeutlich retikuliert). Eine kräftige, anteroventral gerichtete Furche säumt den nur wenig erhabenen deutlichen Augenknoten von hinten.

Gehäuse in der Dorsalansicht annähernd sechseckig mit subparallelen Flanken und komprimiertem Vorder- und Hinterende; die maximale Breite im vorderen Drittel.

Innere Merkmale: Nicht zugänglich, nur Carapaxmaterial.

Sexualdimorphismus: Bei den beiden adulten Exemplaren wird das etwas kürzere, niedrigere und deutlich schlankere als Männchen interpretiert.

Diskussion: *Acanthocythereis* sp. 1 zeigt nur entfernte Ähnlichkeiten zu anderen, der Gattung zugeordneten Arten. Die Errichtung einer neuen taxonomischen Einheit muss wegen der nur mäßigen Erhaltung der nur wenigen vorliegenden Exemplare unterbleiben.

Vorkommen: Einheit 5b der Tisje-Formation (Campan) im Profil Tisje der Ahl-Meskat-Berge von Nordsomalia (Probe Tis2).

Acanthocythereis sp. 2
Taf. 39, Fig. 14, 18

Material: TUB-SOO-245, 246.

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:	Breite:
TUB- SOO-245:	0,86	0,43	0,31
TUB- SOO-246:	0,79	0,42	0,27

Diskussion: Es liegen nur zwei mäßig erhaltene - partienweise stark verkrustete - Exemplare dieser stark bestachelten Art vor, die nach ihrem Umriss und den anderen externen Merkmalen der Gattung *Acanthocythereis* HOWE 1963 zugerechnet werden kann. Durch ihre starke Bestachelung ähnelt sie *A. multispinosa* AL-FURAIH, 1984, einer wesentlich kleineren Art mit stark nach hinten konvergierenden Längsrändern aus dem Maastricht von Saudi Arabien. Ebenfalls ähnlich ist *Acanthocythereis? conjuncta conjuncta* AL-FURAIH, 1980 aus dem u. Paleozän von Saudi Arabien und Nordsomalia, von der sie allerdings durch das Fehlen eines deutlichen Muskelknotens klar abweicht. *Acanthocythereis multibulbosa* AL-FURAIH, 1980 aus dem u. Paleozän von Saudi Arabien ist ebenfalls sehr ähnlich, weicht aber vor allem im Umriss durch die nur undeutliche konkave Einbuchtung des Ventralrandes der RK ab, die bei den vorliegenden Stücken sehr deutlich ausgebildet ist.

Vorkommen: Unteres Paleozän der unteren Auradu-Formation von Nordsomalia im Profil Tisje (Probe Tis 37) der Ahl-Meskat-Berge.

Acanthocythereis? conjuncta AL-FURAIH, 1980

Bemerkungen: Die generische Zuordnung der Art *conjuncta* AL-FURAIH, 1980 zur Gattung *Acanthocythereis* HOWE 1963 wird hier als problematisch angesehen, da nach HOWE (op. cit.) bei dieser Gattung der Muskelknoten nur undeutlich ausgebildet ist, während der Muskelknoten bei *A.? conjuncta* kräftig entwickelt ist. Ferner besitzt *A.? conjuncta* eine deutlich entwickelte Augenrippe und einen extrem ausgeprägten Sexualdimorphismus, worin sie ebenfalls von *Acanthocythereis* s.s. abweicht.

Im vorliegenden Material lassen sich drei stratigraphisch aufeinander folgende Unterarten zu *A.? conjuncta* unterscheiden: *A.? conjuncta boeckelmanni* n.ssp. (Campan), *A.? conjuncta radziwilli* n.ssp. (Maastricht) und *A.? conjuncta conjuncta* (u. Paleozän).

Acanthocythereis? conjuncta conjuncta AL-FURAIH 1980
Taf. 39, Fig. 22, 23, 26, 27

1980 - *Acanthocythereis conjuncta* sp. nov. - AL-FURAIH, p. 16, Taf. 8, Fig. 1-4.

Material: TUB-SOO-259-263.

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:	Breite:
WW:	0,74	0,41-0,42	0,35
MM:	0,82 – 0,84	0,45	0,24-0,26

Diskussion: Die vorliegenden Exemplare lassen sich trotz ihrer in Bezug zum Typmaterial deutlich größeren Gehäuse ohne Schwierigkeiten *A. ? conjuncta* AL-FURAIH, 1980 s.s. zuweisen. Die Intensität der Bestachelung variiert deutlich mit dem Grad der Erhaltung; bereits geringfügig abgerollte Exemplare weisen keinerlei „conjunctive spines“ mehr auf. Ergänzend zur Beschreibung von AL-FURAIH (op. cit.) lässt sich bemerken, dass im vorliegenden Material die WW deutlich stärker geschwollen sind als die MM. Ferner ist bei ihnen in der Dorsalansicht der durch die Einsenkung zwischen dem Muskelknoten und der posterodorsalen Carapax-Anschwellung gebildete flache Sulcus wesentlich klarer entwickelt als bei den MM, die in dieser Ansicht annähernd parallele Flanken aufweisen (mit nur angedeutetem medianen Sulcus).

Vorkommen: Unteres Paleozän der unteren Auradu-Formation im Profil Tisje (Probe Tis 37), Ahl-Meskat-Berge, Nordsomalia. *Acanthocythereis? conjuncta* wurde von AL-FURAIH (1980) aus dem Maastricht und unteren Paleozän von Saudi Arabien beschrieben.

Acanthocythereis? conjuncta boeckelmanni n.ssp.
Taf. 39, Fig. 11, 12, 15, 16, 19

Diagnose: Eine neue Unterart zu *Acanthocythereis? conjuncta* AL-FURAIH, 1980, bei der Hinterrand der WW im Gegensatz zur Nominal-Art annähernd rechteckig ausgebildet ist; der mediane Sulcus ist hier bei beiden Geschlechtern sehr deutlich ausgeprägt.

Holotyp: TUB-SOO-111, Taf. 39, Fig. 12.

Paratypen: TUB-SOO-41, 53, 106-110, 112-115 plus 35 Gehäuse.

Derivatio nominis: Benannt nach Dr. K. Böckelmann, ehemals Technische Universität Berlin, einem Mitglied der geologischen Expeditionen in Somalia, der die Ablagerungen des Eozäns untersuchte und freundlicherweise das Material für die Arbeit von BASSIOUNI und LUGER (1996) zur Verfügung stellte.

Locus typicus: Profil Tisje, Ahl-Meskat-Berge, Nordsomalia.

Stratum typicum: Einheit 5b der Tisje-Formation, Probe Tis2, Campan.

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:	Breite:
WW:	0,51–0,56	0,3–0,33	0,27–0,28
M:	0,62	0,33	0,24

Beschreibung:

Äußere Merkmale: Gehäuse in der Seitenansicht rechteckig (WW) bis subtrapezoidal (MM); Dorsal- und Ventralrand annähernd grade, bei den WW nur mäßig, bei den MM deutlich nach hinten konvergierend. Ventralrand mit einer schwachen Einbuchtung in der Mundregion unterhalb des zentralen Muskelknotens bei etwa 2/5 der Länge. Größte Länge unterhalb der Mitte, größte Höhe unterhalb der stark hervortretenden Augenknoten bei etwa 1/5 der Länge. Vorderrand mäßig gut gerundet, Hinterrand stumpf dreieckig bei den WW, stärker zugespitzt bei den MM. Vorderer und hinterer Kardinalwinkel gut entwickelt, der hintere mit einer kleinen Ausbuchtung in der größeren linken Klappe. Die Skulptur besteht aus Retikulation mit überla-

gernden feinen Stacheln, einer Augenrippe sowie einer kräftig entwickelten Vorderrandrippe. Augenrippe mehr oder weniger kräftig entwickelt; direkt unterhalb vom Augenknoten beginnend, annähernd senkrecht verlaufend und vor dem subzentralen Tuberkel bei etwa 1/3 bis 1/4 der Höhe endend. Vorderrandrippe entlang des gesamten Vorderrandes verlaufend und ebenso wie dieser mit zahlreichen feinen Stacheln besetzt. Bereich zwischen ihr und der Augenrippe mit einer Reihe großer regelmäßiger Maschen ohne Stacheln. In gut erhaltenen Exemplaren mit vollständiger randlicher Bestachelung wird die dichte Retikulation vollständig von feinen Stacheln überdeckt; abgerollte Exemplare weisen dagegen ausschließlich Retikulation auf. Subzentraler Tuberkel relativ groß, rundlich.

Gehäuse in der Dorsalansicht etwa linsenförmig mit deutlichem Sulcus in der Gehäusemitte und komprimiertem Vorder- und Hinterende.

Innere Merkmale: Es liegen ausschließlich Gehäuse vor.

Sexualdimorphismus: Deutlich ausgeprägt; vermutete MM länger, mit nach Hinten klar konvergierendem Dorsal- und Ventralrand sowie weniger geschwollen.

Diskussion: Für Unterschiede zur Nominal-Art siehe Diagnose. *Acanthocythereis? conjuncta boeckelmanni* n.ssp. unterscheidet sich von *Acanthocythereis? conjuncta radziwili* n.ssp. ebenfalls durch den annähernd rechteckigen Hinterrand der WW sowie den in der Dorsalansicht deutlich ausgeprägten medianen Sulcus. Die neue Unterart ähnelt dem von ATHERSUCH (1988, 1994) als *Phalcoythere rectangularis/hebes* AL-FURAIH abgebildeten Exemplar in Umriss und Ornamentierung, weicht jedoch durch die Anwesenheit einer Augenrippe und das Fehlen einer Ventralrippe ab. Bei *Phalcoythere rectangularis* AL-FURAIH (1980) und *P. hebes* AL-FURAIH (1980) – beides Formen mit einer gut entwickelten Ventralrippe – ist der bei *A.? conjuncta boeckelmanni* n.ssp. zu beobachtende kräftig entwickelte Sulcus in der oberen Schalenmitte nicht entwickelt.

Vorkommen: *Acanthocythereis? conjuncta boeckelmanni* n.ssp. tritt im untersuchten Material nur in Probe Tis 2 aus der Einheit 5b der Tisje-Formation (Campan) im Profil Tisje der Ahl-Meskat-Berge von Nordsomalia auf.

Acanthocythereis? conjuncta radziwili n.ssp.
Taf. 39, Fig. 20, 21, 24, 25

Holotyp: TUB-SOO-309, W, Taf. 39, Fig. 20.

Paratypen: TUB-SOO-307, 308, 310 plus 6 Gehäuse.

Derivatio nominis: Herrn Alexander Gerrit Radzwill (jetzt München) gewidmet, für seine freundliche Unterstützung bei meinen ewigen Computerproblemen.

Locus typicus: Profil Tisje, Ahl-Meskat-Berge, Nordsomalia.

Stratum typicum: Untere Auradu-Formation, Probe Tis17, Maastricht.

Bemerkungen: Die vorliegenden Exemplare sind durchweg mehr oder minder stark abgerollt, weshalb die für *Acanthocythereis? conjuncta* typische Bestachelung nur in Rudimenten erkennbar ist.

Erweiterte Diagnose: Eine neue Unterart von *Acanthocythereis? conjuncta* AL-FURAIH, 1980, bei der der Sexualdimorphismus im Vergleich zur Nominal-Art weniger deutlich ausgeprägt ist: Die MM sind geringfügig niedriger, aber nur wenig länger als die WW. In der Dorsalansicht sind die Gehäuse in beiden Geschlechtern annähernd rechteckig mit stark komprimierten Enden; bei den WW verlaufen hier die Flanken

subparallel mit einer engen, nur wenig tiefen Einschnürung kurz vor der Mitte, bei den MM ist der Bereich zwischen dem Muskelknoten und der posteroventralen Anschwellung deutlich konkav eingesenkt. In der Seitenansicht sind die Gehäuse beider Geschlechter annähernd rechteckig mit ähnlich mäßig nach hinten konvergierenden Längsrändern.

Innere Merkmale nicht zugänglich.

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:	Breite:
WW:	0,57-0,62	0,31-0,32	0,26-0,27
M:	0,64	0,30	0,26

Diskussion: Unterschiede zur Nominal-Art siehe Diagnose. Von *Acanthocythereis? conjuncta boeckelmanni* n.ssp. unterscheidet sich die neue Unterart neben dem etwas weniger deutlichen Sexualdimorphismus vor allem durch den relativ spitz ausgezogenen Hinterrand, wobei hier das Hinterende etwa auf halber Höhe liegt.

A.? conjuncta radziwili n.ssp. ähnelt im Umriss auch *Acanthocythereis multibulbosa* AL-FURAIH, 1980, von der sie sich jedoch durch den kräftig entwickelten Muskelknoten und in der Dorsalansicht durch den eher rechteckigen Umriss mit stark komprimierten Enden unterscheidet.

Vorkommen: Maastricht der unteren Auradu-Formation im Profil Tisje (Probe Tis17), Ahl-Meskat-Berge, Nordsomalia.

Gattung *Crenaleya* AHMAD, NEALE und SIDDIQUI 1991
Typusart: *Crenaleya tuberis* AHMAD, NEALE und SIDDIQUI 1991

Crenaleya schroederi n.sp.
Taf. 40, Fig. 1, 2, 5, 6

Diagnose: Eine neue Art der Gattung *Crenaleya*, bei der die Retikulation im Zentralteil der Klappen nur undeutlich entwickelt ist. Hinterende stark komprimiert, posteroventral stark ausgezogen.

Holotyp: TUB-SOO-39, Taf. 40, Fig. 1.

Paratypen: TUB-SOO-38, 40, 300 plus 11 Gehäuse.

Derivatio nominis: Herrn Prof. a.D. Ph. D. J.H. Schroeder (ehemals TU-Berlin) gewidmet, als Dank für seine intensive Unterstützung bei den Untersuchungen der Kreideablagerungen in Nordsomalia.

Locus typicus: Ahl-Meskat-Berge von Nordsomalia, Profil Tisje.

Stratum typicum: Einheit 5b der Tisje-Formation, Probe Tis2 (Campan).

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:	Breite:
TUB-SOO-39 (Holotyp):	0,80	0,4	0,40
TUB-SOO-300 (Paratyp):	0,81	0,39	0,42
TUB-SOO-40 (Paratyp):	0,7	0,34	0,35
TUB-SOO-38 (Paratyp):	0,7	0,32	0,30

Beschreibung:

Äußere Merkmale: Gehäuse in der Lateralansicht annähernd rechteckig. Größte Länge in der Mitte, größte Höhe unterhalb des Augenknotchens bei etwa 1/5 der Länge. Dorsalrand im hinteren Teil leicht konvex, Ventralrand im Bereich der Mundregion bei etwa 2/5 der Länge leicht konkav und über eine konkave Einbuchtung mit dem ausgezogenen ventralen Teil des stark abgestumpft dreieckigen Hinterrandes verbunden. Vorderrand (im oberen Teil) schief gerundet. Dorsal- und Ventralrand nur leicht nach hinten konvergierend. Wenig unterhalb des Dorsalrandes beginnt kurz vor der Gehäusemitte eine leicht anteroventral abfallende

flache Einsenkung unterschiedlich deutlicher Ausprägung, die noch vor den nur andeutungsweise erkennbarem Augenknoten endet. Ornamentierung lediglich aus Retikulation und Punktierung bestehend, Retikulation entlang des Vorder- und Hinterrandes am größten, zur Gehäusemitte rasch in eine unregelmäßige, unterschiedlich grobe Punktierung übergehend.

In der Dorsalansicht ist das aufgeblähte Gehäuse annähernd lanzettförmig mit mäßig komprimiertem Vorder- und stark komprimiertem Hinterende. Die maximale Breite liegt etwa bei 3/4 der Länge. In der Ventralansicht ist ein kleiner Anschlagknopf in der rechten Klappe zu erkennen (Taf. 40, Fig. 5b).

Innere Merkmale: Nicht zugänglich, nur Carapax-Material.

Sexualdimorphismus: Nicht eindeutig; die wenigen vorhandenen Exemplare lassen keine abschliessende Beurteilung zu: Die beiden ca. 0,8 mm großen Stücke zeigen etwa gleiche Dimensionen; die beiden etwas kleineren Exemplare (ca. 0,7 mm Länge) weisen dagegen deutliche Unterschiede auf: Das unwesentlich niedrigere Exemplar (TUB –SOO-38, Taf. 40, Fig. 6) ist deutlich schlanker als ein (im Gegensatz zu allen anderen Stücken auch vorne) stärker geblähtes Exemplar (TUB –SOO-40, Taf. 40, Fig. 2).

Diskussion: *Crenaleya schroederi* n.sp. weicht von allen bisher bekannten Arten der Gattung so deutlich ab, dass eine Abgrenzung ohne Probleme erfolgen kann.

Vorkommen: Einheit 5b der Tisje-Formation (Campan) der Ahl-Meskat-Berge von Nordsomalia, Profil Tisje (Probe Tis2).

Gattung *Cythereis* JONES 1849
Typusart: *Cythereis ornatissima* REUSS, 1846

Cythereis aaramtaensis cf. *biconifera* BISCHOFF, 1963
Taf. 40, Fig. 3, 4, 7

1963 - *Cythereis aaramtaensis* n. sp. – BISCHOFF, S. 28.

cf. 1963 - *Cythereis aaramtaensis biconifera* n. ssp. – BISCHOFF, S. 30, Taf. 11, Fig. 85, Taf. 12, Fig. 86-89.

Material: TUB – SOU–207-209 plus 2 Gehäuse.

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:	Breite:
WW:	0,64-0,69	0,37	0,28-0,31
M:	0,75	0,33	~ 0,32

Diskussion: Die wenigen, nur mäßig erhaltenen Stücke mit ihrer beknöteten/bepustelten und retikulierten Oberfläche sowie der knotigen - nicht mit dem Vorderrand verbundenen - Ventralrippe lassen sich gut mit *Cythereis aaramtaensis* BISCHOFF, 1963 aus dem tieferen Alb des Libanon vergleichen, wobei allerdings die somalischen Formen insgesamt schlanker und teilweise niedriger sind als die von BISCHOFF (op. cit.) eingeführten Unterarten *C. aaramtaensis aaramtaensis* und *Cythereis aaramtaensis biconifera*. Nach BISCHOFF (op. cit.) unterscheidet sich *C. aaramtaensis biconifera* von *C. aaramtaensis aaramtaensis* hauptsächlich durch die in 2-3 Knoten aufgelöste Mittelrippe sowie die zusätzlich retikuliert anstatt nur mit Porenkegeln oder Knoten bedeckte Oberfläche; weshalb die vorliegenden Stücke hier *C. aaramtaensis biconifera* näherungsweise zugeordnet werden. Allerdings ist im Typmaterial von *C. aaramtaensis biconifera* der vordere der beiden der in Knoten aufgelösten Mittelrippe fast durchweg deutlich größer als der hintere, und der Knoten am Hinterende der Ventralrippe ist sehr groß ausgebildet; Merkmale die im somalischen Material nicht zu beobachten sind.

Die als *Cythereis cf. aaramtaensis aaramtaensis* BISCHOFF von BEN YOUSSEF (1980), BISMUTH et al. (1981), GARGOURI-RAZGALLAH (1983) und VIVIERE (1985) beschriebenen Exemplare aus dem Cenoman von Algerien und Tunesien werden von MAJORAN (1989) als zu *Algeriana cenomanica* MAJORAN (1989) gehörig betrachtet.

Vorkommen: *Cythereis aaramtaensis biconifera* wurde von BISCHOFF (1963) aus dem tieferen Alb des Libanon beschrieben. In Nordsomalia tritt die Art im unteren bis mittleren Alb der Tisje-Formation (Einheit 3) der Profile Las Koreh (Probe LKo13, 14) und Xabaal Garure (Probe XGa66) auf.

Cythereis algeriana BASSOULLET und DAMOTTE, 1969
Taf. 40, Fig. 14, 17, 18

1969 - *Cythereis algeriana* n.sp. - BASSOULLET und DAMOTTE, S 132, Taf. 1, Fig. 1 a-d.

1973 - *Cythereis cf. algeriana* BASSOULLET & DAMOTTE – GROSDIDIER, Taf. 12, Fig. 95 a-d.

? 1974 - *Cythereis algeriana* BASSOULLET & DAMOTTE – ROSENFELD und RAAB, S. 17, Taf. 3, Fig. 19, 20.

? 1981 - *Cythereis algeriana* BASSOULLET & DAMOTTE – BISMUTH et al., S. 230, Taf. 10, Fig. 15.

1983 - *Cythereis algeriana* BASSOULLET & DAMOTTE – GARGOURI-RAZGALLAH, S. 154, Taf. 30, Fig. 6-7.

1988 - *Cythereis algeriana* BASSOULLET & DAMOTTE – ATHERSUCH, Taf. 3, Fig. 11, 12.

1991 - *Cythereis algeriana* BASSOULLET & DAMOTTE – ANDREU-BOUSSUT, S. 618, Taf. 56, Fig. 1-4.

2002 - *Cythereis algeriana* BASSOULLET & DAMOTTE 1969 – BASSIOUNI, S. 69, Taf. 15, Fig. 11, 12.

Material: TUB-SOU-57, 82, 217, 233, 234, 265, 266.

Dimensionen: Länge: 0,84-1,10 Höhe: 0,46-0,58

Diskussion: Die in der Literatur der Art *Cythereis algeriana* BASSOULLET & DAMOTTE zugeordneten Exemplare weisen ein erhebliches Variationsspektrum auf. Dies betrifft vor allem die Intensität der Ausbildung des Höcker-artigen posterodorsalen Knotens am Hinterende der Dorsalrippe, der auf der LK des Holotypus sehr kräftig entwickelt ist (siehe BASSOULLET und DAMOTTE, 1969, Taf. 1, Fig. 1a). Die wenigen vorliegenden, dieser Art zugerechneten Stücke weichen bei sonst guter Übereinstimmung mit dem von BASSOULLET und DAMOTTE (op. cit.) abgebildeten Typmaterial leicht durch ihr etwas stärker zugespitztes Hinterende und ihre geringfügig größeren Dimensionen ab. *C. algeriana* ist sehr ähnlich zu *Rehacythereis fahrioni* (BISCHOFF, 1963) aus dem tieferen Alb des Libanon, von der sie durch ihr etwas höheres Gehäuse, der etwas höher gelegene Mittelrippe sowie vor allem durch die unterbrochene (zweigeteilte) anstelle von durchgehender, konvex geschwungener Dorsalrippe abweicht. (Für weitere Vergleiche siehe auch Diskussion zu *C. namousensis*).

Vorkommen: *Cythereis algeriana* ist aus dem oberen Cenoman von Algerien (BASSOULLET und DAMOTTE, 1969; GARGOURI-RAZGALLAH, 1983), ?Israel (ROSENFELD und RAAB, 1974), Marokko (ANDREU-BOUSSUT, 1991) und ?Tunesien (BISMUTH et al. 1981), dem höheren Alb-u. Cenoman des Iran (GROSDIDIER, 1973) und dem oberen Cenoman von Ägypten (BASSIOUNI, 2002) beschrieben worden. In Nordsomalia tritt die Art vereinzelt im mittleren Alb (Einheit 3) der Tisje-Formation des Profils Las Koreh (Proben LKo 16, 22) und Xabaal Garure (Probe XGa 66), dem oberen Alb des Profils Togga Mareer (Probe TgM 22) und unteren Cenoman des Profils Manna'a (Einheit 4, Probe Man 68) auf.

Cythereis arabica cf. *houneensis* BISCHOFF, 1963
Taf. 40, Fig. 12, 15, 16, 19

1963 - *Cythereis arabica* n.sp. – BISCHOFF, S. 20.

cf. 1963 - *Cythereis arabica houneensis* n.ssp. – BISCHOFF, S. 22, Taf. 7, Fig. 50, Taf. 8, Fig. 51-57.

Material: TUB–SOU-211-213, 238, 267-269 plus 4 Gehäuse und 14 Klappen.

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:	Breite
?WW:	0,77-,80	0,43-0,49	-
?M:	0,81	0,43	0,35

Diskussion: Die wenigen vorliegenden - nur mäßig erhaltenen - Exemplare lassen sich gut der Artengruppe um *Cythereis arabica* BISCHOFF, 1963 zuordnen (*C. arabica arabica*, *C. arabica houneensis*, *C. arabica diffusecostata*). Sie sind in Umriss, Dimensionen und Schalenmorphologie sehr ähnlich zu *C. arabica houneensis*, weichen von dieser aber in folgenden Aspekten ab: Die mit der Vorderrandrippe nur undeutlich verbundene Ventralrippe ist häufig in eine Knotenreihe aufgelöst; in ihrer Mitte ist sie nur undeutlich oder garnicht Knoten-artig verdickt. Die vordere Verdickung des Schließmuskelhöckers ist nur undeutlich entwickelt oder fehlt; die Mittelrippe ist nicht immer deutlich vom subzentralen Tuberkel getrennt. Die Vorderrandrippe ist anteroventral mit kleinen (teilweise lappigen) Knötchen besetzt.

Vorkommen: Höheres Alb der Tisje-Formation (Einheit 3) der Profile Las Koreh (Proben LKo 15, 16) und Xabaal Garure (Probe XGa 67). *Cythereis arabica houneensis* wurde von BISCHOFF (1963) aus dem tieferen Alb des Libanon beschrieben.

Cythereis namousensis BASSOULLET und DAMOTTE, 1969
Taf. 40, Fig. 8-11, 13

1969 - *Cythereis namousensis* n.sp. - BASSOULLET und DAMOTTE, S. 134, Taf. 1, Fig. 3 a-d.

1974 - *Cythereis namousensis* BASSOULLET & DAMOTTE – ROSENFELD & RAAB, S. 17, Taf. 3, Fig. 17, 18.

1980 - *Cythereis namousensis* BASSOULLET & DAMOTTE – BEN YOUSSEF, S. 87, Taf. 6, Fig. 5-8.

1981 - *Cythereis namousensis* BASSOULLET & DAMOTTE – BISMUTH et al., S. 232, Taf. 9, Fig. 9, 10.

1983 - *Cythereis (Rehacythereis) namousensis* BASSOULLET & DAMOTTE – GARGOURI-RAZGALLAH, S. 154, Taf. 29, Fig. 1.

1985 - *Cythereis namousensis* BASSOULLET & DAMOTTE – VIVIERE, S. 174, Taf. 8, Fig. 6, 7.

1985 - *Cythereis algeriana* BASSOULLET & DAMOTTE – VIVIERE, Taf. 8, Fig. 8, 9.

1989 - *Cythereis namousensis* BASSOULLET & DAMOTTE – MAJORAN, S. 21, Taf. 10, Fig. 13-16.

2002 - *Cythereis namousensis* BASSOULLET & DAMOTTE 1969 – BASSIOUNI, S. 70, Taf. 15, Fig. 13-16.

Material: TUB–SOU–55, 56, 214-216, 273, 274 plus 3 Gehäuse und 3 Klappen..

<u>Dimensionen:</u>		Länge:	Höhe:	Breite:
Mittleres Cenoman; Probe XGa101;	? W	0,66	0,40	0,40
	? M	0,64	0,35	0,31
Unteres Cenoman; Probe XGa90a	? W	0,85	0,48	0,50
	? M	0,82	0,41	0,49

Diskussion: Die hier der Art *Cythereis namousensis* zugeordneten Stücke entsprechen gut dem von BASSOULLET und DAMOTTE (1969) abgebildeten und beschriebenen Typmaterial; allerdings weichen sie durch ihr spitz ausgezogenes und damit mehr ventral gelegenes Hinterende etwas ab. Ebenso ist bei ihnen die Ornamentierung feiner überliefert als im Typmaterial, was vermutlich auf unterschiedliche Erhaltung zurückzuführen ist. Etwas niedrigere Exemplare könnten im vorliegenden Material die MM der Art repräsentieren. Die vorliegenden Stücke aus dem unteren Cenoman Nordsomalias sind bei annähernd identischem

Umriss und Ornamentierung deutlich größer als die aus dem mittleren Cenoman sowohl Nordsomalias als auch der Typregion.

Cythereis namousensis ist sehr ähnlich zu *C. algeriana* BASSOULLET & DAMOTTE (1969), die sich von ihr, abgesehen vom deutlichen Größenunterschied im Typmaterial aus dem oberen Cenoman (BASSOULLET & DAMOTTE, op. cit.), lediglich durch Details der sonst identischen Ornamentierung unterscheidet. Im vorliegenden Material unterscheiden die hier *C. algeriana* zugeordneten Stücke sich von *C. namousensis* – bei relativ geringfügigen Größenunterschieden im oberen Alb/unteren Cenoman – im Wesentlichen im Umriss des Hinterendes sowie die hinten etwas über das Hinterende von Dorsal- und Ventralrippe hinausragende Mittelrippe. Weiterhin sind bei *C. namousensis* die Längsrippen wesentlich feiner und schärfer entwickelt als bei *C. algeriana*.

C. namousensis und *C. algeriana* sind auch sehr ähnlich zu *Rehacythereis fahrioni* BISCHOFF, 1963 aus dem Alb des Libanon; letztere weicht jedoch von beiden durch ihre deutlich konvex geschwungene, durchgehende Dorsalrippe ab.

Vorkommen: Cenoman von Algerien, Ägypten, Tunesien und Israel (siehe BASSIOUNI, 2002). In Nord Somalia tritt die Art im unteren bis mittleren Cenoman (Proben XGa 90a, 91, 101) der Einheit 4 der Tisje-Formation im Profil Xabaal Garure auf.

Cythereis sp. aff. *C. phoenissa* BISCHOFF, 1963
Taf. 40, Fig. 20, Taf. 41, Fig. 2, 3

aff. 1963 – *Cythereis phoenissa* n.sp. – BISCHOFF, S. 24.

Material: TUB– SOU–72-74 plus 5 Gehäuse und 1 Klappe.

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:	Breite:
?W:	0,83	0,52	-
?M:	0,82	0,44 (d)	0,47

Beschreibung:

Äußere Merkmale: Gehäuse mittelgroß – groß, in der Seitensicht annähernd rechteckig mit spitz ausgezogenem Hinterende. LK > RK. Vorderrand breit gerundet und mit enger, fein bezähnelter Randrippe versehen. Dorsal- und Ventralrand annähernd grade und deutlich nach hinten konvergierend. Hinterrand asymmetrisch dreieckig, zugespitzt; im unteren Teil mit feinen Dornen besetzt. Größte Länge unterhalb der Mitte bis subventral, größte Höhe unterhalb des sehr großen und dorsal weit überstehenden Augenknotens bei 1/5 bis 1/4 der Länge. Die Ornamentierung besteht aus Dorsal- und Ventralrippe, Retikulation und unregelmäßiger Beknotung; die Mittelrippe ist weitgehend reduziert. Der subzentrale Tuberkel ist sehr kräftig entwickelt, spitz kegelförmig und seitlich weit hervorstehend; seine Flanken sind retikuliert und mit kleinen Knoten versehen. Die durch die starke Beknotung nur undeutliche Dorsalrippe beginnt hinter/unter dem Augenknoten, erhebt sich etwa in der Mitte - durch einen oder zwei Knoten verstärkt - deutlich über den Dorsalrand und endet nach einer tiefen Einbuchtung in einem großen, vertikalen, dorsal und seitlich deutlich überstehenden, etwas unregelmäßigen Knoten bei etwa 3/4 der Länge. Mittelrippe weitgehend reduziert und nur noch durch zwei längliche Knoten unterhalb des hinteren Knotens der Dorsalrippe angedeutet. Ventralrippe etwas über und hinter dem unteren Ende der Vorderrandrippe beginnend, nur undeutlich dieser abgesetzt. Sie bildet eine konkav geschwungene, relativ schmale, knotig-wellige Leiste, endet in einem länglich-spitzen, nach unten gerichteten und seitlich hervorstehenden Knoten. Bis auf den Bereich hinter der Vorder-

randrippe, wo die dort relativ großen, rechteckigen Grübchen in zwei randparallelen Reihen angeordnet sind, ist die Schale mit einer unregelmäßigen Retikulation aus undeutlichen kleinen rundlichen Grübchen sowie mit unregelmäßig verteilten kleinen Tuberkeln versehen.

Gehäuse in der Dorsalansicht suboval mit deutlich komprimierten Enden. Flanken durch die zahlreichen Dornen unregelmäßig gewölbt. Größte Breite vor der Mitte am weit hervorstehenden Muskelknoten.

Innere Merkmale: Schloss amphidont, in der RK mit hohen, rundlichen Endzähnen (mittleres Schlosselement nicht erkennbar).

Sexualdimorphismus: Deutlich; höhere Exemplare könnten WW repräsentieren.

Diskussion: Im Umriss und in Teilen der Ornamentierung mit der an ihrem Hinterende etwas Flügel-artig hervorstehenden Ventralrippe zeigen die vorliegenden Stücke grundsätzlich Ähnlichkeiten zu *C. phoenissa* BISCHOFF, 1963. Allerdings weichen sie von beiden bisher dieser zugeordneten Unterarten (*C. phoenissa phoenissa* BISCHOFF, 1963 und *C. phoenissa serotina* BISCHOFF, 1963) durch die fast vollständige Reduktion der Mittelrippe so grundlegend ab, dass ihre Zuordnung zu *C. phoenissa* als weitere Unterart anhand des wenigen vorliegenden Materials nicht möglich erscheint.

Große Ähnlichkeiten in der Ornamentierung bestehen auch zu *C. arabica diffusecostata* BISCHOFF, 1963; von dieser weichen die vorliegenden Stücke jedoch im Umriss (hinten), durch die nicht in Knoten aufgelöste Ventralrippe, das Fehlen eines kräftigen, vor dem subzentralen Tuberkel gelegenen Knotens und anderen wichtigen Details ab.

Vorkommen: Unteres bis mittleres Alb der Tisje-Formation (Einheit 3) von Nordsomalia in den Profilen Xabaal Garure (Probe XGa 67) und Las Koreh (Probe LKo 13, 15).

„*Cythereis*“? sp.
Taf. 41, Fig. 5

Material: TUB-SOU-225.

Dimensionen: Länge: 0,78 Höhe: 0,44 Breite: 0,37.

Diskussion und Vorkommen: Das vorliegende Gehäuse entstammt dem mittleren Alb der Tisje-Formation des Profils Las Koreh (Einheit 3, Probe LKo13) von Nordsomalia. Es ähnelt in einigen Aspekten *Spinoleberis yotvataensis* ROSENFELD (1974, in ROSENFELD & RAAB 1974) aus dem Turon/Coniac des südlichen und östlichen mediterranen Raumes (siehe MAJORAN 1989), weicht aber durch die unterschiedliche Berippung (hier nur reliktsche Mittelrippe, vgl. z.B. MAJORAN, 1989, Taf. 16, Fig. 12) sowie das Fehlen eines kräftigen Sulcus hinter dem subzentralen Tuberkel klar ab.

Gattung „*Occultocythereis*“ HOWE 1951
Typusart: *Occultocythereis delumbata* HOWE 1951

Diskussion: MALZ (1981) und BASSIOUNI und LUGER (1990) weisen auf die Existenz einer Gruppe relativ kleiner *Occultocythereis*-ähnlicher Arten mit gemeinsamen, von dieser Gattung abweichenden Merkmalen im Paleozän und Eozän der zentralen östlichen Tethys (vom nordöstlichen Afrika bis zum westlichen Pazifik) hin. Diese Artengruppe (im Folgenden als „*Occultocythereis*“ bezeichnet) unterscheidet sich von den echten *Occultocythereis*-Arten im Wesentlichen durch das Fehlen einer deutlichen Gehäuseasymmetrie der ventral

gelegenen wulstartigen Rippe im mittleren Drittel der LK und RK bei den M (sensu TRIEBEL, 1961). Neben den von den o.g. Autoren beschriebenen Arten („*Occultocythereis*“ *caesaris suikoensis* MALZ, 1981 und „*O.*“ *confirmatus* EL-SWEIFY [sensu BASSIOUNI und LUGER, 1990]) werden von ihnen auch die von SIDDIQUI (1971) aus dem Paleozän und Eozän von Pakistan beschriebenen Arten „*O.*“ *spilota* und „*O.*“ *peristincta* MTA - MTD zu diesem Formenkreis gezählt. Nach Auffassung des Autors gehören auch „*O.*“ *arabica* AL-FURAIH (1980), „*O.*“ *celata* (AL-FURAIH, 1984) und „*O.*“ *debile* (AL-FURAIH, 1984) aus dem Paleozän und Maastricht von Saudia Arabien sowie „*O.*“ sp. A SIDDIQUI 1971 aus dem unteren Eozän von Pakistan hierzu. Gleiches gilt für „*O.*“ *alfuraihii* n.sp. dieser Arbeit.

Alle diese Arten weisen ein grundlegendes Ornamentierungsmuster auf: Je ein rundlicher imperforater bis gekerbter subzentraler und ein anteroventral davon gelegener Knoten sowie eine meist posterodorsal leicht ansteigende breite, imperforate, ventral gelegene Rippen-ähnliche Wulst. Mit Ausnahme von „*O.*“ *alfuraihii* n.sp. sind weiterhin alle diese Arten deutlich retikuliert. Mit den genannten Merkmalen weichen die Arten dieser Formengruppe deutlich genug von *Occultocythereis* s.s. ab, um ihre Abtrennung in einer neu zu errichtenden Gattung zu rechtfertigen. Die Errichtung eines vollwertigen neuen Taxons wird jedoch derzeit noch durch den Umstand behindert, dass bei keiner der bereits beschriebenen Arten die inneren Merkmale bekannt sind. Aus diesem Grund wird auch hier wiederum auf die Aufstellung einer neuen übergeordneten taxonomischen Einheit verzichtet.

Ökologie: Die Arten des Formenkreises um „*Occultocythereis*“ werden aus euhalinen marinen Flachwasser-sedimenten in wärmeren Klimaten - zumeist in Assoziation mit Großforaminiferen - beschrieben.

„*Occultocythereis*“ cf. *arabica* AL-FURAIH 1980
Taf. 42, Fig. 8, 9, 12, 13

cf. 1980 - *Occultocythereis arabica* sp. nov. - AL-FURAIH, p. 46, Taf. 41, Fig. 1-4.
2001 - *Occultocythereis* cf. *arabica* AL-FURAIH - GUERNET et al., p. 208, Taf. 3, Fig. 12-14.

Material: TUB-SOO-249-252, 254, 255 plus 7 Gehäuse.

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:	Breite:
W (TUB-SOO-249):	0,52	0,28	0,21
M (TUB-SOO-250):	0,52	0,25	0,19

Diskussion: Die vorliegenden, durchweg mangelhaft erhaltenen Stücke sind in Umriss und den Rudimenten der Ornamentierung identisch zu „*O.*“ *arabica* AL-FURAIH (1980), wenn auch geringfügig größer.

Vorkommen: „*Occultocythereis*“ *arabica* wird von AL-FURAIH (1980) aus dem unteren Paleozän von Saudi Arabien; „*Occultocythereis*“ cf. *arabica* aus dem Dan von N-Madagaskar beschrieben (GUERNET et al., 2001). Das vorliegende Material entstammt dem unteren Paleozän (untere Auradu-Formation) von Nordso-malia der Ahl-Meskat-Berge im Profil Tisje, Probe Tis 37).

„*Occultocythereis*“ *celata* (AL-FURAIH) 1984
Taf. 42, Fig. 10, 15

1984 - *Clinocythere celata* n.sp. - AL-FURAIH, p. 161, Taf. 1, Fig. 3, 4, 6.

Material: TUB-SOO-52, 162, 163, 291 plus 5 Gehäuse.

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:	Breite:
TUB-SOO-52:	0,57	0,28	0,21
TUB-SOO-163:	0,56	0,29	0,20
TUB-SOO-162:	0,63	0,30	-

Diskussion: Die vorliegenden, nur mäßig erhaltenen Exemplare lassen sich bei leichten Abweichungen gut mit „*Occultocythereis*“ *celata* (AL-FURAIH) 1984 vergleichen. Sie sind insgesamt etwas größer als das Typmaterial. Das besser erhaltene Stück (TUB-SOO-52) weicht geringfügig durch seinen anterodorsal etwas abgeflachten Vorderrand sowie seine etwas stärker Rippen-artig entwickelte ventrolaterale Schwellung ab. Die anderen Exemplare sind stark abgerollt, so dass bei ihnen das Fehlen der feineren Skulpturelemente dieser Art vermutlich auf die schlechte Erhaltung zurückzuführen ist.

„*Occultocythereis*“ *celata* (AL-FURAIH) 1984 wurde vom Art-Autor der Gattung *Clinocythere* AL-FURAIH (1980) (Genotyp: *Clinocythere rhizommata* AL-FURAIH 1980) zugerechnet. *Clinocythere* ist durch das Auftreten von „three longitudinal ribs“ gekennzeichnet, die beim Genotyp scharf definiert sind; wulstige Anschwellungen sind nicht vorhanden. Von der betrachteten Art weicht die Gattung *Clinocythere* aber dazu noch viel deutlicher in ihrem annähernd senkrechten Hinterrand ab, dem ein Caudalfortsatz fehlt.

„*O.*“ *celata* (AL-FURAIH) 1984 aus dem Maastricht von Saudi Arabien und Nordsomalia ist im Grundmuster der Ornamentierung sehr ähnlich zu „*O.*“ *arabica* aus dem unteren Paleozän der gleichen Region, weicht jedoch von dieser durch den gut gerundeten Vorderrand und den abgestumpften Hinterrand sowie durch das insgesamt etwas höhere Gehäuse ab und ist zudem größer.

Vorkommen: „*Occultocythereis*“ *celata* wird von AL-FURAIH (1984) erstmalig aus dem Maastricht von Saudi Arabien beschrieben; die vorliegenden Stücke entstammen der Einheit 5b der Tisje-Formation (Campan, Probe Tis 2) und der unteren Auradu-Formation (Maastricht, Probe Tis 17) im Profil Tisje der Ahl-Meskat-Berge von Nordsomalia.

„*Occultocythereis*“ *alfuraihii* n. sp.
Taf. 42, Fig. 14, 17, 18

Diagnose: Eine neue Art des Formenkreises von „*Occultocythereis*“ mit einer nicht oder nur undeutlich retikulierten Oberfläche und stark konkavem Ventralrand.

Holotyp: TUB-SOO-294 (W).

Paratypen: TUB-SOO-292, 293, 295 plus 10 Gehäuse.

Derivatio nominis: Herrn Dr. A.A.F. Al-Furaihi für seine wesentlichen Beiträge zur Ostrakodologie Arabiens gewidmet.

Locus typicus: Profil Tisje, Ahl-Meskat-Berge, Nordsomalia.

Stratum typicum: Einheit 5b der Tisje-Formation, Probe Tis2, Campan.

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:	Breite:
W (TUB-SOO-294, Holotyp):	0,54	0,26	-
W (TUB-SOO-295, Paratyp):	0,51	0,25	0,16
M (TUB-SOO-292, Paratyp):	0,61	0,26	0,16

Beschreibung:

Äußere Merkmale: Gehäuse klein bis mittelgroß, in der Lateralansicht niedrig und mit lang gestreckt subtrapezoidalen Umriss. Vorderrand breit und schief gerundet, nahtlos in den Ventral- und Vorderrand übergehend. Dorsalrand annähernd grade, stetig nach hinten abfallend. Ventralrand zur Mitte hin stark ansteigend,

von da an nach Hinten annähernd grade und fast parallel zum Dorsalrand verlaufend. Hinterrand schief dreieckig mit abgestumpftem Hinterende und ventral mit 3-4 groben Stacheln versehen. Größte Höhe unterhalb des nur undeutlich entwickelten kleinen Augenknotens bei ca. 1/5 der Länge; größte Länge ventral. Die Ornamentierung besteht aus Rippen und breiten Knoten bzw. Wülsten, ansonsten ist die Oberfläche leicht runzelig, eine Retikulation ist nur angedeutet. Entlang des gesamten Vorderrandes verläuft eine sehr kräftige breite Rippe, ebenso am Hinterrand. Eine mehr oder weniger gut definierte Dorsalrippe beginnt hinter dem Augenknoten, überragt ab etwa der Mitte den nach hinten abfallenden Dorsalrand und verläuft dann schwach konkav gekrümmt bis kurz vor das Hinterende, wo sie scharf nach unten umknickt um etwa auf halber Höhe zu enden. Der Umknickpunkt ist Clavi-artig verstärkt. Im Bereich des Muskelknotens sowie unweit anteroventral davon liegt je ein breiter rundlicher, leicht gekerbter Knoten; ein weiterer wesentlich kleinerer ist in gut erhaltenen Exemplaren oberhalb des Zwischenraumes zwischen beiden auszumachen. Zentraler Ventralbereich angeschwollen und zu einer breiten Wulst verdickt, die in der LK leicht nach Hinten ansteigt, in der RK dagegen etwa waagrecht verläuft und in der Mitte leicht den Ventralrand überdeckt. Diese rippenähnliche Wulst endet bei ca. 2/3 der Länge. Der Bereich hinter der Vorderrandrippe und vor dem ventralen Teil der Hinterrandrippe ist mit länglich-rechteckigen Andeutungen einer Retikulation besetzt; die dorsale Hälfte der Klappen mit feinen Runzeln versehen (beide Merkmale nur in gut erhaltenen Exemplaren erkennbar).

In der Dorsalansicht ist das Gehäuse flach rechteckig mit hervortretenden posterodorsalen Clavi und schwach komprimiertem Hinterende. Größte Breite an den posterodorsalen Clavi.

Innere Merkmale: Nicht zugänglich - nur Carapax-Material.

Sexualdimorphismus: MM vermutlich länger als WW.

Diskussion: „*Occultocythereis*“ *alfuraihii* n. sp. gehört mit ihren charakteristischen Knoten und der Rippenähnlichen ventralen Wulst zweifellos in den Formenkreis der „*Occultocythereis*“-Gruppe (s.o.). Durch das Fehlen einer echten Retikulation sowie ihren deutlich konkaven Ventralrand weicht sie aber von allen bisher bekannten Vertretern dieser Gruppe ab. Eine recht ähnliche Art ist „*O.*“ *debile* (AL-FURAIH, 1984), die jedoch durch ihren nur wenig konkaven Ventralrand, ihre Retikulation sowie die angedeutete Mittelrippe abweicht.

Vorkommen: „*Occultocythereis*“ *alfuraihii* n. sp. wurde bisher lediglich in Probe Tis 2 in der Einheit 5b der Tisje-Formation (Campan) im Profil Tisje der Ahl-Meskat-Berge von Nord-Somalia beobachtet.

Gattung *Parexophthalmocythere* OERTLI 1959

Typusart: *Parexophthalmocythere rodewaldensis* BARTENSTEIN und BRAND 1959

„*Parexophthalmocythere*“ sp.

Taf. 42, Fig. 19, 23

Material: TUB-SOO-159, 161.

Dimensionen: TUB-SOO-161: Länge: 0,88 Höhe: 0,47

Beschreibung:

Äußere Merkmale: Gehäuse groß, in der Seitenansicht subtrapezoidal mit stark nach hinten konvergierendem Dorsal- und Ventralrand. LK > RK. Vorderrand breit gerundet, nahtlos in den Ventralrand übergehend und mit einem stumpfen Knick am vorderen Kardinalwinkel bei dem kleinen Schlossohr in der LK mit dem

Dorsalrand verbunden. Hinterende stark ausgezogen, Hinterrand stumpf dreieckig. Vorder- und Hinterrand mit einer breiten, Lamellen-artigen, mit groben Dornen bestückten Randrippe versehen. Dorsalrand annähernd grade und gleichmäßig deutlich nach hinten abfallend, in der LK über eine deutliche konkave Einbuchtung mit dem posterodorsal überstehenden Teil des Hinterrandes verbunden. Ventralrand nach hinten stark ansteigend, besonders deutlich in seinem konkaven Teil direkt hinter der Mitte, in seinem hintersten Teil subparallel zum Dorsalrand und mit einem stumpfen Winkel mit dem Hinterrand verbunden. Die Ornamentierung der ansonsten glatten Oberfläche besteht aus teilweise in Gruppen angeordneten Dornen-artigen Knoten; ein subzentraler Tuberkel ist nicht entwickelt. Drei Gruppen von Dornen finden sich entlang des Dorsalrandes: Eine kleine vordere am ebenfalls mit einem Dorn versehenen deutlichen Augenknoten, eine weitere kurz vor und eine dritte - aus gröberen Dornen bestehende - Gruppe kurz hinter der Mitte. Ein einzeln stehender Dorn liegt kurz anteroventral am Bereich des Muskelfeldes, eine undeutliche Gruppe von Erhöhungen posterodorsal davor. Eine posterodorsal ansteigende Reihe von drei einzelnen Dornen beginnt kurz hinter der Mitte im unteren Drittel der Klappen und endet hinter und unter der hinteren dorsalen Gruppe von Dornen. Der Bereich der nur mäßig entwickelten ventrolateralen Carapax-Anschwellung im mittleren Teil der Klappe ist ebenfalls mit kleinen Dornen versehen.

In der Dorsalansicht ist das Gehäuse näherungsweise flach pfeilförmig, Flanken vom mäßig komprimierten Vorderende zur maximalen Breite im hinteren Drittel regelmäßig ansteigend, um dann rasch zum stark komprimierten Hinterende abzufallen.

Innere Merkmale: Nicht zugänglich.

Sexualdimorphismus: Unklar.

Diskussion: Die vorliegende Art lässt sich nur mit Mühe den bekannten *Cythereis*-ähnlichen Gattungen zuordnen. Nach den äußeren Merkmalen steht sie der Gattung *Parexopthalmocythere* OERTLI 1959 am nächsten, deren Arten jedoch nach OERTLI (op. cit., p. 244) durch: „ventral stumpfe(r) bis stachlige(r) Flügel“ - also eine Flügel-artige ventrale Rippe - gekennzeichnet sind, welche aber in vorliegenden Stücken nicht ausgebildet ist. Die untersuchten Exemplare weisen ebenfalls äußerliche Ähnlichkeiten zu den Arten der Gattung *Matronella* DAMOTTE 1974 (Typusart: *Cythereis matronae* DAMOTTE und GROSDIDIER 1963) auf, unterscheiden sich von ihnen aber deutlicher in ihrem (im Vergleich) eher rechteckigen Umriss sowie der Anwesenheit eines deutlichen subzentralen Tuberkels, ihrer vor der Mitte gelegenen maximalen Breite und der Anwesenheit je einer - obwohl in Knoten aufgelösten bzw. von ihnen überlagerten - Dorsal- und Ventralrippe. Die Arten der zunächst ähnlich wirkenden Gattung *Peloriops* AL-ABDUL-RAZZAQ 1979 weichen durch ihre kräftigen dorsalen Knoten sowie im Umriss und in der Ausbildung der Randrippen ab. Sehr ähnliche, aber durch Unterschiede in Details von Umriss und Beknotung von „*Parexopthalmocythere*“ sp. abzutrennende, deutlich kleinere Arten sind *Cythereis* sp. BEN YOUSSEF (1980, Taf. 4, Fig. 17) und Ostracode E8 GLINTZBOECKEL & MAGNE - GARGOURI-RAZGALLAH (1983, Taf. 32, Fig. 3) aus dem Cenoman von Tunesien.

Vorkommen: Die vorliegenden Stücke entstammen der unteren Auradu-Formation (Maastricht) der Ahl-Meskat-Berge von Nord-Somalia (Profil Tisje, Proben Tis 13, 17).

Parvacythereini Gen. indet. 1 sp.
Taf. 42, Fig. 20-22; Abb. 25

Bemerkungen: Die vorliegende kleine, stark beknotete Art mit ihrem extremen Sexualdimorphismus ist vermutlich den Parvacythereini sensu GRÜNDEL (1973) zuzurechnen. Allerdings lässt sie sich hier keiner der bekannten Gattungen zuordnen, vielmehr scheint es sich hier um einen Vertreter einer bisher unbekanntem Artengruppe zu handeln, weshalb es notwendig erscheint, für sie ein übergeordnetes Taxon einzuführen. Der schlechte Erhaltungszustand des vorliegenden Materials sowie die fehlenden Beobachtungsmöglichkeiten der inneren Merkmale verhindern jedoch hierzu nähere Ausführungen.

Material: TUB-SOO-51, 284, 285 plus 2 Gehäuse.

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:	Breite:
W:	0,49	0,27 (D)	0,20 (D)
M:	0,57	0,28	0,21

Beschreibung:

Äußere Merkmale: Gehäuse klein, in der Seitenansicht annähernd rechteckig. Größte Höhe unterhalb des kleinen, aber deutlichen Augenknotens bei ca. 1/4 (M) bis 1/3 (W) der Länge, größte Länge subventral. Vorderrand gut gerundet bei den WW, dorsal etwas abgeflacht bei den MM; bei beiden Geschlechtern fließend in den konkaven Ventralrand übergehend. Dorsalrand annähernd grade; Hinterrand stumpf dreieckig bei den WW, spitz dreieckig und deutlich verlängert bei den MM. Seitenränder mäßig (WW) bis deutlich (MM) nach hinten konvergierend. Eine sehr kräftige, weit überstehende Randleiste umschließt das Gehäuse mit Ausnahme des Dorsalrandes vollständig; zumindest bei den WW stehen auf ihr posteroventral kräftige Dornen und anteroventral wenige feine Zähnchen. Eine Dorsalrippe, die den Dorsalrand nur in ihrem hinteren Teil etwas überragt, ist in der hinteren Schalenhälfte ausgebildet. Sie beginnt - durch einen etwas nach unten versetzten kleinen rundlichen Knoten von ihm getrennt - weit hinter dem Augenknoten. Die Dorsalrippe verläuft annähernd grade und endet in einem seitlich hervorstehenden Knoten vor dem deutlich abgesetzten Hinterende. Bei den WW biegt sie an ihrem Hinterende annähernd senkrecht nach unten um und endet etwas unterhalb der halben Höhe; bei den MM befindet sich an dieser Stelle ein deutlich abgesetzter, horizontaler länglicher Knoten. Eine Mittelrippe ist nicht entwickelt. Die ventrolaterale Carapax-Aufwölbung ist ventral scharf abgesetzt, so dass hier eine kurz vor der Mitte beginnende und noch vor dem hinteren Knoten der Dorsalrippe endende Rippen-ähnliche Struktur ausgebildet ist. Bei den WW biegt diese hinten scharf nach oben um und ist gut von der vertikalen Verlängerung der Dorsalrippe abgesetzt. Bei beiden Geschlechtern ist die ventrolaterale Carapax-Aufwölbung an ihrem Ende Knoten-artig verdickt, bei den WW findet sich darüber zusätzlich ein kleiner rundlicher Knoten. Kurz vor der Schalenmitte, etwa auf halber Höhe, befindet sich ein kleiner, rundlicher und gut abgesetzter Muskelknoten. Anteroventral von diesem liegt ein weiterer großer, länglich-ovaler, schief stehender Knoten. Weitere kleine rundliche Knoten finden sich unregelmäßig verteilt im ventralen Teil der Klappen. Alle unterhalb der halben Höhe gelegenen Knoten sowie auch die restliche Schalenoberfläche in diesem Gehäuseteil sind mit kleinen, unregelmäßig verteilten rundlichen Grübchen versehen. Der von der Schalenwölbung abgesetzte vordere Gehäuseteil ist hinter der Randrippe mit regelmäßigen, großen, rechteckigen Maschen versehen. Die nur bei guter Erhaltung eindeutig erkennbare Augenlinse wird von einem darunter liegenden deutlichen Knoten begleitet, von dem aus - je nach Erhaltung mehr oder minder deutlich entwickelt - eine schmale Leiste zum anteroventralen Knoten verläuft.

In der Dorsalansicht ist das Gehäuse annähernd rechteckig mit deutlich abgesetzten und komprimierten Enden. Durch den besonders hohen vorderen Teil der Randrippe wirkt das Gehäuse hier weniger stark komprimiert. Die größte Breite verläuft etwa entlang der durch die Beknotung unregelmäßig gewellten subparallelen Flanken.

Innere Merkmale: Nicht zugänglich.

Sexualdimorphismus: Sehr deutlich; neben den oben beschriebenen Unterschieden sind die MM deutlich länger als die WW.

Diskussion: Die vorliegende Art dürfte nach den von GRÜNDEL (1973) für den von ihm neu eingeführten „Tribus“ Parvacythereini gegebenen Merkmalen diesem Formenkreis zuzurechnen sein. Jedoch lässt sie sich keiner der von ihm (ibid.) hierzu gestellten Gattungen problemlos zuordnen: Bei *?Cornicythereis* GRÜNDEL 1973 und *Isocythereis* TRIEBEL 1940 ist eine deutliche Mittelrippe entwickelt. Die vorliegende Art ist vom generellen Habitus sehr ähnlich zu *Occultocythereis* HOWE 1951, jedoch weisen deren Arten keine ventral durchgehende Randrippe auf und sind auch nicht stark beknotet (über eine mögliche Schalenasym-

metrie der vorliegenden Art kann wegen der schlechten Erhaltung des Materials nicht geurteilt werden).

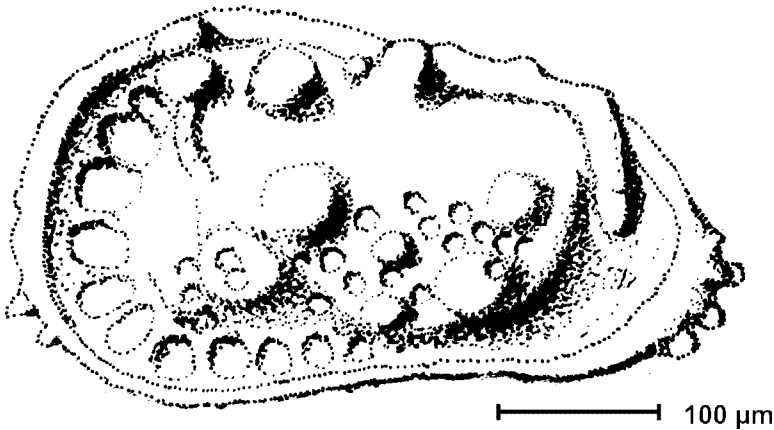


Abb. 25: Rekonstruktion von Parvacythereini Gen. indet. 1 sp. W LK anhand von REM-Aufnahmen. Ergänzt durch Beobachtungen eines dorsal gut erhaltenen Exemplars bei lichtmikroskopischer Betrachtung.

Parvacythereis GRÜNDEL 1973 besitzt eine mit der Vorderrandrippe verbundene Ventralrippe. Die Arten der Gattung *Spinoleberis* DEROO 1966 weisen ebenfalls eine anterodorsal-posterodorsal umlaufende Randrippe auf, jedoch ist bei ihnen medioventral ein Stachel oder eine scharfe lamelläre Rippe entwickelt (DEROO, op. cit.). Die vorliegende Art zeigt auch gewisse Ähnlichkeiten zur wesentlich größeren Gattung *Planileberis* DEROO 1966 (sensu GRÜNDEL, 1973); jedoch ist bei den dieser Gattung zugewiesenen Arten eine mit der Vorderrandrippe verbundene Ventralrippe sowie in der LK ein Schlossohr entwickelt.

Vorkommen: Campan der Einheit 5b der Tisje-Formation im Profil Tisje (Probe Tis2) der Ahl-Meskat-Berge von Nordsomalia.

Gattung *Rehacythereis* GRUENDEL 1973
Typusart: *Cythereis luermannae* TRIEBEL, 1940

Rehacythereis btaterensis (BISCHOFF, 1963)

1963 - *Cythereis btaterensis* n.sp. – BISCHOFF, S. 14.

Rehacythereis btaterensis cf. *imminuticostata* (BISCHOFF, 1963)
Taf. 43, Fig. 13-17

- cf. 1963 – *Cythereis btaterensis imminuticostata* n.ssp. – BISCHOFF, S. 17, Taf. 4, Fig. 25-29, Taf. 5, Fig. 30.
 aff. 1963 – *Cythereis btaterensis interstincta* n.ssp. – BISCHOFF, S. 18, Taf. 5, Fig. 31-36, Taf. 6, Fig. 37.
 aff. 1974 - *Cythereis btaterensis imminuticostata* BISCHOFF – ROSENFELD & RAAB, S. 123, Taf. 11, Fig. 2.
 ? 2002 - *Rehacythereis btaterensis* cf. *imminuticostata* (BISCHOFF 1963) – BASSIOUNI, S. 74, Taf. 16, Fig. 8-11.

Material: TUB-SOU-66-70 plus 26 Gehäuse und 21 Klappen.

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:	Breite:
WW:	0,89	0,48 – 0,5	0,45
MM:	0,94	0,45 – 0,48	0,45

Diskussion: Die Gruppe der *Cythereis btaterensis* BISCHOFF, 1963 ist wegen der ununterbrochenen Dorsalrippe der Gattung *Rehacythereis* GRUENDEL 1973 zuzurechnen. Nach BISCHOFF (1963) besteht für diese Gruppe im Libanon vom unteren zum oberen Apt folgende Entwicklungsreihe: *C. btaterensis btaterensis* > *C. btaterensis imminuticostata* > *C. btaterensis interstincta*, wobei hier während der Evolution die kräftige Mittelrippe von *R. btaterensis btaterensis* fortschreitend zu einem kleinen Knoten auf einer Anschwellung als Relikt der Mittelrippe bei *R. btaterensis interstincta* reduziert wird. Weiterhin geht die kräftige Retikulation von *R. btaterensis imminuticostata* dabei in ein weitspanniges, niedriges, durch sehr feine Leistchen unterteiltes Netzwerk bei *R. btaterensis interstincta* über (BISCHOFF, op. cit). Die vorliegenden Stücke zeigen in ihrer Morphologie mit der bis fast zur Unkenntlichkeit reduzierten Mittelrippe eine gute Übereinstimmung mit *R. btaterensis interstincta*. Sie weichen jedoch durch ihre (?immer noch) sehr grobe Retikulation von ihr ab und ähneln in dieser Hinsicht eher *R. btaterensis imminuticostata*; repräsentieren also möglicherweise eine Zwischenform zwischen diesen beiden Unterarten.

Vorkommen: *R. btaterensis imminuticostata* (BISCHOFF) und *R. btaterensis interstincta* (BISCHOFF) sind aus dem oberen Apt des Libanon, Ägyptens und Israels beschrieben worden. In Nordsomalia tritt *R. btaterensis* cf. *imminuticostata* im unteren oberen Apt mit planktonischen Foraminiferen der Tisje-Formation (Einheit 2.) des Profils Xabaal Garure (Proben XGa 40, 41) auf.

Rehacythereis sp. gr. *btaterensis* (BISCHOFF, 1963)
Taf. 44, Fig. 1

Material: TUB-SOU-275 plus 3 Gehäuse und 1 Klappe.

Dimensionen: Länge: 0,84 Höhe: 0,46 Breite: 0,38

Diskussion: Die wenigen, vorwiegend schlecht erhaltenen Exemplare dieser Form sind sehr ähnlich zu *R. btaterensis interstincta* (BISCHOFF, 1963) aus dem oberen Apt des Libanon und Somalia. Sie unterscheiden sich aber von dieser durch den kräftigen posterodorsalen Knoten und das Fehlen einer Andeutung einer Mittelrippe.

Vorkommen: Unteres Alb der Tisje-Formation von Nordsomalia im Profil Xabaal Garure (Einheit 3, Proben XGa 59b, 60b, 61a).

Rehacythereis aff. *R. fahrioni* (BISCHOFF), 1963
Taf. 44, Fig. 2, 3

aff. 1963 – *Cythereis fahrioni* n.sp. – BISCHOFF, S. 31, Taf. 12, Fig. 90-93, Taf. 13, Fig. 94.

Material: TUB–SOU–53, 54.

Dimensionen: Länge: 0,91 Höhe: 0,50 Breite: 0,50

Beschreibung:

Äußere Merkmale: Gehäuse groß, in der Seitenansicht annähernd rechteckig. Vorderrand breit gerundet, im oberen Teil relativ steil zum nur mäßig entwickelten vorderen Schlossohr ansteigend. Hinterende zugespitzt dreieckig, im unteren Teil undeutlich konvex, im oberen konkav eingesenkt. Dorsalrand nach einer schwachen konkaven Einbuchtung hinter dem vorderen Kardinalwinkel annähernd grade, Ventralrand hinter einer konkaven Einbuchtung in der Mundregion grade. Längsränder nach hinten mäßig konvergierend und durch Dorsal- und Ventralrippe überdeckt. Größte Höhe unter dem sehr kleinen, am Apex des vorderen Kardinalwinkel gelegenen Augenknotens bei ca. 1/5 der Länge; größte Länge etwa auf halber Höhe. Die Ornamentierung besteht aus Dorsal-, Mittel- und Ventralrippe, Muskelknoten, einer weitmaschigen Retikulation mit überwiegend rundlichen Poren und irregulär verteilten kleinen Knötchen. Der Vorderrand ist mit sehr feinen, mit kleinen Dornen besetzten Randrippe versehen. Die schmale, etwas wellige Ventralrippe beginnt deutlich über und hinter der nach hinten umbiegenden Vorderrandrippe, kurz vor dem großen länglich-ovalen, retikulierten Muskelknoten. Sie verläuft annähernd grade, verbreitert sich nach hinten Flügel-artig und endet in einem spitzen, nach hinten ausgezogenen Dorn abrupt bei etwa 2/3 der Länge. Die etwas nach oben verschobene, grade, scharfe Mittelrippe ist kurz und nur undeutlich vom zentralen Muskelknoten abgesetzt. Sie endet etwa auf gleicher Länge wie die Ventralrippe und ist an ihrem Ende durch eine feine, etwas nach vorne geschwungene Leiste mit dieser verbunden. Die scharfgratige Dorsalrippe beginnt, durch eine deutliche Furche von ihm getrennt, kurz hinter dem Augenknoten, erhebt sich unregelmäßig konvex geschwungen, über den Dorsalrand und endet in einer nicht verdickten, nach hinten/unten gerichteten schmalen Leiste bei etwa 5/6 der Länge unmittelbar vor dem kleinen Schlossohr am hinteren Kardinalwinkel. Der große, annähernd rundliche Muskelknoten steigt vom Vorderrand her sanft an und fällt nach hinten zu einem breiten, in der Mitte gelegenen vertikalen Sulcus steil ab. Ein kleiner spitzer, rundlicher Dorn befindet sich etwa in der Mitte am unteren Ende des Sulcus. Eine feine, etwas nach vorn geschwungene vertikale Leiste verbindet den Augenknoten mit dem vorderen Teil des Muskelknotens. Die ansonsten nur unregelmäßige Retikulation ist im Bereich des Muskelknotens undeutlich konzentrisch angeordnet; direkt hinter dem Vorderrand besteht sie aus rechteckigen Maschen, die durch kräftige, radiale Leisten (6-7) getrennt sind.

Gehäuse in der Dorsalansicht subhexagonal, mit stark komprimierten Vorder- und Hinterende, Flanken zur Mitte hin sanft ansteigend; vertikaler Sulcus in der Schalenmitte sehr deutlich. Größte Breite hinter der Mitte am Flügel-artig ausgezogenen Hinterende der Ventralrippe.

Sexualdimorphismus: Unklar.

Innere Merkmale: Nicht zu beobachten.

Diskussion: Trotz ihrer nur mäßigen Erhaltung lassen sich die vorliegenden Stücke gut mit der Artengruppe um *R. fahrioni* (BISCHOFF, 1963) aus dem höheren Alb und Cenoman des vorderen Orients und Nordafrikas vergleichen (Verbreitung siehe MAJORAN, 1989). Von der Typusart und *C. (R.) fahrioni bigrandis* MAJORAN (1989) unterscheiden sie sich jedoch durch ihre wesentlich feinere Berippung sowie den Umriss des Hinterrandes.

Vorkommen: *Rehacythereis* aff. *C. fahrioni* BISCHOFF tritt in Nordsomalia im mittleren Cenoman der Tisje-Formation (Einheit 4) des Profils Xabaal Garure (Probe XGa 101) auf.

Gattung *Schizoptocythere* SIDDIQUI und AL-FURAIH 1981
 Typusart: *Schizoptocythere circumspinoso* SIDDIQUI und AL-FURAIH 1981

Schizoptocythere torquata SIDDIQUI und AL-FURAIH 1981
 Taf. 44, Fig. 4

1981 - *Schizoptocythere torquata* n. sp. - SIDDIQUI und AL-FURAIH, p. 880, Taf. 124, Fig. 1, 2, 5, 6.

Material: TUB-SOO-244.

Dimensionen: Länge: 0,93 Höhe: 0,57

Diskussion: Das vorliegende Exemplar entspricht gut der von SIDDIQUI und AL-FURAIH (1981) gegebenen Beschreibung von *Schizoptocythere torquata*. Es ist bei sonst identischen Merkmalen etwas größer als das Typmaterial.

Vorkommen: Die Art wird von SIDDIQUI und AL-FURAIH (1981) aus dem unteren Paleozän von Saudi Arabien beschrieben. Das vorliegende Exemplar entstammt ebenfalls dem unteren Paleozän (untere Auradu-Formation) von Nordsomalia, Ahl-Meskat-Berge, Profil Tisje, Probe Tis 37.

Gattung *Spinoleberis* DEROO 1966
 Typusart: *Cythere eximia* BOSQUET 1854

Spinoleberis obvia AL-FURAIH 1980
 Taf. 44, Fig. 8, 13

1980 - *Spinoleberis obvia* sp. nov. - AL-FURAIH, p. 69, Taf. 61, Fig. 1-4.

Material: TUB-SOO-247, 248.

Dimensionen:

	Länge:	Höhe:	Breite:
W:	0,68	0,33	-
M:	0,73	0,36	-

Diskussion: Das vorliegende relativ gut erhaltene Exemplar eines M entspricht gut der von AL-FURAIH (1980) gegebenen Beschreibung der Art. Die somalischen Stücke sind geringfügig größer als das Typmaterial. Ein schlecht erhaltenes, etwas kleineres und deutlich stärker geblähtes Exemplar könnte ein W der Art repräsentieren.

Vorkommen: *Spinoleberis obvia* wurde erstmalig aus der oberen Kreide und dem unteren Paleozän von Saudi Arabien beschrieben (AL-FURAIH, 1980). In Nordsomalia tritt die Art im unteren Paleozän auf (untere Auradu-Formation; Ahl-Meskat-Berge, Profil Tisje, Probe Tis37).

Spinoleberis majorani n.sp.
Taf. 44, Fig. 5-8, 10-12, 14

Diagnose: Eine mittelgroße, überwiegend retikulierte und nur untergeordnet bestachelte Art der Gattung *Spinoleberis* DEROO 1966, bei der die Mittelrippe bis auf einen kleinen runden, deutlichen, etwa mittig gelegenen und vom subzentralen Tuberkel gut abgesetzten Knoten fehlt. Die Dorsalrippe trägt kurz vor der Mitte zwei kleine, gut voneinander getrennte kleine Dornen sowie an ihrem Ende einen großen, etwa senkrecht nach unten abgeknickten wulstigen Knoten.

Holotyp: TUB-SOU-25 (W)

Paratypen: TUB-SOU-26-31, 58-61 plus 92 Gehäuse und 67 Klappen.

Derivatio nominis: Benannt nach Dr. S. Majoran für seine Beiträge zur Ostrakodologie Nordafrikas und des mittleren Ostens.

Locus typicus: Profil Dhadhabo von Nordsomalia.

Stratum typicum: Einheit 2 der Tisje-Formation, Mergel mit planktonischen Foraminiferen des unteren oberen Apts (Probe Dha 26).

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:	Breite:
WW:	0,66-0,68	0,36-0,38	0,30
MM:	0,68-0,78	0,35	0,29

Beschreibung:

Äußere Merkmale: Gehäuse in der Lateralansicht annähernd rechteckig mit deutlich konvergierendem Dorsal- und Ventralrand in MM, annähernd keilförmig in WW. Vorderrand mit kräftiger und erhabener, bis auf den obersten Teil durchweg mit feinen Stacheln versehener Randrippe; im unteren Teil gut gerundet, im oberen Teil zum deutlich entwickelten vorderen Schlossohr fast grade ansteigend. Hinterrand mit deutlicher - im unteren Teil feine Stacheln tragender - Randrippe versehen; rechtwinkelig bis leicht stumpfwinkelig dreieckig zugespitzt, mit graden, im oberen Teil der RK leicht konkaven Schenkeln. Dorsalrand grade, Ventralrand bis auf eine kleine konkave Einbuchtung in der Mundregion ebenfalls grade. Größte Länge unterhalb der Mitte, größte Höhe unterhalb des gut entwickelten Augenknoten bei etwa 1/6 der Länge. Augenknoten durch eine leichte konkave Einbuchtung am Berührungspunkt mit dem Vorderrand in der RK leicht hervorstehend. Die Ornamentierung besteht aus Dorsal- und Ventralrippe, subzentralem Tuberkel und einem kleinen deutlichen, etwa mittig dahinter gelegenen Knoten sowie Retikulation. Die annähernd grade, den Dorsalrand nur an ihrem Hinterende deutlich überragende Dorsalrippe beginnt - durch eine flache Einsenkung von ihr getrennt - relativ weit hinter dem Augenknoten und endet in einem breiten, senkrechten, unten leicht nach hinten umbiegenden Knoten. Die Dorsalrippe trägt vorne zwei kleine, kräftige, deutlich voneinander getrennte Dornen. Die Ventralrippe erhebt sich deutlich oberhalb des Ventralrandes kurz vor dem subzentralen Tuberkel und verläuft etwas unregelmäßig gewellt zu ihrem stark verbreiterten, den Ventralrand etwas überragenden Hinterende bei etwa 3/4 der Länge. Der etwa bei 1/3 der Gehäuselänge gelegene subzentrale Tuberkel ist fast kreisrund und glatt. Die Schalenoberfläche steigt vom Vorderrand zu ihm allmählich an und fällt zu dem dahinter folgenden Sulcus hin relativ steil ab. Hinter dem Sulcus - etwa in der Gehäusemitte - ist ein kleiner (bei guter Erhaltung spitzer) rundlicher Knoten zu beobachten. Die kräftige, aus überwiegend rundlichen Grübchen bestehende Retikulation überzieht die gesamte Schalenoberfläche; oberhalb des Muskelknotens ist sie durch die etwas stärker hervortretende Begrenzung der Grübchen etwa halbkreisförmig angeordnet. Unterhalb des Augenknotens entspringt eine dünne Leiste, die - leicht nach Hinten geschwungen - bis zum Muskelknoten reicht. Eine weitere, undeutlichere kurze Leiste verläuft von diesem in antero-ventraler Richtung.

Gehäuse in der Dorsalansicht mäßig geschwollen und unregelmäßig subhexagonal mit komprimiertem Vorder- und Hinterende. Vorderende durch die erhabene Randrippe relativ breit. Deutlicher Sulcus zwischen subzentralem Tuberkel und dem zentralen kleinen Knoten. Größte Breite etwa bei 3/4 der Länge bei den WW, etwas davor bei den MM.

Innere Merkmale: Schloss amphidont; in der RK mit vorn leicht abgestuftem rundlichen Zahn und länglich-ovalem, gekerbtem hinteren Zahn. Mittleres Schlosselement – soweit erkennbar – glatt.

Sexualdimorphismus: Deutlich; WW mit stärker nach hinten konvergierendem Dorsal- und Ventralrand, sowie etwas kürzer und höher als MM.

Diskussion: Eine zu *Spinoleberis majorani* n.sp. sehr ähnliche Art ist *Spinoleberis* sp. ANDREU-BOUSSUT (1991, S. 676, Taf. 66, Fig. 1-4) aus dem Alb von Marokko, die sich von der neuen Art durch ihr wesentlich längeres und spitzeres Hinterende sowie durch die deutlich ringförmige Retikulation um den subzentralen Tuberkel unterscheidet. Ähnlich ist auch *Spinoleberis kasserinensis* BISMUTH und SAINT-MARC (1981, in: BISMUTH et al., S. 66, Taf. 1, Fig. 5-9) aus dem Cenoman von Tunesien, die sich von *S. majorani* n.sp. durch ihren unregelmäßig zergliederten subzentralen Tuberkel, die Abwesenheit eines deutlichen, dahinter gelegenen zentralen Knotens sowie ihre stärker pustulöse Oberfläche unterscheidet.

Vorkommen: *Spinoleberis majorani* n.sp. tritt in Nordsomalia im unteren oberen Apt der Tisje-Formation (Einheit 2) der Profile Dhadhabo (Proben Dha 25, 26) und Xabaal Garure (Proben XGa 34, 36, 37) in einer tieferen Innenschelf-Fazies zusammen mit planktonischen Foraminiferen auf.

„*Spinoleberis*“? *donzei* n.sp.
Taf. 44, Fig. 15-18; Taf. 45, Fig. 1-3

Diagnose: Eine große neue, der Gattung *Spinoleberis* nur provisorisch zugeordnete Art mit *Cythereis*-ähnlichem Umriss und *Spinoleberis*-typischem Schloss. Zentraler Muskelknoten groß, Mittelrippe zu einem kurzen, mit einem deutlichen Knoten besetztem Grat reduziert. Augenknoten groß, deutlich.

Holotyp: TUB-SOU-36 (W).

Paratypen: TUB-SOU-37-39, 203-206, 210 plus 5 Gehäuse und 7 Klappen.

Derivatio nominis: Benannt nach Dr. P. Donze, für seine zahlreichen Beiträge zur Ostrakologie Nordafrikas.

Locus typicus: Profil Las Koreh, Nordsomalia.

Stratum typicum: Einheit 3 der Tisje-Formation, Probe LKo13, mittleres Alb.

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:	Breite:
WW (MTA):	0,85-0,94	0,54-0,56	0,44
MM (MTA):	0,98-1,02	0,55	0,41

Beschreibung:

Äußere Merkmale: Gehäuse in der Seitenansicht stumpf keilförmig bei den WW, annähernd rechteckig bei den MM. Vorderrand im unteren Teil gut gerundet, im oberen Teil fast grade zum großen, erhabenen Augenknoten am vorderen Kardinalwinkel hin ansteigend. Hinterrand stumpfwinkelig dreieckig, nur wenig ausgezogen. Hohe Vorderrand- und niedrige Hinterrandrippe kräftig, mäßig breit und mit feinen Zähnen besetzt. Vorderes und hinteres Schlossohr nur mäßig entwickelt. Dorsal- und Ventralrand grade, in WW stark, in MM nur schwach nach hinten konvergierend. Größte Höhe unterhalb des Augenknotens bei etwa 1/5 der Länge, größte Länge etwa auf halber Höhe. Die Dorsalrippe beginnt mit einem kleinen Knoten relativ weit

hinten/unter dem Augenknoten, wird erst ab einem kleinen, den Dorsalrand überragenden Knoten in der Gehäusemitte deutlicher, verbreitert und verdickt sich nach einer kleinen dahinter gelegenen Einbuchtung zu einem kräftigen, senkrecht nach unten verlängertem Knoten und endet abrupt bei etwas 5/6 der Länge. Weitere kleine Knötchen kurz unter und vor dem Hinterende der Dorsalrippe verschmelzen teilweise mit dem großen Knoten an ihrem Hinterende, wodurch dieser knotig-wulstig erscheint. Die kräftige, mit kleinen Knötchen versehene Ventralrippe beginnt - nur undeutlich von der Vorderrandrippe abgesetzt - etwas oberhalb des Ventralrandes direkt am Vorderrand, verläuft grade, verbreitert sich nach hinten allmählich und knickt an ihrem Hinterende bei etwa 5/6 der Länge leicht nach unten ab. Bis auf den kleinen Sporn an ihrem Hinterende überragt sie den Ventralrand nicht. Der kurz vor der Mitte auf halber Höhe gelegene Muskelknoten ist groß, annähernd rund und glatt. Durch einen flachen Sulcus von ihm getrennt, befindet sich dahinter ein kurzer scharfer, mit einem länglichen Knoten besetzter Grat als Relikt der Mittelrippe. Dahinter und etwas darunter liegt ein weiteres kleines rundliches Knötchen. Die Oberfläche ist, bis auf die Ränder und den Muskelknoten, mit einer sehr feinen, engmaschigen Retikulation überzogen.

Gehäuse in der Dorsalansicht subhexagonal mit gewellten, annähernd parallelen Flanken. Vorder- und Hinterende nur mäßig komprimiert.

Innere Merkmale: Schloss amphidont/heterodont. In der RK mit einem vorne mit einer winzigen Abstufung versehenem glatten, rundlichen und hohen vorderen Schlosszahn, gefolgt von einer nur vorn/unten zum Schaleninneren abgegrenzten Grube, die nach hinten in eine sich rasch verschmälernde glatte Furche übergeht. Hinterer Schlosszahn länglich oval, gekerbt. Andere innere Merkmale nicht zugänglich.

Sexualdimorphismus: Deutlich. Vermutete MM länger, etwas niedriger und schmaler als WW, sowie mit fast rechteckigem Umriss.

Diskussion: „*Spinoleberis*“? *donzei* n.sp. ist extern sehr ähnlich zu *Rehacythereis btaterensis interstincta* (BISCHOFF, 1963) in BASSIOUNI, 2002, (Taf. 16, Fig. 12-15), aus dem oberen Apt des Sinai, von der sie sich jedoch durch die median gelegene größte Länge (submedian in *R. btaterensis interstincta*) sowie den nach hinten stärker abfallenden Dorsalrand unterscheidet. Ebenso ähnelt die neue Art in einigen Aspekten *Cythereis libanensis* BISCHOFF (1963) aus dem Alb des Libanon, weicht von dieser aber extern durch den großen, auch bei den MM klar entwickelten, senkrecht nach unten verlängerten posterodorsalen sowie den zentrodorsalen Knoten der Dorsalrippe und intern durch den Schlossbau ab. Ähnlich ist auch *Rehacythereis* sp. 1 ANDREU-BOUSSUT (1991, S. 650, Taf. 54, Fig. 5-8) aus dem oberen Apt von Marokko, die sich von der neuen Art extern durch die ungeteilte (*Rehacythereis*-typische) Dorsalrippe unterscheidet.

Neben den typischen, relativ hohen und schlanken Formen von „*Spinoleberis*“? *donzei* n.sp. existieren im Typmaterial auch wenige sehr niedrige und breite Exemplare mit ansonsten identischer Schalenmorphologie, die hier als „*Spinoleberis*“? *donzei* n.sp. Morphotyp B (Taf. 45, Fig. 2) geführt werden.

Vorkommen: „*Spinoleberis*“? *donzei* n.sp. tritt im unteren bis mittleren Alb der Tisje-Formation (Einheit 3) von Nordsomalia in den Profilen Xabaal Garure (Probe XGa60a) und Las Koreh (Probe LKo13) auf.

„*Spinoleberis*“? cf. *Spinoleberis*? IRK 20 GROSDIDIER, 1973
Taf. 45, Fig. 5, 6, 8, 9, 12

cf. 1973 – *Spinoleberis*? IR K 20 – GROSDIDIER, Taf. 14, Fig. 108 a-c.

Material: TUB-SOU-50-52, 75, 271, 272 plus 1 Gehäuse.

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:	Breite:
W:	0,70	0,43	0,40
MM:	0,73-0,75	0,40	0,34

Beschreibung:

Äußere Merkmale: Gehäuse in der Seitenansicht annähernd rechteckig. Vorderrand breit, oben etwas schief gerundet und mit hoher, breiter, in den unteren 2/3 mit feinen Zähnchen besetzter Randrippe versehen. Hinterrand stumpf dreieckig (WW) bis abgestumpft (MM), im unteren Teil mit kräftigen Zähnchen besetzt, im oberen Teil leicht konkav eingebuchtet. Dorsal- und Ventralrand grade, bei den MM kaum, bei den WW deutlich nach hinten konvergierend. Größte Höhe unterhalb des großen Augenknotens bei etwa 1/5 (WW) bis 1/6 (MM) der Länge; größte Länge unterhalb der Mitte. Die annähernd grade, im vorderen Teil undeutliche Dorsalrippe verbreitert sich erst hinter der Mitte und endet in einem großen, groben Knoten, der den Dorsalrand hinten etwas überragt. Etwa in ihrer Mitte trägt sie einen kleinen, undeutlichen Knoten. Bei den MM wird sie im hinteren Drittel von einer kurzen parallelen, kräftigen, durch eine breite Furche von ihr getrennten Rippe begleitet, die an ihrem Ende nur undeutlich von dem großen posterodorsalen Knoten der Dorsalrippe abgesetzt ist. Bei den WW existiert an dieser Position lediglich ein kleiner Knoten. Der subzentrale Tuberkel ist länglich-oval und kräftig ausgebildet. Dahinter und etwas darunter befindet sich ein von ihm nur undeutlich abgesetzter kleiner Knoten, wodurch insgesamt der Eindruck einer posteroventral geneigten Rippe hervorgerufen werden kann. Die annähernd grade Ventralrippe erhebt sich, kaum abgesetzt, geringfügig oberhalb des Berührungspunktes von Vorder- und Ventralrand. Sie verbreitert sich allmählich nach hinten und endet in einer keulenförmigen Verdickung bei etwa 3/4 der Länge, noch vor dem Hinterende der Dorsalrippe. In ihrer Mitte kann ein kleiner Knoten auftreten. Die Oberfläche der Klappen ist - soweit zu beobachten - mit einer sehr feinen Netzskulptur überzogen.

Gehäuse in der Dorsalansicht flach rechteckig mit gewellten, subparallelen Flanken und breit abgesetztem Vorder- und schmalem und weniger deutlich abgesetztem Hinterende. Größte Breite am etwas hervorstehenden Muskelknoten.

Innere Merkmale: Wegen der unzureichenden Erhaltung nicht zu beobachten.

Sexualdimorphismus: Sehr deutlich; neben den in der Beschreibung genannten Unterschieden sind die MM etwas länger und niedriger als die WW.

Diskussion: Die hier als WW der vorliegenden Art interpretierten Formen sind sehr ähnlich zu der etwas kleineren *Spinoleberis*? IRK 20 GROSDIDIER, 1973 aus dem Alb des Iran. Sie weichen von dieser neben dem Größenunterschied lediglich durch Details in der Ornamentierung (Beknotung) ab.

Vorkommen: „*Spinoleberis*“? cf. *Spinoleberis*? IRK 20 GROSDIDIER, 1973 tritt im unteren Alb der Tisje-Formation (Einheit 3) von Nordsomalia im Profil Xabaal Garure (Probe XGa66) auf.

Gattung *Trachyleberidea* BOWEN 1953
 Typusart: *Cythereis prestwichiana* JONES und SHERBORN 1887

Trachyleberidea? bismuthi n.sp.
 Taf. 45, Fig. 17, 18, 21-24

Diagnose: Eine fraglich der Gattung *Trachyleberidea* BOWEN 1953 zugeordnete mittelgroße, flache, retikulierte neue Art, bei der die kurze und undeutliche Ventral- und Dorsalrippe zumindest bei den vermuteten WW hinten in einer breiten, knotigen Leiste endet. Subzentraler Tuberkel undeutlich und kaum erhaben; Mittelrippe fehlt. Augenknoten deutlich.

Holotyp: TUB-SOO-288

Paratypen: TUB-SOO-48-50, 289, 290 plus 2 Gehäuse.

Derivation nominis: Benannt nach Dr. H. Bismuth für seine Beiträge zur Ostrakologie Nordafrikas.

Locus typicus: Profil Tisje, Ahl-Meskat-Berge, Nord-Somalia.

Stratum typicum: Einheit 5b der Tisje-Formation, Probe Tis2, Campan.

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:	Breite:
W (TUB-SOO-288, Holotyp):	0,53	0,30	--
W (TUB-SOO-48, Paratyp):	0,53	0,31	~ 0,20
M (TUB-SOO-299, Paratyp):	0,60	0,32	0,18
M (TUB-SOO-50, Paratyp):	0,62	0,34	0,20

Beschreibung:

Äußere Merkmale: Gehäuse in der Seitenansicht subtrapezoidal. Dorsalrand leicht konvex, Ventralrand annähernd grade mit einer leichten konvexen Einbuchtung in der Mundregion kurz vor der Schalenmitte; beide Ränder nach hinten gleichmäßig konvergierend. Vorderrand breit und etwas schief gerundet, am deutlichen Augenknoten bei etwa 1/4 der Länge in einem stumpfen Winkel mit dem Dorsalrand vereint, nahtlos in den Ventralrand übergehend. Hinterende stumpf dreieckig mit einer deutlichen posterodorsalen Einbuchtung, so dass ein kurzer abgestumpfter Caudalfortsatz entwickelt ist. Die Ornamentierung besteht aus einer etwas zurückgesetzten, feinen, durchgehenden Vorderrandrippe, einer nur im unteren Teil deutlicher entwickelten und mit 3-4 groben Dornen versehenen Hinterrandrippe, sowie Dorsal- und Ventralrippe. Der subzentrale Tuberkel ist undeutlich, nur wenig erhaben und wird in besser erhaltenen Stücken von einer breiten, rundlichen flachen Einsenkung umschlossen. Eine deutliche Retikulation aus unregelmäßigen Maschen überzieht das ganze Gehäuse. Sowohl die Dorsal- als auch die Ventralrippe beginnen sehr undeutlich erst hinter der Schalenmitte und werden nur in ihrem Endteil im hinteren Drittel als in breiten Knotenendende Clavi-ähnliche Wülste deutlich, die in gut erhaltenen Exemplaren die Seitenränder etwas überragen.

Gehäuse in der Dorsalansicht flach rechteckig mit parallelen Flanken und stark komprimiertem Hinterende; in der Mitte mit einem fast unmerklichen Sulcus. Maximale Breite hinten am Clavi-artigen Ende der wulstigen Rippen.

Innere Merkmale: Unbekannt, es liegen nur Gehäuse vor.

Sexualdimorphismus: Vermutete MM länger und im Verhältnis niedriger als WW; bei den vermuteten MM ist die postero-ventrale Verdickung der Ventralrippe nur undeutlich entwickelt oder fehlt (LK).

Diskussion: Die neue Art kann nur unter Vorbehalt der Gattung *Trachyleberidea* BOWEN 1953 zugeordnet werden, da im Gegensatz zu anderen diesem Genus zugeordneten Arten neben weiteren geringfügigen Abweichungen der Caudalfortsatz nur kurz und abgestumpft ist sowie ihre inneren Merkmale unbekannt sind.

Oberflächlich ähnliche Arten sind *Trachyleberidea* sp. BATE 1972 (Coniac von Australien) und *Trachyleberidea arta* (DAMOTTE 1971, Cenoman von Frankreich), die beide (u.a.) durch ihren deutlich ausgezogenen, zugespitzten Caudalfortsatz klar abweichen.

Vorkommen: Einheit 5b der Tisje-Formation, Campan, Profil Tisje, Ahl-Meskat-Berge (Probe Tis 2), Nord-somalia.

Gattung „*Veeniacythereis*“ GRÜNDEL 1973 sensu MAJORAN (1996)
Typusart: *Cythereis? imparia* GRÜNDEL, 1968

„*Veeniacythereis*“ gr. *jezzineensis* (BISCHOFF, 1963)

Bemerkungen: Die aus dem (?)oberen Alb-Cenoman des südethyalen Raumes beschriebenen Arten *Veeniacythereis jezzineensis* (BISCHOFF, 1963), *V. maghrebensis* (BASSOULLET & DAMOTTE, 1969), *V. streblophata streblophata* (AL ABDUL RAZZAQ & GROSDIDIER, 1981), *V. streblophata schista* (AL ABDUL RAZZAQ & GROSDIDIER, 1981) und „*V.*“ *subrectangulata* MAJORAN, 1996 sind nach MAJORAN (1996) nur unter Vorbehalt der Gattung *Veeniacythereis* GRÜNDEL 1973 zuzurechnen.

Den o.g. „*Veeniacythereis*“-Arten wird von verschiedenen Autoren unterschiedliche Bedeutung beigemessen. So betrachten z.B. ROSENFELD & RAAB (1984) die Arten *V. jezzineensis*, *V. maghrebensis* und *V. streblophata* als unterschiedliche ontogenetische Stadien der Art *V. jezzineensis*. MAJORAN (1988) und SZECHURA et al. (1991) dagegen erachten *V. maghrebensis* und *V. jezzineensis* als synonym, erkennen aber *V. streblophata* als eigenständige Art an. Einen näheren Überblick über den Stand der taxonomischen Bearbeitung/Diskussion gibt MAJORAN (1996), der diese Artentrennung aufrecht erhält und eine weitere Unterart zu „*V.*“ *streblophata* ausscheidet. Als Hauptargument gegen die Zuordnung der kleineren „*V.*“ *streblophata* als Juvenarium zur größeren „*V.*“ *jezzineensis* führt er die Existenz eines voll entwickelten heterodonten Schlosses sowie Sexualdimorphismus in „*V.*“ *streblophata* an. BASSIOUNI (2002, S. 79 ff.) diskutiert ausführlich die bekannten „*Veeniacythereis*“-Arten des mittleren Ostens und Nordafrikas. Dabei unterscheidet er anhand seines Materials aus dem Sinai von Ägypten die Arten *Veeniacythereis jezzineensis* (BISCHOFF, 1963), *V. maghrebensis* (BASSOULLET & DAMOTTE, 1969) und *V. streblophata schista* (AL ABDUL RAZZAQ & GROSDIDIER, 1981).

Im vorliegenden Material treten in nur zwei Proben aus dem unteren bis mittleren Cenoman relativ gut erhaltene „*Veeniacythereis*“-Formen auf, die sich jeweils sowohl „*V.*“ *jezzineensis* als auch „*V.*“ *streblophata* zuordnen lassen. Wie bereits von MAJORAN (1988, 1996) bemerkt, lässt sich bei der auch hier kleineren „*V.*“ *streblophata* ein Sexualdimorphismus erkennen (s.u.). Der Umstand, dass die beiden Formen im untersuchten Material wiederum gemeinsam vorkommen, lässt für die vorliegende Arbeit bei der nur geringen Anzahl der Proben mit „*Veeniacythereis*“ gr. *jezzineensis* eine Stellungnahme zur Gültigkeit oder Synonymie der beiden genannten Arten nicht sinnvoll erscheinen; die beiden Formen werden hier daher informell als unterschiedliche „Typen“ der „Artengruppe“ um „*V.*“ *jezzineensis* geführt.

„*Veeniacythereis*“ gr. *jezzineensis* Typus *jezzineensis* (BISCHOFF, 1963)
Taf. 46, Fig. 1, 6

1963 – *Cythereis jezzineensis* n.sp. – BISCHOFF, S. 42, Taf. 16, Fig. 128-130.

1996 – „*Veeniacythereis*“ *jezzineensis* (BISCHOFF) – MAJORAN, S. 189, Fig. 1 I-O

2002 – *Veeniacythereis jezzineensis* (BISCHOFF 1963) – BASSIOUNI, S. 79, Taf. 19, Fig. 1-7 (siehe hier für komplette Synonymie).

Material: TUB-SOU-83, 84 plus 26 Gehäuse, 12 Klappen.

Dimensionen: (?WW): Länge: 0,83-0,88 Höhe: 0,66 Breite: ~ 0,7

Bemerkungen: Die vorliegenden Exemplare entsprechen gut dem Typus *V. jezzineensis* (BISCHOFF, 1963) wie auch den Darstellungen von SZECHURA et al. (1991), MAJORAN (1996) und BASSIOUNI (2002).

Vorkommen: Oberes Alb (?) – Cenoman der Südtethys (siehe SZECHURA et al., 1991; BASSIOUNI, 2002).

Die vorliegenden Stücke aus Nordsomalia entstammen dem unteren und mittleren Cenoman des Profils Xabaal Garure (Einheit 4 der Tisje-Formation, Proben XGa 91, XGa 101).

„*Veeniacythereis*“ gr. *jezzineensis* Typus *streblolophata* (AL ABDUL RAZZAQ & GROSDIDIER, 1981)
Taf. 46, Fig. 2, 4

1981 – *Cythereis streblolophata streblolophata* n.ssp. – AL ABDUL RAZZAQ & GROSDIDIER, p.183, Taf. 1, Fig. 7-10, Taf. 2, Fig. 6-8.

1996 – „*Veeniacythereis*“ *streblolophata streblolophata* (AL ABDUL RAZZAQ & GROSDIDIER) – MAJORAN, S. 185, Fig. 1 H (siehe hier für komplette Synonymie).

Material: TUB-SOU-85, 86, 196 plus 10 Gehäuse, 12 Klappen.

Dimensionen:

	Länge:	Höhe:	Breite:
?W:	0,70	0,43	0,35
?MM:	0,67-0,69	0,41-0,42	0,32

Bemerkungen: Die vorliegenden Exemplare stimmen gut mit „*Veeniacythereis*“ *streblolophata streblolophata* (AL ABDUL RAZZAQ & GROSDIDIER) überein. Auch im vorliegenden Material kann ein Sexualdimorphismus abgeleitet werden, bei dem die hinten etwas niedrigeren und insgesamt breiteren Exemplare als WW gewertet werden. Zur Unterscheidung von – „*V.*“ Typ *streblolophata streblolophata* und „*V.*“ Typ *jezzineensis* siehe SZECHURA et al. (1991, p. 28).

Vorkommen: Oberes Alb (?) – Cenoman der Südtethys (SZECHURA et al., 1991). Die vorliegenden Stücke aus Nordsomalia entstammen dem unteren und mittleren Cenoman des Profils Xabaal Garure (Einheit 4 der Tisje-Formation, Proben XGa 91, XGa 101).

„*Veeniacythereis*“ *alabdulrazzaqi* n.sp.
Taf. 46., Fig. 3, 5, 7-9

Diagnose: Eine neue Art des Formenkreises um „*Veeniacythereis*“ mit sehr hohem Schlossohr, in der die grobe - größtenteils unregelmäßige - Retikulation überwiegt und keine deutlichen vertikalen dorsalen Rippen-artig begrenzten breiten Grübchen auftreten. Dorsalrippe nur relativ kurz, posterodorsal in einem großen Knoten (Sporn) endend. Innere Merkmale siehe Beschreibung.

Holotyp: TUB-SOU-218 (W).

Paratypen: TUB–SOU-76-81 plus 3 Gehäuse und 19 Klappen.

Derivatio nominis: Benannt nach Dr. S. Al-Abdul-Razzaq, für ihre zahlreichen Beiträge zur Ostrakologie Arabiens (Kuwait) und Nordafrikas.

Locus typicus: Profil Las Koreh, N'Somalia.

Stratum typicum: Einheit 3 der Tisje-Formation, Probe LKo 22, mittleres Alb.

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:	Breite:
W:	0,83	0,56	> 0,45
M:	0,98	0,49	-

Beschreibung:

Äußere Merkmale: Gehäuse in der Seitenansicht subtrapezoidal mit weit über den Dorsalrand hinaus reichendem Schlossohr in der LK. Dorsal- und Ventralrand annähernd grade und von der Dorsal- bzw. Ventralrippe verdeckt. Vorderrand gut gerundet, in der LK oben steil zum Schlossohr aufsteigend. Hinterrand gerundet dreieckig in der LK, spitz zulaufend in der RK und dort im oberen Teil leicht konkav. Größte Höhe unterhalb des Schlossohrs bei 1/5 der Länge, größte Länge kurz unterhalb der Mitte. LK > RK, diese bis auf die untere Hälfte des Vorderrandes überragend. Die unteren 2/3 des Vorderrandes und die untere Hälfte des Hinterrandes sind mit feinen Dornen besetzt. Augenknoten deutlich. Die Ornamentierung besteht aus drei primären Rippen sowie einer groben, unregelmäßigen Retikulation. Die kurze, kräftige Dorsalrippe beginnt - durch eine breite Furche abgetrennt - hinter/unter dem Augenknoten, steigt zur Mitte hin steil an, fällt ebenso steil nach Hinten ab und wird bei etwa 3/4 der Länge in der Retikulation unkenntlich. Ihr den Dorsalrand überragender Teil ist durch eine kleine Furche in zwei kleine vordere Sporne und einen kräftigen dreieckigen hinteren Sporn unterteilt. Der kräftig entwickelte, retikulierte ovale, auf halber Höhe gelegene Muskelknoten erhebt sich allmählich bei etwa 1/5 der Länge und wird bei etwa 2/5 der Länge durch eine in der Mitte gelegene Furche von der kurzen, kräftigen Mittelrippe getrennt. Die wulstige Ventralrippe beginnt kurz hinter der mäßig entwickelten Vorderrandrippe etwas oberhalb des Ventralrandes, ist leicht konvex geschwungen bei den Weibchen, annähernd grade bei den Männchen und endet bei etwa 4/5 der Länge. Die Oberfläche ist, bis auf das abgesetzte Hinterende, mit einer groben Retikulation überzogen. Vor dem Muskelknoten sind die dort rechteckigen Maschen in zum Vorderrand parallelen Reihen angeordnet. Muskelknoten und der dahinter liegende Teil der Klappe mit einer unregelmäßigen polygonalen Retikulation überzogen.

In der Dorsalansicht ist das Gehäuse subvoidal mit ausgezogenem Vorder- und Hinterende. Von dem nur undeutlich abgesetztem Vorderrand steigen die Flanken allmählich zur hinter der Mitte gelegenen größten Breite an und fallen bei 3/4 bis 4/5 der Länge rasch zum deutlich komprimierten Hinterende hin ab.

Innere Merkmale: Schloss amphidont/heterodont; in der RK mit einem vorne mit einer winzigen Abstufung versehenem, hohen spitzen Vorderzahn, gefolgt von einer zum Schaleninneren geschlossenen Grube und anschließender glatter Furche. Hinterer Schlosszahn länglich oval. Verkalkte Innenlamelle vorn und hinten breit, ohne Vestibulum. Randliche Porenkanäle nicht erkennbar (?Erhaltung); Muskelfeld nicht zugänglich.

Sexualdimorphismus: Sehr deutlich. Männchen wesentlich länger und niedriger als Weibchen.

Diskussion: Die neue Art läßt sich mit keiner der bekannten „*Veeniacythereis*“-Arten gut vergleichen. Zwar bestehen nach dem Umriss und der (Gattungs-typischen) Schalenmorphologie deutliche Beziehungen zu „*V. maghrebensis* (BASSOULLET & DAMOTTE, 1969) sensu BASSIOUNI (2002, Taf. 19, Fig. 8-11), jedoch ist bei der vorliegenden Art die Dorsalrippe nur relativ schwach entwickelt und nicht unterteilt.

Vorkommen: „*Veeniacythereis*“ *alabdulrazzaqi* n.sp. tritt im mittleren Alb (Einheit 3 der Tisje-Formation) des Profils Las Koreh (Probe LKo 22) von Nordsomalia auf.

Brouwersicythere Gen. nov.Typusart: *Brouwersicythere salehi* (AL FURAIH), 1984

Diagnose: Eine kleine bis mittelgroße neue Gattung der Trachyleberidinae mit drei feinen Längsrippen, die an ihrem hinteren Teil verdickt hervortreten. Vorder- und Hinterrandrippe lamellenartig hervortretend und gut definiert. Eine feine, etwas gekrümmte vertikale Rippe verläuft – mehr oder weniger deutlich entwickelt – vom Berührungspunkt des Vorderrandes mit der Dorsalrippe zur Mittelrippe. Gehäuse flach mit zusammengedrückten Endteilen. Augenknoten fehlend oder sehr klein (siehe Beschreibung von *B. Gen. nov. salehi*). Innere Merkmale noch unbekannt.

Derivatio nominis: Bennant nach Ph. D. E.M. („Elli“) Brouwers (U.S.G.S. Denver) für ihre unermüdlichen Bemühungen im Bereich der Ostrakodologie (u.a. Newsletter „Cypris“ und „Ostracon“ im WWW).

Brouwersicythere Gen. nov. *salehi* (AL FURAIH), 1984

Taf. 46, Fig. 10, 14, 15, 18

1984 – *Acanthocythereis salehi* sp. nov. – AL-FURAIH, p. 495, Taf. 1, Fig. 1, 2.

Material: TUB-SOO-43, 44, 46, 47, 301 plus 6 Gehäuse.

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:	Breite:	
W:	0,59		0,33	0,20
M:	0,62		0,32	----

Beschreibung:

Äußere Merkmale: Gehäuse mittelgroß, in der Seitenansicht annähernd rechteckig bis subtrapezoidal. Größte Länge unterhalb der Mitte, größte Höhe bei 1/3 der Länge. Dorsalrand annähernd grade, leicht nach hinten abfallend; der ansonsten grade Ventralrand ist in der Mitte leicht konkav. Vorderrand gut gerundet und nahtlos in Dorsal- und Ventralrand übergehend. Hinterrand stumpf dreieckig. LK etwas größer als RK mit Ausnahme der deutlichen Ausbuchtung am hinteren Kardinalwinkel der RK. Die Ornamentierung besteht aus Rippen und unterschiedlich grob entwickelter Retikulation. Es existieren drei Längsrippen, die in ihrem hinteren Teil stärker hervortreten und dort etwas verdickt sind. Dorsal- und Mittelrippe fein, aber deutlich entwickelt; Ventralrippe auf der ventrolateralen Schwellung im mittleren Teil der Klappen nur angedeutet. Dorsalrippe nach hinten leicht ansteigend und schwach konvex gekrümmt, den Dorsalrand etwas überragend. Annähernd waagerechte Mittelrippe im Bereich des undeutlichen subzentralen Tuberkels zum Vorderrand hin in zwei etwas kräftiger entwickelte Costae-Reihen aufspaltend. Vorderrandrippe entlang des gesamten Vorderrandes erhaben und scharf entwickelt; Hinterrandrippe nur im mittleren Teil kräftiger hervortretend. Eine leicht nach vorne gebogene vertikale Rippe verläuft vom Berührungspunkt des Dorsal- und Vorderrandes zum subzentralen Tuberkel, wo sie sich mit der Mittelrippe in einem Bereich kräftiger hervortretender Scheidewände vereint und undeutlich wird. Retikulation vorne aus rechteckigen, parallel zum Vorderrand angeordneten Fossae, dahinter aus unterschiedlich groben Polygonen.

Gehäuse in der Dorsalansicht flach hexagonal mit komprimiertem Vorder- und Hinterende. Flanken subparallel, maximale Breite im hinteren Drittel. Augenknoten fehlend oder sehr klein (siehe auch Diskussion).

Innere Merkmale: Unbekannt, es bisher liegen nur Gehäuse vor.

Sexualdimorphismus: Vorhanden, vermutete MM etwas länger und niedriger als WW.

Diskussion: Das vorliegende Material entspricht gut der von AL-FURAIH (1984) gegebenen Beschreibung und den Abbildungen. Die untersuchten Stücke sind geringfügig höher und weichen im posterodorsalen Teil leicht im Retikulationsmuster ab, was hier als intraspezifische Variation interpretiert wird. Nach AL-FURAIH (op. cit.) ist bei *Brouwersicythere salehi* der: „Eye tubercle rounded and distinct.“ - wobei auf seinen abgebildeten Exemplaren lediglich ein sehr kleines gerundetes Knötchen im Bereich des Berührungspunktes des Vorder- und Dorsalrandes zu erkennen ist. Auch im vorliegenden Material ist bei der REM-Untersuchung dieser Punkt wahrzunehmen, kann jedoch bei lichtmikroskopischer Betrachtung (auch der bedampften Exemplare) nicht identifiziert werden. Ob es sich hierbei tatsächlich um einen minimierten Augenknoten handelt, kann an dieser Stelle nicht abschließend beurteilt werden (u.a. wegen der fehlenden Beobachtungsmöglichkeiten der inneren Merkmale in Beziehung auf ein Sehnervloch).

Die Errichtung einer neuen generischen taxonomischen Einheit für die Art ist erforderlich, da sie sich keiner der bekannten Gattungen problemlos angliedern lässt. Ihre ursprüngliche Zuordnung zu *Acanthocythereis* HOWE, 1963 kann nicht aufrechterhalten werden, da diese keine Längsrippen aufweist.

Vorkommen: *Brouwersicythere salehi* (AL-FURAIH) wurde erstmalig aus dem Maastricht von Saudi Arabien beschrieben (ohne genauere Angaben zu Typlokalität und Stratotyp). In Nordsomalia tritt die Art in der Einheit 5b der Tisje-Formation des Profils Tisje der Ahl-Meskat-Berge auf (Probe Tis2, Campan).

Bischofficythere Gen. nov.

Typusart: *Bischofficythere* Gen. nov. *somaliensis* n.sp.

Erweiterte Diagnose: Eine neue, zartschalige, kleine bis mittelgroße Gattung der Trachyleberidide mit *Caudites*-ähnlichem Umriss, annähernd gleich großen Klappen und feiner, lamellärer Vorderrand-, Dorsal- und Ventralrippe. Größte Länge ventral am dreieckigen, spitz ausgezogenen, nach unten gerichteten Hinterende. Ornamentierung aus Längsrippen und - vor dem undeutlichen und unregelmäßigen Muskelknoten - auch Vertikalrippen sowie Retikulation. Augenknoten klein, aber deutlich.

Schloss modifiziert amphidont/heterodont: Das zart gebaute Schloss besteht in der RK aus einem kleinem hohen, rundlichen Vorderzahn, gefolgt von einer zum Schaleninneren offenen Grube mit anschließender, sich nach hinten etwas verbreiternden Furche; hinterer Schlosszahn klein, rundlich-oval, glatt. In der LK ist das mittlere Schlosselement in einen vorderen kleinen rundlichen Zahn mit anschließender, zum Hinterende deutlich verdickter, gekerbter Leiste differenziert. Vordere und hintere verkalkte Innenlamelle breit und – soweit erkennbar - ohne Vestibulum. Andere innere Merkmale nicht zu beobachten.

Sexualdimorphismus vorhanden.

Derivatio nominis: Benannt nach Herrn Prof. Dr. G Bischoff für seine zahlreichen Beiträge zur Ostrakodologie, besonders zur Unterkeide im mittleren Osten.

Diskussion: Die neue Gattung ähnelt durch ihre, die gesamte Klappe mit Ausnahme des Hinterendes umrahmenden lamellären Rippen den kretazischen Gattungen *Isocythereis* TRIEBEL 1940, *Platycythereis* TRIEBEL 1940 und *Chapmanicythereis* GRUENDEL 1973, von denen sie allein schon durch ihr ventral gelegenes, spitz ausgezogenes Hinterende deutlich abweicht. Einen ähnlichen Umriss und ebenfalls lamelläre Randrippen besitzen die tertiären Gattungen *Cativella* CORYELL und FIELDS 1937 und *Caudites* CORYELL und FIELDS 1937, die sich neben Abweichungen in der Ornamentierung vor allem durch die inneren

Merkmale (u.a. Schlossbau: vordere Endzähne abgestuft, hintere Endzähne länglich und krenuliert - beide dagegen rundlich und zugespitzt in *Bischofficythere* Gen. nov. - von der neuen Gattung unterscheiden.

Bischofficythere Gen. nov. *somaliensis* n.sp.
Taf. 46, Fig. 11, 13, 16, 19

Holotyp: TUB-SOU-62, MLK.

Paratypen: TUB-SOU-63-65 plus 9 Klappen.

Derivatio nominis: Benannt nach Somalia.

Locus typicus: Profil Dhadhabo, Nordsomalia.

Stratum typicum: Einheit 2 der Tisje-Formation, Mergel des unteren oberen Apts, Probe Dha 25.

Diagnose: Die Typusart von *Bischofficythere* mit zwei scharfen Längsrippen und zwei kräftigen, etwas geschwungenen vertikalen Rippen vor dem unregelmäßigen Muskelknoten. Etwas abgesetzt vom Hinterende der unteren Längsrippe befindet sich ein vertikaler Sporn.

<u>Dimensionen</u> :	Länge:	Höhe:	Breite:	
M (Holotyp):	0,58	0,26	-	
W (Paratyp):	0,61	0,29	0,24	

Beschreibung:

Äußere Merkmale: Gehäuse subtriangulär (WW) bis subrectangulär (MM) mit lang ausgezogenem spitz-dreieckigem, nach unten gerichteten, ventral gelegenen Hinterende. Größte Höhe unterhalb des kleinen deutlichen Augenknotens bei etwa 1/5 der Länge, größte Länge ventral. Vorderrand im dorsalen Teil etwas schief-, sonst gut gerundet. Dorsalrand hinter einer - sich an das kleine, etwas erhabene Schlossohr anschließenden kleinen Einbuchtung - grade; Ventralrand hinter einer deutlichen Einbuchtung im Bereich der Mundregion bei etwa 1/3 der Länge ebenfalls grade. Dorsal- und Ventralrand deutlich (in WW stark) nach hinten konvergierend. Alle Seitenränder, mit Ausnahme des vorderen Kardinalwinkels und des mit kräftigen kleinen Dornen versehenen Hinterendes, von lamellären Randrippen überdeckt. LK geringfügig größer als RK, diese nur im Bereich des vorderen Schlossohrs und Hinten geringfügig überlappend. Die Ornamentierung besteht aus Längs- und Querrippen, kleinen Knötchen und Retikulation. Die breite, weit nach vorn überstehende lamelläre - am Augenknoten beginnende - Vorderrandrippe ist mit dünnen, weit stehenden radialen Leisten verziert und geht ventral nahtlos in eine ebenfalls lamelläre - bei den WW leicht konkav geschwungene, bei den MM annähernd grade - ventrale (Grenz-)Rippe über. Die scharfe, lamelläre, den Dorsalrand deutlich überragende Dorsalrippe beginnt kurz hinter dem Augenknoten, ist weitspannig konvex geschwungen und knickt an ihrem Hinterende bei etwa 5/6 der Länge mit einem sehr kurzen Sporn senkrecht nach unten ab. An den oberen Ausläufern des unregelmäßig geformten, flachen Muskelknotens beginnt kurz vor der Mitte eine obere grade, scharfe Längsrippe, die an ihrem Hinterende bei ca. 4/5 der Länge vor dem Hinterende der Dorsalrippe in einem kräftigen senkrechten Sporn endet. Direkt auf der Vorderrandrippe setzt eine - vor dem Muskelknoten leicht nach hinten ansteigende - untere Längsrippe an, die - im Bereich der unteren Ausläufer des Muskelknotens undeutlich werdend - mit einem zur oberen Längsrippe parallelen Teil bei etwa 2/3 der Länge endet. Abgesetzt von ihrem Hinterende befindet sich dahinter/darunter ein länglicher senkrechter vertikaler Sporn. Zwei kräftige subparallele, etwas nach hinten geschwungene vertikale Rippen setzen direkt am Augenknoten an und verbinden sich, vor dem Muskelknoten verlaufend, mit der unteren Längsrippe. Von letzterer gehen, teilweise als Verlängerung der vertikalen Rippen, drei scharf nach hinten umbiegende schräg verlaufende kleine Rippen aus, die etwa in der

Schalenmitte undeutlich werden. Die breiten Intercostalfelder sind mit unregelmäßiger Retikulation und kleinen Knötchen versehen.

Gehäuse in der Dorsalansicht subrectangulär, median mit einem undeutlichen Sulcus. Vorder- und Hinterende relativ breit komprimiert. Carapaxaufwölbung vorn sanft zu Vorderende abfallend, hinten steiler abfallend.

Innere Merkmale: Siehe erweiterte Gattungsdiagnose.

Sexualdimorphismus: Niedrigere Exemplare mit annähernd parallelem Dorsal- und Ventralrand werden als MM interpretiert.

Diskussion: *Bischofficythere somaliensis* Gen. nov. n.sp. kann mit keiner bekannten Art sinnvoll verglichen werden.

Vorkommen: Einheit 2 der Tisje-Formation von Nordsomalia, Profil Dhadhabo (Probe Dha25), unteres oberes Apt.

Unterfamilie Hiltermannianinae BASSIOUNI 2002

Bemerkungen: BASSIOUNI (2002) führte die neue Unterfamilie für Trachyleberididae mit der Diagnose: „The larger left valve of the unequally valved carapace has a huge hinge ear and a posteriorly protruding cardinal angle. The anterior hinge ear bears a tooth-like outgrowth on its interior side that overlaps the smaller right valve. Carapace outline rectangular to ovoid...“ ein. Nach seiner Interpretation gehören die Gattungen *Hiltermanniana* BASSIOUNI 2002, *Herrigocythere* GRÜNDEL 1973, *Golcocythere* GRÜNDEL 1968, *Strigo(so)cythere* GRÜNDEL 1978, *Kamajcythere* POKORNY und COLIN 1976, *Peloriops* AL-ABDUL-RAZZAQ 1979, *Mandocythere* GRÜNDEL 1964, *Agulhasiana* DINGLE 1971 und ?*Idiocythere* TRIEBEL 1958 dieser Unterfamilie an. In der vorliegenden Arbeit wird auch die hier unter der Gattung *Planileberis* DEROO 1966 geführte Art *malzi* (BISCHOFF, 1963) zu dieser Familie gerechnet.

Gattung *Mandocythere* GRUENDEL 1964

Typusart: *Mandocythere muelleri* GRUENDEL, 1964

Mandocythere ghabounensis (BISCHOFF, 1963)

1963 – *Cythereis ghabounensis* n.sp. – BISCHOFF, S. 9.

Bemerkungen: Nach den äußeren und inneren Merkmalen ist *Cythereis ghabounensis* BISCHOFF, 1963 mit den Unterarten *C. ghabounensis ghabounensis* BISCHOFF, 1963 und *C. ghabounensis insueta* BISCHOFF, 1963 zur Artengruppe um *Mandocythere* GRUENDEL, 1964 zu stellen. Hierfür sprechen neben den für „C.“ *ghabounensis* beschriebenen Merkmalen mit den drei ununterbrochenen Längsrippen und der breiten, wulstigen Vorderrandrippe auch die kräftige, breite anterodorsale Verdickung in der LK, die auf eine sehr kleine Einbuchtung in der RK übergreift sowie besonders die bereits von BISCHOFF (op. cit.) für „C.“ *ghabounensis insueta* beschriebenen Merkmale: Zentrales Muskelfeld mit 4 langovalen Schließmuskelnarben und davor liegendem V-förmigen Fleck; verschmolzene Zone mäßig breit; randständige Porenkanäle einfach und grade, vorn 16-18; vorderer Schlosszahn 3-fach, hinterer 5-fach gekerbt.

Im vorliegenden Material von *M. ghabounensis insueta* lässt sich zusätzlich erkennen, dass das sehr robust gebaute paramphidonte Schloss der RK aus einem länglich-ovalen, tief gekerbten Vorderzahn mit anschließender, nach unten vollständig abgeschlossener Grube, gefolgt von einer, deutlich gekerbten Furche und einem lang-ovalen, tief gekerbten Hinterzahn besteht. Die Innenlamelle ist vorne sehr breit und möglicherweise nicht vollständig mit dem Innenrand verwachsen.

Durch die breite (aber nicht Zahn-artig ausgebildete) anterodorsale Verdickung in der LK sowie die mit feinen Grübchen versehene Schalenoberfläche weist *M. ghabounensis* auch deutliche Beziehungen zu *Costacythere* GRÜNDEL, 1966 auf, die sich von *Mandocythere* jedoch durch das antimerodonte anstelle von paramphidonte Schloss unterscheidet (DAMOTTE, 1968).

Mandocythere ghabounensis insutea (BISCHOFF, 1963)

Taf 42, Fig. 1-7, 11

1963 - *Cythereis ghabounensis insutea* n.sp. – BISCHOFF, S. 11, Taf. 2, Fig. 12, 13, Taf. 3, Fig. 14-17.

non 1984 - *Cythereis ghabounensis insutea* BISCHOFF – ROSENFELD und RAAB, S. 124, Taf. 12, Fig. 3-6.

Material: TUB-SOU-5-8, 44-46, 219-222 plus 4 Gehäuse und 21 Klappen.

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:	Breite:	
W:	0,83		0,49	0,41
M:	0,91		0,48	-

Diskussion: Nach BISCHOFF (1963) wird bei *M. ghabounensis* die dorsale Grenzrippe im hinteren Drittel von einer parallelen knotig/wulstigen Rippe begleitet, die bei den Männchen der Art durch eine deutliche Rinne von dieser getrennt ist, bei den Weibchen jedoch mit ihr verschmolzen ist. Das vorliegende Material beinhaltet vorwiegend weibliche und juvenile Exemplare; wobei die Weibchen hervorragend mit den von BISCHOFF (op. cit.) für die Unterart *insueta* beschriebenen Merkmalen übereinstimmen; die wenigen den männlichen Vertretern der der Art zugeordneten Stücke weichen allerdings durch die nur mit einer undeutlichen Einbuchtung an ihrem verdickten Ende versehene Dorsalrippe etwas ab.

Vorkommen: *Mandocythere ghabounensis insutea* wird von BISCHOFF (1963) aus dem tieferen Oberapt des Libanon beschrieben. Das vorliegende Material entstammt dem unteren oberen Apt der Tisje-Formation (Einheit 2) von Nordsomalia (Profile Xabaal Garure, Proben XGa 36, 37; Dhadhabo, Proben Dha 25, 26). Die Art tritt hier zusammen mit planktonischen Foraminiferen in einer offenmarinen Innenschelf-Fazies auf.

Gattung *Peloriops* AL-ABDUL-RAZZAQ 1979

Typusart: *Cythereis ziregensis* BASSOULLET & DAMOTTE, 1969

Bemerkungen: In der vorliegende Arbeit wird der Auffassung von AL-BASHIR (1986, fide ATHERSUCH 1988) und ATHERSUCH (1994) gefolgt, die Gattung *Aphrikanecythere* DAMOTTE und OERTLI (1981 [in: BISMUTH et al.] Typusart: *Aphrikanecythere phumatoides* DAMOTTE & OERTLI) in Synonymie zu *Peloriops* AL-ABDUL-RAZZAQ (1979) zu stellen (für einen Vergleich der Gattungsmerkmale von *Peloriops* und „*Aphrikanecythere*“ sowie ähnlicher Gattungen siehe Tab. 3).

Peloriops ziregensis (BASSOULLET & DAMOTTE), 1969

Taf. 42, Fig. 24, 25; Taf. 43, Fig. 1-4

1959 – Ostracode E 2 – GLINTZBOECKEL & MAGNE, p. 82, Taf.2, Fig. 20.

1969 – *Cythereis ziregensis* n. sp. – BASSOULLET & DAMOTTE, p. 135, Taf. 1, Fig. 4 a-d.1974 – *Planileberis ziregensis* (BASSOULLET & DAMOTTE) – ROSENFELD & RAAB, Taf. 3, Fig. 1.1974 – *Planileberis pustulata* n. sp. – ROSENFELD & RAAB, p. 19, Taf. 2, Fig. 2-5, Taf. 6, Fig. 1-4.1979 – *Peloriops sphaerommata* n. gen. n. sp. – AL ABDUL RAZZAQ, p. 47, Taf. 1, Fig. 1-3, Taf. 2, Fig. 1, 2.1980 – *Peloriops ziregensis* (BASSOULLET & DAMOTTE) – BEN YOUSSEF, p. 80, Taf. 6, Fig. 17, 18.1981 – *Peloriops ziregensis* (BASSOULLET & DAMOTTE) – BISMUTH et al., p. 234, Taf. 8, Fig. 9-13.

Gattung		<i>Peloriops</i> AL-ABDUL- RAZZAQ 1979	<i>Aphrikane- cythere</i> DAMOTTE & OERTLI 1982	<i>Strigoso- cythere</i> GRÜNDEL 1978	<i>Herrigocyther- e</i> GRÜNDEL 1973	<i>Mandocythere</i> GRÜNDEL 1964 (sensu GRÜNDEL, 1966)	<i>Costacythere</i> GRÜNDEL 1966	<i>Planileberis</i> DEROO 1966 sensu GRÜNDEL (1973)
Typusart		<i>Peloriops sphaerommat- a</i> AL-ABDUL- RAZZAQ, 1979	<i>Aphrikane- cythere phumatoide- s</i> DAMOTTE & OERTLI, 1982	<i>Protocythere</i> ? <i>strigosa</i> GROSDI- DIER, 1964	<i>Idiocythere definita</i> HERRIG, 1965	1964 <i>Veenia</i> (<i>Mandocyther- e</i>) <i>muelleri</i> GRÜNDEL, 1964	<i>Protocythere granifera</i> GORSIDI- DIER,	<i>Cythere lepida</i> BOSQUET, 1854
Umriß		LA: subtrapezoidal ; DA: lateral abgeflacht, VE und HE komprimiert	LA: subtrapezoi- dal DA: VE und HE komprimiert	LA: subrect- angular; DA: HE komprimiert	LA: subrectangula- r	LA: subrectangula- r	LA: subrectangula- r	LA: ± subtriangular
Längsrippen		DR und VR entwickelt; DR mit 3 Knoten, VR mit 5 Knoten	DR und VR in Knoten aufgelöst; DR in 3 Knoten, VR in 5 Knoten	DR und VR entwickelt; DR vorne und hinten mit Knoten, VR hinten wulstig verdickt	DR und VR entwickelt; DR in der Mitte mit 2, hinten mit 1 Knoten, VR kurz, hinten verdickt.	3 Längsrippen	3 Längsrippen	DR und VR entwickelt; DR hinten knotenartig verdickt, VR hinten kaum verdickt
Schloßbohr (LK)		sehr kräftig entwickelt	deutlich	sehr kräftig entwickelt	sehr kräftig entwickelt	Vorhanden	vorhanden	meist kräftig entwickelt
Subzentraler Tuberkel		nicht entwickelt	undeutlich (durch 3 mediane Knoten angedeutet)	kräftig entwickelt	Kräftig entwickelt	Vorhanden	vorhanden	schwach entwickelt
Ornamen- tierung		retikuliert – glatt	fein retikuliert	Grübchen- skulptur; Porenkegel	Grübchen- skulptur; Porenkegel	Grübchen- skulptur	Grübchen- skulptur	Grübchen- skulptur; wenige Tuberkel
Augenknote- n		sehr groß (nach Originalbe- schreibung)	nicht entwickelt (nach Originalbe- schreibung); unklar	nicht entwickelt	nicht entwickelt	nicht entwickelt	nicht entwickelt	deutlich
Schloß	Stragu- lum	kräftig entwickelt	kräftig entwickelt	kräftig entwickelt	Vorhanden	Vorhanden	nicht entwickelt	?; gut entwickelt in „P.“ malzi dieser Arbeit
	Schlo- ß- typ	Amphidont (Schloß- elemente nicht gekerbt)	Amphidont (Schloß- elemente nicht gekerbt)	Amphidont (Schloß- elemente gekerbt)	Amphidont (Endzähne gekerbt, mittleres Schloßelemen- t glatt)	Amphidont, (Schloß- elemente gekerbt)	Amphidont (Schloß- elemente gekerbt)	Amphidont (Endzähne gekerbt, mittleres Schloßelemen- t glatt)

Tab. 3: Vergleich einiger Hiltermaniinae und ähnlicher Gattungen. Abkürzungen: DA = Dorsalansicht; DR = Dorsalrippe; HE = Hinterende; LA = Lateralansicht; LK = Linke Klappe; VE = Vorderende; VR = Ventralrippe
Erläuterung: Stragulum (nach GRÜNDEL, 1978): Zahn-artige anterodorsale Struktur vor dem vorderen Schloßelement (Grube) an der LK, die außen in eine entsprechende Vertiefung auf der RK übergreift.

- 1985 – *Peloriops ziregensis* (BASSOULLET & DAMOTTE) – VIVIERE, p. 201, Taf. 14, Fig. 2, 3.
 1988 – *Peloriops sphaerommata* AL ABDUL RAZZAQ – ATHERSUCH, Taf. 4, Fig. 12.
 1989 – *Peloriops ziregensis?* (BASSOULLET & DAMOTTE) – MAJORAN, p. 24, Taf. 14, Fig. 4-13, Taf. 15, Fig. 1-3.
 1994 – *Peloriops sphaerommata* AL ABDUL RAZZAQ – ATHERSUCH, Taf. 12-2, Fig. 6.
 2002 – *Peloriops ziregensis* (BASSOULLET & DAMOTTE) – BASSIOUNI, S. 87, Taf. 21, Fig. 3-8.
 2002 – *Peloriops pustulata* (ROSENFELD 1974) – BASSIOUNI, S. 88, Taf. 21, Fig. 9-13.

Material: TUB-SOU-32-34, 40-42, 47, 48, 71, 99, 100, 237 plus 6 Gehäuse, 3 Klappen.

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:	Breite
?WW (LKo 15, 22):	0,80–0,89	0,47-0,48	0,28-0,36
?M (LKo 22):	0,99	0,46	0,40
?WW (XGa 66):	0,54-0,67	0,39 –0,42	-
?M (XGa 67):	0,76	0,32	0,29
?M (XGa 67):	0,89	0,42	-

Diskussion: Die ursprünglich als Typusart: der Gattung *Peloriops* ausgewählte Art *P. sphaerommata* AL-ABDUL-RAZZAQ, 1979 aus dem Cenoman von Kuwait wurde bereits von AL-ABDUL-RAZZAQ (1983), gefolgt von MAJORAN (1989), als synonym zu *P. ziregensis* (BASSOULLET & DAMOTTE, 1969) aus dem Obercenoman von Algerien angesehen. In den Dimensionen merklich größer, in der Ornamentierung der Schale aber weitgehend identisch zu *P. ziregensis* ist *P. pustulata* (ROSENFELD & RAAB, 1974) aus dem Cenoman von Israel sowie *P. ziregensis?* (BASSOULLET & DAMOTTE) in: MAJORAN (1989) aus dem Cenoman von Algerien und das vorliegende Material aus dem höheren Alb von Nordsomalia. Da sich außer den Größenunterschieden keine klar zu definierenden Abweichungen in der Schalenmorphologie der genannten Formen erkennen lassen (vgl. auch MAJORAN 1989) wird *P. pustulatus* hier als synonym zu *P. ziregensis* betrachtet (vgl. auch Bemerkungen zu *P. phumatoides*). Eine Auflistung der Größenordnungen und der stratigraphischen Verbreitung von *P. ziregensis* im Sinne der vorliegenden Arbeit ist Tab. 4 zu entnehmen.

Autor, Jahr	Land	Stufe				Länge (in mm)
		m. Alb	o. Alb	u. Cenoman	o. Cenoman	
BASSOULLET & DAMOTTE 1969 (<i>P. ziregensis</i>)	Algerien				x	0,56
VIVIERE 1985 (<i>P. ziregensis</i>)	Algerien			x	x	W 0,62 M 0,75
MAJORAN 1989 (<i>P. ziregensis?</i>)	Algerien			x	x	WW 0,67 – 0,77 MM 0,82 – 0,92
GLINTZBOECK. & MAGNE 1959	Tunesien		x	x	x	~ 0,5 *
BEN YOUSSEF 1980 (<i>P. ziregensis</i>)	Tunesien			x		~ 0,67 *
BISMUTH et al. 1981 (<i>P. ziregensis</i>)	Tunesien			x	x	W? ~ 0,55 * M? ~ 0,59 *
ROSENFELD & RAAB 1974 (<i>P. pustulata</i>)	Israel			x	x	WW 0,73 – 0,77 MM 0,84 – 0,94
AL ABDUL RAZZAQ 1979 (<i>P. sphaerommata</i>)	Kuwait			x	x	WW 0,52 – 0,55 MM 0,60 – 0,65
ATHERSUCH 1988, 1994 (<i>P. sphaerommata</i>)	Golf v. Arabien			x	x	~ 0,56 *
BASSIOUNI 2002 (<i>P. ziregensis</i>)	Ägypten Sinai				x	~ 0,5
BASSIOUNI 2002 (<i>P. pustulata</i>)	Ägypten Sinai			x		~ 0,7
Diese Arbeit (<i>P. ziregensis</i>)	N-Somalia	x				?W (max.) 0,89 ?M (max) 0,99

Tab. 4: Größenordnung und stratigraphische Verbreitung von *P. ziregensis* (BASSOULLET & DAMOTTE). Die mit * gekennzeichnete Größenwerte sind den Phototafeln der zitierten Arbeiten entnommen.

Vorkommen: Siehe Tab. 4. In Nordsomalia tritt die Art im mittleren Alb (Einheit 3 der Tisje-Formation) der Profile Xabaal Garure (Proben XGa 66, 67) und Las Koreh (Proben LKo 16, 22) auf.

Peloriops phumatoides (DAMOTTE und OERTLI), 1981 (in: BISMUTH et al.)
Taf. 43, Fig. 5-10

1956 - *Anticythereis quadrata* - SAYYAB (fide ATHERSUCH 1988, p. 1197)

1978 - *Atlanticythereis?* sp. - SAID, p. 242, Taf. 27, Fig. 4-6.

1981 - *Aphrikanecythere phumatoides* n. gen. n. sp. - DAMOTTE und OERTLI, p. 288, Taf. 6, Fig. 1-9.

1984 - *Peloriops nodosa* n. sp. - AL-FURAIH, p. 164, Taf. 3, Fig. 1, 3.

1986 - *Peloriops phumatoides* (DAMOTTE und OERTLI) - AL-BASHIR (fide ATHERSUCH 1994)

1987 - *Aphrikanecythere phumatoides* DAMOTTE und OERTLI - DAMOTTE und FLEURY, p. 95, Taf. 2, Fig. 22, 23.

1988 - *Aphrikanecythere phumatoides* DAMOTTE & OERTLI - ATHERSUCH, p. 1197, Taf. 4, Fig. 14

1994 - *Peloriops phumatoides* (DAMOTTE & OERTLI) - ATHERSUCH, p. 263, Taf. 12.2, Fig. 3.

Material: TUB-SOO-79-85, 158, 160, 181, 182, 276x plus 7 Gehäuse und 1 Klappe.

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:	Breite:
W LK:	0,84	0,52	-
W RK:	0,84	0,49	-
M (Gehäuse):	0,84	0,43	0,37

Diskussion: Das vorliegende Material ist in Größe, Umriss, Ornamentierung und Schlossbau fast identisch zu *Peloriops phumatoides* (DAMOTTE & OERTLI). Abweichend ist zunächst der im somalischen Material zu beobachtende Sexualdimorphismus (WW höher als MM), der vom Typmaterial nicht beschrieben wurde. Darüber hinaus weisen alle vorliegenden Stücke ein etwas stärker entwickeltes Schlossohr auf und besonders die WW sind hinten etwas niedriger als *P. phumatoides* (DAMOTTE und OERTLI), so dass hier der Umriss weniger rechteckig erscheint. Weiterhin ist bei den untersuchten Stücken (am REM) die von *P. phumatoides* beschriebene Netzwerkretikulation nur bei wenigen juvenilen Exemplaren zu beobachten, die adulten Stücke weisen außer der Beknotung bestenfalls Relikte einer Retikulation zweiter Ordnung auf (?Erhaltung).

Mit den aufgeführten Unterschieden zum Typmaterial von *P. phumatoides* leiten die vorliegenden Exemplare unmittelbar zu den von AL-FURAIH (1984) aus Saudi Arabien als *Peloriops nodosa* beschriebenen, robusten, etwas kleineren Formen über, die, bei einer sehr ähnlichen Beknotung ebenfalls einen deutlichen Sexualdimorphismus und nur in sehr gut erhaltenen Stücken eine feine Retikulation aufweisen (AL-FURAIH, 1984: p. 164). Da alle diskutierten Formen aus dem Maastricht zugeordneten Sedimenten entstammen, die vermutlich unter verschiedenartigen ökologischen Bedingungen zur Ablagerung kamen (*P. phumatoides* aus El-Kef (Tunesien) tiefer marin als *P. phumatoides* aus Saudi Arabien und Somalia), ist zu vermuten, dass es sich bei den beobachteten Merkmalen lediglich um ökophenotypische Variationen handelt, die eine artliche Abtrennung der Formen nicht gerechtfertigt erscheinen lässt.

Vorkommen: *P. phumatoides* wurde aus dem höheren Maastricht (obere *falsostuarti*- bis *mayaroensis*-Zone) von Tunesien und Algerien sowie dem Maastricht (ungegliedert) von Saudi Arabien, Oman und Qatar beschrieben. Das vorliegende Material aus dem Profil Tisje der Ahl-Meskat-Berge von Nord-Somalia entstammt der Einheit 5b der Tisje-Formation (Campan, Probe Tis 2) und der basalen Auradu-Formation (Maastricht, Proben Tis 12, 13, 17). *P. phumatoides* ist die einzige Art, die im Maastricht sowohl Nordafrikas als auch im arabischen Raum vorkommt (siehe Kap. 8).

Ökologie: Marin, euhalin eurytopisch, vom Innenschelf (mit Großforaminiferen und Rudisten) bis zum Außenschelf.

Peloriops sp. aff. *P. elassodictyota* AL ABDUL-RAZZAQ, 1979
Taf. 43, Fig. 11

aff. 1979 – *Peloriops elassodictyota* n.sp. - AL ABDUL-RAZZAQ, S. 51, Taf. 1, Fig. 7, 8, 12, 13, Taf. 2, Fig. 4, 5.

Material: TUB–SOU–35.

Dimensionen: Länge: 0,69 Höhe: 0,31 Breite: 0,30 mm

Diskussion und Vorkommen: Das vorliegende Exemplar aus dem unteren bis mittleren Alb der Tisje-Formation von Nordsomalia (Profil Las Koreh, Einheit 3, Probe LKo13) weicht durch den angedeuteten (?reliktischen) Muskelknoten kurz vor der Gehäusemitte von der Gattung *Peloriops* AL ABDUL-RAZZAQ 1979 ab. Lediglich wegen seiner Ähnlichkeit zu *P. elassodictyota* AL ABDUL-RAZZAQ (1979) wird es hier unter Vorbehalt dieser Gattung zugeordnet.

Von *P. elassodictyota* - bekannt aus dem Cenoman der arabischen Halbinsel (ATHERSUCH, 1994) – unterscheidet sich das vorliegende Exemplar deutlich im Umriss (Gehäuse niedriger, größte Breite hinten) sowie die nur schwach retikulierte rundliche Anschwellung im Bereich des Muskelknotens, die bei *P. elassodictyota* s.s. nur undeutlich wahrnehmbar ist.

Gattung *Planileberis* DEROO 1966
Typusart: *Cythereis lipida* BOSQUET, 1854

„*Planileberis*“ *malzi* (BISCHOFF)
Taf. 43, Fig. 12

1963 – *Cythereis malzi* n.sp. – BISCHOFF, S. 30, Taf. 15, Fig. 113-120.

1984 – *Planileberis malzi* (BISCHOFF) – ROSENFELD und RAAB, S. 124, Taf. 11, Fig. 15.

Material: TUB–SOU–226.

Dimensionen: Länge: 0,77 Höhe: 0,42 Breite: 0,29

Diskussion: Das vorliegende Exemplar entspricht gut „*Cythereis*“ *malzi* BISCHOFF, 1963. Ein direkter Vergleich mit dem Typmaterial der Art ergab, dass es sich bei dieser um eine in Größe, Umriss und Intensität der Ornamentierung recht variable Spezies handelt. Die Variation der Ornamentierung betrifft auch die Ausbildung des Muskelknotens, wobei dieser größtenteils nicht oder nur schwach entwickelt, teilweise aber auch recht deutlich ausgebildet sein kann. Ein in der Originalbeschreibung nicht vordergründig erwähntes Merkmal der Art ist die Anwesenheit einer Zahn-artigen anterodorsalen Struktur am Innenrand der LK, die außen in eine entsprechende Vertiefung auf der RK übergreift (?= Stragulum in GRÜNDEL 1978). Das mittlere Schlosselement (RK) wird im Typmaterial von einer Grube mit anschließender glatter Furche gebildet. „*C.*“ *malzi* wurde von GRÜNDEL (1973) bei der Neudefinition der Gattung *Planileberis* DEROO 1966 nur vorbehaltlich diesem Taxon zugerechnet. In der Tat weicht die Art durch den sehr kräftig ausgebildeten anterodorsalen „Zahn“ in der LK sowie besonders durch die - bei den Dimorphen unterschiedlich (BISCHOFF, 1963) - ausgebildete knotige Ventralrippe von *Planileberis* DEROO 1966 sensu GRÜNDEL 1973 deutlich ab.

Vorkommen: „*Planileberis*“ *malzi* (BISCHOFF) ist aus dem oberen Alb des Libanon (BISCHOFF, 1963) und dem undifferenzierten Alb von Israel (ROSENFELD und RAAB, 1984) bekannt. In Nordsomalia tritt die Art im unteren Alb der Tisje-Formation (Einheit 3) des Profils Xabaal Garure (Probe XGa 63a) auf.

Gattung *Strigosocythere* GRÜNDEL 1978
 Typusart: *Protocythere? strigosa* GROSDIDIER, 1964

Strigosocythere sp.
 Taf. 45, Fig. 4, 7

Material: TUB-SOU-49, 223, 224, 232, 235, 239.

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:	Breite:
?W:	1,06	0,57	-
? M:	0,99	0,53	0,29

Diskussion: Die wenigen vorliegenden Exemplare lassen sich trotz ihrer durchweg mangelhaften Erhaltung gut der Gattung *Strigosocythere* GRÜNDEL 1978 zuordnen. Diese große Art zeigt die charakteristischen Gattungsmerkmale mit *Cythereis*-ähnlichem Umriss; großem Schlossohr; kräftiger, Wulst-artiger Vorder- und Hinterrandrippe; an den Enden wulstig verdickter Dorsal- und Ventralrippe sowie die mit einer feinen Grübchensculptur versehene Oberfläche. Eine Mittelrippe ist nicht entwickelt. Der Muskelhöcker ist (nur in einem Bruchstück erhalten) breit und rundlich. In der LK ist der charakteristische anterodorsale Zahn-artige auf die RK übergreifende Fortsatz entwickelt. Das Schloss ist - nur rudimentär erkennbar - amphidont; das mittlere Schlosselement ist gekerbt.

Vorkommen: Unteres bis mittleres Alb der Tisje-Formation (Einheit 3) von Nordsomalia in den Profilen Xabaal Garure (Probe XGa 66) und Las Koreh (Probe LKo 16).

Strigosocythere? cf. tetrancota (AL-ABDUL-RAZZAQ), 1979
 Taf. 45, Fig. 15, 16, 19, 20

cf. 1973 - *Cythereis* IRC32 - GROSDIDIER, Taf. 14, Fig. 106a-c.

cf. 1979 - *Peloriops tetrancota* n. sp. - AL-ABDUL-RAZZAQ, p. 53, Taf. 1, Fig. 9, 10, 14.

Material: TUB-SOO-73-78 plus 24 Gehäuse.

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:	Breite:
WW:	0,66 - 0,71	0,38 - 0,4	0,3
M:	0,71	0,37	-

Beschreibung: Die vorliegenden, nur mäßig erhaltenen Stücke lassen sich, bei einigen Abweichungen, mit der von AL-ABDUL-RAZZAQ (1979) als *Peloriops tetrancota* beschriebenen Art gut vergleichen. Sie sind durchweg unwesentlich größer als das Typmaterial, weichen aber durch die nur undeutliche Erhöhung im mittleren Teil der Dorsalrippe und das Fehlen von Porenkegeln deutlich ab. Weiterhin kommt im vorliegenden Material der Sexualdimorphismus mit im Vergleich zu den WW viel niedrigeren/gestreckteren MM wesentlich deutlicher zum Ausdruck als bei *S.? tetrancota* s.s.

Diskussion: Siehe auch unter *Strigosocythere? subrectangulata* n.sp. Problematisch ist die generische Zuordnung beider Arten. Von AL-ABDUL-RAZZAQ (1979) wird die Art *tetrancota* der von ihr in der gleichen Arbeit neu eingeführten Gattung *Peloriops* zugeordnet. Die beiden hier fraglich der Gattung *Strigosocythere*

GRÜNDEL 1978 zugeordneten Arten unterscheidet von *Peloriops* AL-ABDUL-RAZZAQ 1979 (Genotyp: *Peloriops sphaerommata* AL-ABDUL-RAZZAQ), dass bei ihnen Ventral- und Dorsalrand nur unwesentlich nach hinten konvergieren sowie die beiden Längsrippen (besonders die ventrale) nicht in Knoten aufgelöst bzw. beknotet sind. Weiterhin ist zumindest in *Strigosocythere? subrectangulata* n.sp. der subzentrale Tuberkel klar definiert (für den Merkmalsvergleich der Gattungen siehe Tab. 3).

Die genannten Unterschiede zu *Peloriops* lassen nach den äußeren Merkmalen daher eine Zuordnung zur Gattung *Strigosocythere* GRÜNDEL (1978, Genotyp: *Protocythere? strigosa* GROSDIDIER 1964 aus dem Barreme von Frankreich) sinnvoller erscheinen. Hierbei ergeben sich jedoch Probleme im Vergleich der inneren Merkmale (Schlossbau): Im Genotyp von *Strigosocythere* sind nach GRÜNDEL (op. cit.) sämtliche Elemente des amphidonten Schlosses der RK gekerbt, in *Strigosocythere? tetrancota* AL-ABDUL-RAZZAQ (1979, p. 53) entspricht das Schloss *Peloriops sphaerommata* AL-ABDUL-RAZZAQ - also mit nicht gekerbten Schlosselementen (eine im Verlauf der Bearbeitung beschädigte RK von *Strigosocythere? cf. tetrancota* zeigt ebenfalls einen großen, hohen, nicht gekerbten Vorderzahn, dahinter eine nach unten offene Grube und eine anschließende glatte Furche). Eine endgültige generische Zuordnung der hier als *Strigosocythere?* behandelten Arten muss daher bis zur näherungsweisen Klärung der phylogenetischen Beziehungen zwischen den Vertretern dieses Formenkreises in der höheren Oberkreide unterbleiben; möglicherweise ist hier wiederum die Einführung einer neuen höheren taxonomischen Einheit erforderlich.

Vorkommen: *Strigosocythere? tetrancota* AL-ABDUL-RAZZAQ (1979, pro: *Cythereis* IRC32 - GROSDIDIER 1973) entstammt der höheren Oberkreide („Santonian - Coniacian?“) von Fars, Persien. *Strigosocythere? cf. tetrancota* AL-ABDUL-RAZZAQ tritt im untersuchten Material in der Einheit 5b der Tisje-Formation im Profil Tisje der Ahl-Meskat-Berge (Probe Tis 2, Campan) von Nordsomalia auf.

Strigosocythere? subrectangulata n. sp.
Taf. 45, Fig. 10, 11, 13, 14

Diagnose: Eine fast rechteckige, unter Vorbehalt zur Gattung *Strigosocythere* gestellte neue Art mit grober Ornamentierung aus einer kräftigen, an den Enden durch große, breite Knoten begrenzten Dorsalrippe, einem breiten, hervortretenden rundlichen subzentralen Tuberkel und einer hinten Flügel-artig verbreiterten ventralen Rippe. Oberfläche vollständig mit einem sehr feinen Netzwerk aus runden Poren versehen. Sexualdimorphismus sehr deutlich ausgeprägt.

Holotyp: TUB-SOO-55, Taf. 45, Fig. 11.

Paratypen: TUB-SOO-45, 54, 72, 274 plus 2 Gehäuse.

Derivatio nominis: *subrectangulata* für den annähernd rechteckigen Umriß der Art in der Lateralansicht.

Locus typicus: Profil Tisje, Ahl-Meskat-Berge, Nord-Somalia.

Stratum typicum: Einheit 5b der Tisje-Formation, Probe Tis 2, Campan.

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:	Breite:
W (TUB-SOO-55, Holotyp):	0,52	0,32	--
W (TUB-SOO-54, Paratyp):	0,50	0,33	0,24
W (TUB-SOO-72, Paratyp):	0,56	0,36	0,31
M (TUB-SOO-274, Paratyp):	0,66	0,29	--

Beschreibung:

Äußere Merkmale: Gehäuse der WW mittelgroß; in der Lateralansicht fast rechteckig, kompakt. Größte Länge kurz unterhalb der Mitte, größte Höhe vorne unter dem kräftig entwickelten Schlossohr. LK > RK;

anteroventral und anterodorsal im Bereich des Schlossohrs sowie posterodorsal überstehend; vorne stark und hinten undeutlich auf RK übergreifend. Vorderrand nur sehr schwach, aber ebenmäßig gerundet; bei den WW im mittleren Drittel fast senkrecht abfallend. Hinterrand leicht schief gerundet. Dorsal- und Ventralrand annähernd grade und nur sehr allmählich zum Hinterrand abfallend. Dorsalrand durch die großen rundlichen Knoten am Vorder- und Hinterende der leicht konvexen Dorsalrippe sowie durch eine weniger deutlich definierte Erhebung in ihrem mittleren Teil leicht überragt. Ventralrand schwach konkav im Bereich der Mundöffnung kurz vor der Mitte. Vorder- und Ventralrand mit einer groben, wulstigen Rippe versehen, die sich anterodorsal bei 3/4 der Höhe erhebt, ihre maximale Stärke im Übergangsbereich zwischen Vorder- und Ventralrand erreicht und etwa in der Mitte des Ventralrandes in die sehr breite, Flügel-artige Ventralrippe übergeht. Hinterende der Ventralrippe erhaben und abgestumpft, so dass ein breiter, länglicher, den Ventralrand überragender Knoten entsteht. Die ventrale Hälfte des Vorderrandes sowie der ventrale Teil des Hinterrandes sind mit kleinen Dornen versehen (vorne 6-7, hinten 3). Der kurz vor der Schalenmitte gelegene, fast kreisrunde subzentrale Tuberkel ist breit, flach kegelförmig und deutlich erhöht. Die sehr feine sekundäre, in den Bereichen zwischen den Rippen und Knoten etwas kräftiger ausgebildete Netzskulptur aus überwiegend rundlichen Grübchen ist nur bei gut erhaltenen Exemplaren und auch bei diesen nur in angefärbtem/bedampftem Zustand deutlich zu erkennen. Augenknoten fehlen.

Gehäuse in Dorsalansicht stumpf Lanzettförmig; maximale Breite im hinteren Teil am Ende der ventralen Rippe.

Innere Merkmale: Keine Beobachtungen möglich - nur Carapaxmaterial. Der im unteren Teil des vorderen Kardinalwinkels der LK gelegene, für die Gattung *Strigosocythere* typische flache Außenzahn ist kräftig entwickelt.

Sexualdimorphismus: Extrem. Vermutete Weibchen wesentlich kürzer, höher und viel stärker gebläht als vermutete Männchen.

Diskussion: *Strigosocythere? subrectangulata* ähnelt dem Genotyp aus dem Barreme von Frankreich stark im äußeren Bauplan und Ornamentierung. Sie unterscheidet sich in ihren äußeren Merkmalen von dieser i.W. durch ihr noch kompakteres, kürzeres Gehäuse, ihre kürzere, weiter hinten beginnende Ventralrippe, ihren deutlicheren subzentralen Tuberkel sowie dem nur wenig hervorstehenden posterodorsalen Teil des Hinterrandes der LK. Eine sehr ähnliche Art ist *Strigosocythere? tetrancota* (AL-ABDUL-RAZZAQ 1979) (AL-ABDUL-RAZZAQ [op. cit.]: *Peloriops tetrancota* n.sp.; pro: *Cythereis* IRC 32 GROSDIDIER, 1973) aus dem Santon des Iran, die sich von *S.? subrectangulata* ebenso durch das weiter ausgezogene Hinterende, die weiter vorn ansetzende und nach hinten ansteigende Ventralrippe (GROSDIDIER, op. cit., Taf. 14, Fig. 106a) und die Ausbildung von Porenkegeln hinter und unter dem fast unkenntlichen subzentralen Tuberkel unterscheidet. *Strigosocythere? cf. tetrancota* (AL-ABDUL-RAZZAQ 1979) in dieser Arbeit weist zu den genannten Unterschieden in der Dorsalansicht wesentlich schlankere Gehäuse auf.

Die Zuordnung der neuen Art zur Gattung *Strigosocythere* kann nur unter Vorbehalt erfolgen, da bei der neuen Art die inneren Merkmale bisher nicht bekannt sind.

Vorkommen: Einheit 5b der Tisje-Formation, Campan, im Profil Tisje (Probe Tis 2) der Ahl-Meskat-Berge von Nordsomalia.

Unterfamilie Buntoniinae APOSTLESCU 1961
 Gattung *Soudanella* APOSTOLESCU 1961
 Typusart: *Soudanella laciniosa laciniosa* APOSTOLESCU 1961

Soudanella dolabrata AL-FURAIH 1984
 Taf. 46, Fig. 12, 17; Taf. 47, Fig. 6, 8

1984 - *Soudanella dolabrata* n. sp. - AL-FURAIH, p. 166, Taf. 3, Fig. 4-6.

Material: TUB-SOO-11-14, 306 plus 31 Gehäuse und 1 Klappe.

<u>Dimensionen:</u>		Länge:	Höhe:	Breite:
Probe Tis 2:	WW:	0,71-0,72	0,43-0,45	--
	MM:	0,78-0,80	0,42	0,37
Probe Tis 17:	?M:	0,66	0,32	0,25

Diskussion: Das vorliegende Material der Probe Tis 2 (Campan, Taf. 46, Fig. 17; Taf. 47, Fig. 6, 8) stimmt gut mit der von AL-FURAIH (1984) für *S. dolabrata* gegebenen Beschreibung und den Abbildungen überein. Auch hier ist der ausgeprägte Sexualdimorphismus mit den wesentlich kürzeren und höheren Weibchen zu beobachten. Dagegen sind die untersuchten Exemplare geringfügig kleiner als das Typmaterial; die Männchen weichen durch ihr etwas niedrigeres Ende und ihren schwach konvexen Dorsalrand geringfügig ab. In dem gut erhaltenen Einzelexemplar aus der Probe Tis 17 (Maastricht, Taf. 46, Fig. 12) ist eine auch dorsal durchgehende, scharfe, in der Dorsalansicht deutlich Rippen-ähnliche Randleiste entwickelt, die nach der Beschreibung und den Abbildungen von AL-FURAIH (1984) im Typmaterial der Art nicht zu beobachten ist. Inwieweit hierdurch eine taxonomische Abtrennung dieses Morphotyps erforderlich wäre, kann anhand des wenigen vorliegenden Materials nicht beurteilt werden.

Vorkommen: Die Art wurde erstmalig aus dem Maastricht von Saudi Arabien beschrieben (Aruma-Formation, AL-FURAIH, 1984). Das vorliegende Material entstammt der Einheit 5b der Tisje-Formation (Campan; Probe Tis 2) und der unteren Auradu-Formation (Maastricht, Probe Tis 17) im Profil Tisje der Ahl-Meskat-Berge von Nordsomalia.

Familie Hemicytheridae PURI 1953
 Unterfamilie Thaerocytherinae HAZEL 1963

Gattung *Dameriacella* LIEBAU 1991
 Typusart: *Hermanites dameriacensis* KEIJ 1958

Bemerkungen: AL-FURAIH (1980) beschreibt aus der obersten Kreide und dem unteren Paleozän von Saudi Arabien zwei einander sehr ähnliche "*Hermanites*"-Arten (*H. bireticulata* und *H. tranquillis*), die sehr hohe Übereinstimmungen mit der von LIEBAU (1991) eingeführten Gattung *Dameriacella* aufweisen. Bei weitgehender Übereinstimmung der von AL-FURAIH (op. cit.) beschriebenen inneren Merkmale unterscheiden sie sich jedoch in ihrer Ornamentierung durch Details der posteromedianen Retikulation sowie durch die Abwesenheit einer Verbindungsrippe zwischen dem Hinterende der Ventral- und der Dorsalrippe und das Fehlen einer Unterbrechung der Dorsalrippe von der Gattung *Dameriacella*. Die genannten Merkmale dieser Gattung treten bei den ihr von LIEBAU (op. cit.) zugeordneten Arten erst im letzten prä-adulten (A-1) oder im adulten Stadium auf. Alle von LIEBAU (op. cit.) der Gattung zugeordneten Arten treten in Europa in stenohalin vollmarinen tropischen bis subtropischen Fazies' des mittleren Paleozäns bis mittleren Eozäns

auf. Da die beiden von AL-FURAIH beschriebenen Arten in sehr ähnlichen Fazies' des Maastricht und unteren Paleozäns der zentralen Südtethys vorkommen, erscheint es daher möglich, in ihnen Vorläufer der Gattung *Dameriacella* zu sehen und somit sinnvoll, sie in engere Beziehung zu dieser Gattung zu stellen.

Dameriacella sp. aff. *D. tranquilis* (AL-FURAIH), 1980
Taf. 47, Fig. 3, 4

aff. 1980 – *Hermanites tranquilis* sp. nov. – AL-FURAIH, p. 38, Taf. 32, Fig. 1-4.

Material: TUB–SOO-27, 34.

Dimensionen: Länge: 0,66 Höhe: 0,36 Breite: 0,31

Diskussion: Das vorliegende adulte Exemplar aus dem Campan von Nordsomalia (Einheit 5b der Tisje-Formation, Probe Tis 2, Profil Tisje, Ahl-Meskat-Berge) weist in Umriss und den Grundelementen der Ornamentierung sehr hohe Ähnlichkeiten zu der von AL-FURAIH (1980) aus der obersten Kreide und dem unteren Paleozän Saudi Arabiens beschriebenen Art „*Hermanites*“ *tranquilis* auf. Es weicht von dieser jedoch durch seine wegen der groben Costae nur groben Retikulation und seine geringere Größe so deutlich von ihr ab, dass eine eindeutige Zuordnung zu *D. tranquilis* nicht möglich erscheint.

Gattung *Hornibrookella* MOOS 1965
Typusart: *Cythere Anna* LIENENKLAUS 1894
Hornibrookella soliporosa (AL-FURAIH) 1980
Taf. 47, Fig. 7

1980 - *Hermanites soliporosa* sp. nov. - AL-FURAIH, p. 37, Taf. 31, Fig. 1-4.

Material: TUB–SOO-240.

Dimensionen: Länge: 0,96 Höhe: 0,57

Diskussion: Das vorliegende - posterodorsal leicht beschädigte - Exemplar ist bei identischem Retikulationsmuster unschwer der von AL-FURAIH (1980) beschriebenen Art *H. soliporosa* zuzuordnen. Bei dem im Vergleich zum Typmaterial geringfügig größeren Stück ist die Ventralrippe etwas höher gelegen als bei den von AL-FURAIH (op. cit.) abgebildeten Exemplaren.

Vorkommen: *H. soliporosa* wird von AL-FURAIH (1980) aus dem unteren Paleozän von Saudi Arabien beschrieben. Das vorliegende Exemplar entstammt dem unteren Paleozän von Nordsomalia, Ahl-Meskat-Berge, Profil Tisje (Probe Tis 37, untere Auradu-Formation).

Gattung *Isalococythere* CARBONNEL, ALZOUMA und DIKOUMA 1990
Typusart: *Alococythere (Isalococythere) immodica* AL-FURAIH, 1980 (sensu CARBONNEL, ALZOUMA und DIKOUMA, 1990; non AL-FURAIH, 1980)

Isalococythere? szczechurai n.sp.
Taf. 47, Fig. 1, 2, 5

Diagnose: Eine unter Vorbehalt der Gattung *Isalococythere* zugeordnete sehr große, stark aufgeblähte neue Art mit einer den ganzen Carapax überziehenden groben Retikulation sowie langer, scharfer Ventralrippe und kurzer, nur im hinteren Teil des Gehäuses deutlicher Dorsalrippe.

Holotyp: TUB-SOO-239.

Paratypen: TUB-SOO-237, 238, 258.

Derivation nominis: Benannt nach Prof. Dr. J. Szczechura, die - neben vielen anderen - auch Beiträge zur Ostrakodologie Nordafrikas geleistet hat.

Locus typicus: Profil Tisje, Ahl-Meskat-Berge, Nordsomalia.

Stratum typicum: Untere Auradu-Formation, tonige Mergel des unteren Paleozäns (Probe Tis37).

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:	Breite:
TUB-SOO-239 (Holotyp, ?W):	1,19	0,70	0,64
TUB-SOO-258 (Paratyp, ?W):	1,00	0,63	-
TUB-SOO-238 (Paratyp, ?M):	0,98	0,58	0,55
TUB-SOO-237 (Paratyp, ?M):	0,98	0,58	-

Beschreibung:

Äußere Merkmale: Gehäuse groß; in der Seitenansicht annähernd rechteckig mit fast gradem, nach hinten nur schwach konvergierenden Dorsal- und Ventralrand. Vorderrand breit (bei den WW etwas schief) gerundet. Hinterrand stark abgestumpft dreieckig, mit einer unterschiedlich kräftig ausgebildeten konkaven Einbuchtung im oberen Teil. Größte Höhe unterhalb des deutlichen Augenknotens bei etwa 1/5 der Länge; größte Länge in der Mitte (MM) oder kurz darunter (WW). Die Ornamentierung besteht aus grober Retikulation, kurzer kräftiger Dorsal- und langer Ventralrippe sowie einer kurzen senkrechten Augenrippe, die sich schon bei etwa 1/3 der Höhe in den Costae der Retikulation auflöst. Die Dorsalrippe beginnt angedeutet bereits unterhalb des Augenknotens am Endpunkt der Augenrippe, steigt zur Mitte hin an um sich im hinteren Drittel - dort klar hervortretend - über den Dorsalrand zu erheben und in einem angedeuteten Clavum zu enden. Die kräftige Ventralrippe setzt kurz hinter dem Vorderrand ein und verläuft sanft geschwungen bis etwa 4/5 der Länge, wo sie an Deutlichkeit verliert; sie tritt nur schwach hervor und überragt den Ventralrand kaum. Die Retikulation ist unterschiedlich ausgebildet: Entlang des Vorrandes existieren 5 große rechteckige Maschen, die von der dahinter liegenden feineren rundlichen bis polygonalen Retikulation klar abgesetzt sind. Im Bereich um den großen subzentralen Tuberkel ist die Retikulation konzentrisch, im hinteren Teil der Klappe in diffusen Reihen angeordnet. Entlang des Hinterrandes besteht wiederum eine Reihe von 6 (kleineren) rechteckigen Maschen. Kurz hinter dem subzentralen Tuberkel befindet sich noch im Bereich der Retikulation eine kleine Einsenkung, die in der Dorsalansicht als flacher Sulcus erkennbar wird.

In der Dorsalansicht bilden die Dorsalrippen der beiden Klappen bei guter Erhaltung (Holotyp) ein mit der Basis nach hinten gerichtetes - durch grobe Retikulation unterteiltes - Dreieck. Bei schlechter Erhaltung (Paratypen) sind die Dorsalrippen erodiert und es entsteht durch Relikte der Retikulation eine x-förmige Struktur. Gehäuse in dieser Ansicht annähernd sechseckig mit allmählich nach vorne konvergierenden Seiten; nach hinten deutlich abgesetzt. Maximale Breite bei den MM im hinteren Teil bei 3/4 bis 4/5 der Länge, bei den WW verlaufen die Seitenränder ab etwa 1/3 der Länge parallel.

Innere Merkmale: Keine Beobachtungen möglich, es liegen nur Gehäuse vor.

Sexualdimorphismus: Angenommene MM etwas kleiner und weniger gebläht als WW.

Diskussion: Die neue Art ist in ihren Dimensionen und im Habitus kaum mit bekannten Arten zu vergleichen. Entfernte Ähnlichkeiten bestehen zu *Isalococythere carbonelli* BASSIOUNI und LUGER (1996), von der sie sich klar im Umriss und der Ausbildung der Rippen sowie der Retikulation unterscheidet.

Vorkommen: Die neue Art ist bisher nur aus dem basalen Paleozän der unteren Auradu-Formation von Nordsomalia bekannt (Profil Tisje, Probe Tis 37).

Gattung *Paragrenocythere* AL-FURAIH 1975
 Typusart: *Paragrenocythere biclavata* AL-FURAIH, 1975

Paragrenocythere biclavata AL-FURAIH, 1975
 Taf. 47, Fig. 9, 13

- 1975 - *Paragrenocythere biclavata* gen. et. sp. nov. - AL-FURAIH, p. 231-232.
 1980 - *Paragrenocythere biclavata* AL-FURAIH - AL-FURAIH, p. 48, Taf. 36, Fig. 3.
 1984 - *Paragrenocythere biclavata* AL-FURAIH - AL-FURAIH, p. 162, Taf. 3, Fig. 2.

Material: TUB-SOO-176-178, 180 plus 3 Gehäuse.

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:
TUB-SOO-177:	0,85	0,48
TUB-SOO-180:	0,85	0,47

Diskussion: Die zumeist nur mäßig erhaltenen Exemplare vergleichen sich gut mit der von AL-FURAIH (1980) gegebenen Beschreibung und den Größenverhältnissen von *P. biclavata*; sie sind sehr ähnlich zu dem von ihm 1984 aus dem Maastricht von Saudi Arabien abgebildeten Exemplar.

Vorkommen: *P. biclavata* wird von AL-FURAIH (1984) aus dem oberen Maastricht und unteren Paleozän von Saudi Arabien beschrieben. Das vorliegende Material entstammt dem Maastricht der Ahl-Meskat-Berge von Nordsomalia (untere Auradu-Formation) der Profile Tisje (Probe Tis 17) und Biyo Kulule (Probe BKU 19).

Paragrenocythere cf. *biclavata* AL-FURAIH, 1975
 Taf. 47, Fig. 12, 15, 16

- cf. 1980 - *Paragrenocythere biclavata* AL-FURAIH - AL-FURAIH, p. 48, Taf. 36, Fig. 3.
 cf. 1984 - *Paragrenocythere biclavata* AL-FURAIH - AL-FURAIH, p. 162, Taf. 3, Fig. 2.

Material: TUB-SOO-234-236 plus 1 Gehäuse.

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:	Breite:
	0,82-0,87	0,59-0,60	0,60

Diskussion: Die wenigen vorliegenden Exemplare sind sehr ähnlich zu *Paragrenocythere biclavata* AL-FURAIH, 1975, von der sie allerdings durch ihre wesentlich höheren Gehäuse deutlich abweichen. Weiterhin ist bei *P. cf. biclavata* der zwar kräftig ausgebildete Muskelknoten seitlich nicht so stark hervortretend wie bei *P. biclavata*. *Paragrenocythere gravis* AL-FURAIH, 1980 ist kleiner und schlanker als die vorliegende Art, weiterhin weicht das Retikulationsmuster ab und die ventrale Rippe ist weniger deutlich Flügel-artig ausgebildet.

Vorkommen: Unteres Paleozän der unteren Auradu-Formation im Profil Tisje der Ahl-Meskat-Berge von Nordsomalia (Probe Tis 37).

Gattung *Phalcocythere* SIDDIQUI 1971
 Typusart: *Cythere horrescens* BOSQUET 1852

Phalcocythere bullita AL-FURAIH 1980
 Taf. 47, Fig. 10, 11

- 1980 - *Phalcocythere bullita* sp. nov. - AL-FURAIH, p. 53, Taf. 45, Fig. 1-4.

Material: TUB-SOO-241-243 plus 5 Gehäuse.

Dimensionen: Länge: 0,76-0,78 Höhe: 0,44-0,47

Diskussion: Die wenigen, nur mäßig erhaltenen, vorliegenden Exemplare lassen sich gut mit der von AL-FURAIH (1980) für die Art gegebenen Beschreibung und den Abbildungen vergleichen. Sie sind jedoch durchweg größer als das Typmaterial und der von ihm beschriebene deutliche Sexualdimorphismus der Art ist nicht klar zu beobachten. *P. bullita* fällt bei der lichtmikroskopischen Betrachtung durch ihre starke Bestachelung auf.

Vorkommen: *P. bullita* wurde von AL-FURAIH (1980) aus dem obersten Maastricht und Paleozän von Saudi Arabien beschrieben. In Nordsomalia tritt sie im unteren Paleozän der unteren Auradu-Formation des Profils Tisje (Probe Tis 37) der Ahl-Meskat-Berge auf.

Phalcoythere hebes AL-FURAIH 1980
Taf. 47, Fig. 14, 17; Taf. 48, Fig. 1, 2, 4, 9, 12

1980 - *Phalcoythere (Phalcoythere) hebes* sp. nov. - AL-FURAIH, p. 55, Taf. 48, Fig. 1-4.

Material: TUB-SOO-28, 167-175 plus 10 Gehäuse.

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:	Breite:
W:	0,76	0,44	0,41
MM:	0,74-0,78	0,41-0,42	0,41

Diskussion: Das vorliegende Material weicht, vermutlich wegen der nur mäßigen Erhaltung, von den von AL-FURAIH (1980) abgebildeten Stücken durch die gröbere Retikulation ab. Weiterhin ist die Flügel-artige Verlängerung der Ventralrippe in sämtlichen Fällen erodiert, weshalb die Ventralrippe im vorliegenden Material kürzer erscheint und deutlicher als das Typmaterial zum Hinterende ansteigt.

Vorkommen: Die Art wurde von AL-FURAIH (1980) aus der obersten Kreide und dem unteren Paleozän von Saudi Arabien beschrieben. In Nordsomalia tritt die Art in den Ahl-Meskat-Bergen in der Einheit 5b der Tisje-Formation (Campan, Profil Tisje, Probe Tis 2) und der unteren Auradu-Formation auf (Maastricht; Profil Tisje, Probe Tis 13, 17; Profil Biyo Kulule, Probe BKu 19).

Cytheracea incertae sedis

Athersuchicythere Gen. nov.

Typusart: *Athersuchicythere elongata* Gen. nov. n.sp.

Diagnose: Eine kleine bis mittelgroße neue Gattung der Cytheracea unklarer Familienzugehörigkeit mit niedrigem, annähernd rechteckigem oder Spatel-förmigem Umriss. Laterale Carapax-Aufwölbung ventral durch zwei horizontal verlaufende subparallele, scharfe Kanten zweifach gestuft abgesetzt. Ornamentierung mit vertikalen Rippen unterschiedlicher Anzahl und Intensität sowie Retikulation. Sexualdimorphismus deutlich ausgeprägt.

Derivatio nominis: Benannt nach Dr. J. Athersuch, der neben vielen anderen auch erstmalig der neuen Gattung zugeordnete Formen beschrieb.

Beschreibung:

Äußere Merkmale: Gehäuse klein bis mittelgroß, in der Seitenansicht mit annähernd rechteckigem bis Spatel-förmigen Umriss. Vorderrand ebenmäßig breit gerundet oder dorsal etwas abgeflacht und nahtlos in Dorsal- und Ventralrand übergehend. Dorsal- und Ventralrand aus der Rundung des Vorderrandes hervorgehend; vorne zunächst unterschiedlich dorsal stark konvex bzw. ventral konkav und zur Mitte hin abfallend bzw. ansteigend; ab etwa 1/4 bis 1/3 der Länge subparallel und nach hinten nicht konvergierend. Dorsalrand dabei grade oder mäßig konvex, Ventralrand nach einer deutlichen konkaven Einbuchtung bei ca. 1/3 der Länge grade. Hinterrand abgerundet rechteckig mit einer mehr oder weniger deutlichen konkaven Einbuchtung oberhalb der Mitte. Größte Höhe unterhalb des kleinen, aber deutlichen Augenknotens am Vereinigungspunkt von Vorder- und Dorsalrand bei ca. 1/6 bis 1/5 der Länge; größte Länge auf halber Höhe oder etwas darunter. Die komplexe Ornamentierung der Klappen besteht aus Dorsal- und Ventralrippe, groben senkrechten Rippen und Retikulation, die durch die scharfe Begrenzung der lateralen Carapax-Aufwölbung hervorgerufenen Strukturen überlagern oder sich mit ihnen vereinigen. Randrippen sind nicht entwickelt. Ein Muskelknoten ist durch eine unregelmäßige, flache Aufwölbung vor dem undeutlichen, engen und flachen, vor der Schalenmitte gelegenen Sulcus angedeutet. Die annähernd rechteckige laterale Carapax-Aufwölbung ist von den Seitenrändern durch Rippen oder Rippen-ähnliche Strukturen scharf abgesetzt. Vorne wird sie durch eine oder zwei leicht nach vorne geschwungene grobe vertikale Rippen begrenzt; die hintere Begrenzung wird durch einen sehr steilen vertikalen Absatz markiert. Ventral ist die laterale Carapax-Aufwölbung zweifach gestuft abgesetzt: Die innere (höhere) Begrenzung bildet eine scharfe, Rippen-ähnliche Kante, die äußere (untere) Begrenzung wird durch die Ventralrippe markiert. Die innere ventrale Abgrenzung der lateralen Carapax-Aufwölbung verläuft zunächst - etwas gewellt - waagrecht nach hinten, etwa in der Mitte oder etwas davor bildet sie eine leichte konkave Ausbuchtung, die die Ventralrippe fast berührt. Dahinter verläuft sie im hinteren Drittel annähernd grade und nur leicht nach oben gerichtet bis zum Hinterende der lateralen Carapax-Aufwölbung. Die Ventralrippe geht entweder aus der nach hinten umbiegenden vorderen Begrenzungsrippe der Carapax-Aufwölbung hervor oder beginnt kurz dahinter. Sie verläuft zunächst annähernd grade und etwas dorsal gerichtet. Sie berührt den Apex der konvexen Einbuchtung des Ventralrandes leicht; hinter der konkaven Ausbuchtung der inneren ventralen Begrenzung der Carapax-Aufwölbung biegt sie leicht in posteroventrale Richtung um, und endet - ohne den Ventralrand nochmals zu berühren - am hinteren Ende der Carapax-Aufwölbung. Die dorsale Begrenzung der lateralen Carapax-Aufwölbung wird durch die vorwiegend nur undeutliche, fast grade Dorsalrippe gebildet. Bei den größeren Morphen der dieser Gattung zugeordneten Arten (vermutlich WW) verläuft die Dorsalrippe deutlich unterhalb des Dorsalrandes, bei den kleineren (vermutlichen MM) parallel mit diesem, wobei sie den Dorsalrand am ihrem Ende etwas überragt. Mit Ausnahme des glatten Hinterendes ist die Schalenoberfläche mit unterschiedlich kräftigen - annähernd senkrechten - Rippen und Retikulation versehen, wobei die vertikalen Rippen im dorsalen Teil der Klappen undeutlich werden oder dachförmig zur Gehäusemitte zulaufen. Gehäuse in der Dorsalansicht flach linsenförmig mit langem, breit abgesetztem Vorder- und kürzerem, scharf und eng abgesetztem Hinterende. Kurz vor der Schalenmitte ist ein enger, flacher Sulcus zu beobachten. Größte Breite hinter der Mitte.

Innere Merkmale: Unbekannt.

Sexualdimorphismus: Deutlich; s.o.. Etwas kürzere und im Verhältnis niedrigere Gehäuse könnten MM repräsentieren.

Diskussion: Arten dieser neuen Gattung sind bisher nur aus der Laffan-Formation (Coniac) von Abu Dhabi (ATHERSUCH, 1987: Indet. gen. et sp. ABU 22, Taf. 2, Fig. 45, 46) und dem vorliegenden Material aus der Einheit 5b der Tisje-Formation (Campan) bekannt. Da auch im vorliegenden Material die inneren Merkmale nicht zugänglich sind, verbleibt die Stellung der Gattung innerhalb der Cytheracea noch ungeklärt.

Athersuchicythere elongata n.sp.
Taf. 48, Fig. 5, 7, 10

Holotyp: TUB-SOO-281, ?W.

Paratypen: TUB-SOO-282, 283 plus 5 Gehäuse.

Derivatio nominis: *elongata* für den im Verhältnis zu den meisten anderen Ostrakoden-Arten stark verlängerten Carapax.

Locus typicus: Profil Tisje, Ahl-Meskat-Berge, Nordsomalia.

Stratum typicum: Einheit 5b der Tisje-Formation (Campan, Probe Tis2).

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:	Breite:
?W:	0,67	0,31	>0,22 (RK abradiert)
?M:	0,63	0,26	0,24

Erweiterte Diagnose: Eine mittelgroße Art von *Athersuchicythere* mit weitstehenden vertikalen Rippen. Die vordere Begrenzungsrippe der lateralen Carapax-Aufwölbung biegt ventral nach hinten um und geht nahtlos in die Ventralrippe über. Der Dorsalrand ist in den hinteren 2/3 grade oder nur schwach konvex. Innere Merkmale unbekannt; Sexualdimorphismus deutlich (s.o.).

Diskussion: *Athersuchicythere* Gen. nov. *elongata* n.sp. ist trotz der nur mäßigen Erhaltung deutlich von Gen. indet. B ABU 22 (ATHERSUCH, 1987, Taf. 2, Fig. 45, 46) aus dem Coniac von Abu Dhabi durch die weitstehenden vertikalen Rippen und den auch bei den größeren Morphen der Art graden Dorsalrand zu unterscheiden.

Vorkommen: Einheit 5b der Tisje-Formation (Campan) im Profil Tisje (Probe Tis 2) der Ahl-Meskat-Berge von Nordsomalia.

Cytheracea Gen. indet. sp.
Taf. 48, Fig. 3, 6, 8, 11, 13

Material: TUB-SOO-58, 59, 297-299 plus 4 Gehäuse.

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:	Breite:
?W:	0,50	0,38	0,24
?M:	0,60	0,33	0,22

Beschreibung:

Äußere Merkmale: Gehäuse klein bis mittelgroß, in der Seitenansicht annähernd rechteckig. Vorderrand breit gerundet, bis auf den obersten Teil mit zahlreichen kleinen Dornen besetzt und über die gesamte Länge von einer deutlich nach innen versetzten hohen, kräftigen Randrippe begleitet; nahtlos in Dorsal- und Ventralrand übergehend. Dorsalrand grade, deutlich nach hinten abfallend. Ventralrand hinter einer deutlichen konvexen Einbuchtung bei ca. 1/3 der Länge grade und kaum nach hinten ansteigend. Hinterrand stumpfwinkelig dreieckig, mit einer deutlichen konkaven Einbuchtung im oberen Drittel; in der unteren Hälfte mit zahlreichen, teilweise kräftigen Dornen besetzt. Größte Höhe bei ca. 1/5 der Länge unter dem kräftig entwickelten Augenknoten, größte Länge etwa auf halber Höhe. Die Ornamentierung besteht neben der

kräftigen, am Augenknoten ansetzenden und zum Vorderrand parallelen Rippe lediglich aus einer undeutlichen Dorsalrippe und grober Retikulation. Die nur im hinteren Teil deutliche Dorsalrippe beginnt oberhalb des Augenknotens, ist kurz vor der Mitte unterbrochen und erhebt sich hinter der Mitte etwas über den Dorsalrand. Sie verläuft leicht konvex geschwungen bis kurz vor den hinteren Kardinalwinkel, wo sie senkrecht nach unten abknickt und bei etwa 1/3 der Höhe undeutlich wird. Die grobe polygonale Retikulation beschränkt sich auf die laterale Carapax-Anschwellung, die deutlich von den glatten, stark komprimierten Enden des Gehäuses abgesetzt ist. Eine niedrige, breite rundliche Anschwellung vor einer kurz vor der Schalenmitte gelegenen flachen vertikalen Einsenkung bildet das äußerliche Gegenstück der auf der Schaleninnenseite tief eingesenkten Grube im Bereich des Muskelfeldes. Die laterale Carapax-Aufwölbung ist besonders ventral und hinten scharf vom Rest des Gehäuses abgesetzt; sie überhängt den Ventralrand nicht.

Gehäuse in der Dorsalansicht stumpf Pfeilförmig bis annähernd rechteckig mit stark komprimierten Enden; Vorderende breiter als Hinterende. Größte Breite am Hinterende der lateralen Carapax-Aufwölbung.

Innere Merkmale: Das nur unvollständig sichtbare Schloss einer LK zeigt als vorderes Schlosselement eine geschlossene, vorne in der Mitte mit einer Einbuchtung versehene hochovale Grube, gefolgt von einem (beschädigten) Zahn mit anschließender glatter Leiste (hinteres Schlosselement nicht sichtbar). Bereich des Muskelfeldes tief eingesenkt, Muskelfeld nicht im Detail erkennbar (siehe Taf. 48, Fig. 13).

Sexualdimorphismus: Vermutete MM länger und schlanker als WW.

Diskussion: Die vorliegenden, zumeist verdrückten Exemplare lassen sich weder einer bekannten Gattung zuordnen noch mit bereits beschriebenen Arten sinnvoll vergleichen.

Vorkommen: Einheit 5b der Tisje-Formation (Campan) im Profil Tisje (Probe Tis 2) der Ahl-Meskat-Berge von Nordsomalia.

Familie Xestoleberididae SARS 1928

Bemerkungen: Im untersuchten Material aus der Kreide Nordsomalias treten an Xestoleberididen Ostrakoden ausschließlich mit der Gattung *Uroleberis* TRIEBEL 1958 eng verwandte Gattungen und Arten auf. Diese wurden bereits von LUGER (1999) ausführlich beschrieben, und ihre Beziehungen untereinander sowie zu Arten außerhalb Somalias/Arabiens diskutiert. Neu eingeführt wird an dieser Stelle lediglich *Saudileberis? siddiquii* n.sp. Für eine Diskussion der übergeordneten systematischen Beziehungen des Formenkreises der *Uroleberis*-ähnlichen Arten wird daher hier auf LUGER (1999) verwiesen.

Gattung *Uroleberis* TRIEBEL 1958
 Typusart: *Eocytheropteron parnensis* APOSTOLESCU 1955
 Untergattung *Uroleberis* TRIEBEL 1958
 Typusart: *Eocytheropteron parnensis* APOSTOLESCU 1955

Uroleberis lacrimaeformis LUGER, 1999
 Taf. 48, Fig. 14-16

1999 - *Uroleberis lacrimaeformis* n.sp. – LUGER, S. 160, Fig. 2: 1-4, 6.

Material: TUB-SOO-93-96 (pro: TUB-SM-93-96 in LUGER, 1999).

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:	Breite:
W (Holotyp):	0,53	0,43	0,46
M (Paratypen):	0,52-0,53	0,40-0,43	0,40

Diskussion: Für eine Beschreibung und Diskussion der Art siehe LUGER (1999).

Vorkommen: Einheit 5b der Tisje-Formation (Campan), Profil Tisje (Probe Tis 2), Ahl-Meskat-Berge, Nordsomalia.

Untergattung *Somalileberis* LUGER 1999
 Typusart: *Somalileberis hillebrandti* LUGER, 1999
Somalileberis hillebrandti LUGER, 1999
 Taf. 49, Fig. 1-3, 5, 6

1999 - *Somalileberis hillebrandti* n.subgen. n.sp. - LUGER, S. 162, Fig. 3: 1, 3, 5, 7; Fig. 4: 1, 4, 7, 9.

Material: TUB-SOO-149-156 (pro: TUB-SM-149-156 in LUGER, 1999) plus 20 Gehäuse und 4 Klappen.

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:	Breite:
Holotyp, W:	0,71	0,53	0,57
Paratyp, W:	0,70	0,53	0,60
Paratyp, M:	0,77	0,48	0,58

Diskussion: Für eine Beschreibung und Diskussion der Art siehe LUGER (1999).

Vorkommen: Maastricht von Nordsomalia, untere Auradu-Formation, Profile Biyo Kulule (Probe BKu 19) und Tisje (Probe Tis 17) der Ahl-Meskat-Berge.

Ökologie: Flachmarin, euhalin; in Assoziation mit Großforaminiferen und Rudisten.

Gattung *Saudileberis* LUGER 1999
 Typusart: *Uroleberis stagnosa* AL-FURAIH, 1980

Saudileberis stagnosa (AL-FURAIH, 1980)
 Taf. 49, Fig. 4, 7

1980 – *Uroleberis stagnosa* sp. nov. – AL-FURAIH, p. 72, Taf. 64, Fig. 1-4.

1984 – *Foveoleberis stagnosa* (AL-FURAIH) – AL-FURAIH, p. 163, Taf. 2, Fig. 4, 5.

1988 - *Uroleberis stagnosa* AL-FURAIH – NEALE und SINGH, p. 87, Taf. 1, Fig. 12, 16.

1999 - *Saudileberis stagnosa* (AL-FURAIH) – LUGER, S. 166, Fig. 2: 5, 7, 8, 10.

Material: TUB-SOO-227-230 (pro: TUB-SM-230, 267-269 in LUGER, 1999) plus 5 Gehäuse und 4 Klappen..

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:	Breite:
W:	0,56	0,42	0,43
M:	0,59	0,43	0,36

Diskussion: Für eine Beschreibung und Diskussion der Art siehe LUGER (1999).

Vorkommen: *Saudileberis stagnosa* (AL-FURAIH, 1980) wurde erstmalig aus dem obersten Maastricht und unteren Paleozän von Saudi-Arabien beschrieben. In Nordsomalia tritt die Art im basalen Paleozän der unteren Auradu-Formation des Profils Tisje (Probe Tis 37) der Ahl-Meskat-Berge auf.

Saudileberis ovata (Al-FURAIH, 1984)

Taf. 49, Fig. 9-11, 13, 14, 16-18

1984 – *Foveoleberis ovata* sp. nov. – AL-FURAIH, p. 163, Taf. 1, Fig. 6-7, Taf. 2, Fig. 8.1988 – *Uroleberis ovata* (AL-FURAIH) – NEALE und SINGH, p. 87.1999 - *Saudileberis ovata* (Al-FURAIH) – LUGER, S. 166, Fig. 2: 9; Fig. 4: 2, 3, 5, 6, 8, 10.Material: TUB-SOO-116-124, 190, 191 (pro: TUB-SM-116, 118-121, 190, 191 in LUGER, 1999) plus 72 Gehäuse und 3 Klappen.

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:	Breite:
WW:	0,43-0,49	0,31-0,33	0,31-0,35
MM:	0,41	0,27-0,28	0,28

Diskussion: Für eine Beschreibung und Diskussion der Art siehe LUGER (1999).Vorkommen: *Saudileberis ovata* (Al-FURAIH, 1984) wurde erstmalig aus dem Maastricht von Saudi Arabien beschrieben (Aruma-Formation). Das vorliegende Material entstammt der Einheit 5b der Tisje-Formation (Campan, Probe Tis 2) und der unteren Auradu-Formation (Maastricht, Proben Tis 13, 17) im Profil Tisje der Ahl-Meskat-Berge von Nordsomalia.*Saudileberis vulsa* (AL-FURAIH, 1980)

Taf. 49, Fig. 8, 12, 15

1980 – *Uroleberis vulsa* sp. nov. – AL-FURAIH, p. 73, Taf. 65, Fig. 1-4.1984 – *Foveoleberis vulsa* (AL-FURAIH) – AL-FURAIH, p. 168, Taf. 2, Fig. 6, 7.1988 - *Uroleberis vulsa* AL-FURAIH – NEALE und SINGH, p. 87, Taf. 2, Fig. 5, 9.1999 - *Saudileberis vulsa* (AL-FURAIH) – LUGER, S. 167, Fig. 3: 2, 4, 6, 8.Material: TUB-SOO-231–233 (pro: TUB-SM-213-233 in LUGER, 1999) plus 2 Gehäuse und 2 Klappen.

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:	Breite:
W:	0.61	0.43	0.60
M:	0.61	0.43	0.49

Diskussion: Für eine Beschreibung und Diskussion der Art siehe LUGER (1999).Vorkommen: *Saudileberis vulsa* (AL-FURAIH, 1980) wurde erstmalig aus dem obersten Maastricht und unteren Paleozän von Saudi-Arabien beschrieben. In Nordsomalia tritt die Art im unteren Paleozän der unteren Auradu-Formation des Profils Tisje (Probe Tis37) der Ahl-Meskat-Berge auf.*Saudileberis? siddiquii* n.sp.

Taf. 49, Fig. 19-21

Diagnose: Eine vorbehaltlich der Gattung *Saudileberis* zugerechnete mittelgroße neue Art, deren konkave, ventral sehr stark überhängende ventrolaterale Carapax-Aufwölbung ventral Rippen-artig zugespitzt und mit zwei eng stehenden, parallelen Leisten besetzt ist.

Holotyp: TUB–SOO-187, ?W.

Paratypen: TUB–SOO-184-186, 188, 189 plus 14 Klappen und 63 Gehäuse.Derivation nominis: Benannt nach Prof Dr. Q.A. Siddiqui, einem bedeutendem Ostrakodologen des westlichen Asiens.Locus typicus: Profil Biyo Kulule, Ahl-Meskat-Berge, Nordsomalia.

Stratum typicum: Untere Auradu-Formation, Maastricht, Probe BKu19.

<u>Dimensionen:</u>	Länge:	Höhe:	Breite:	H/B:
Holotyp (TUB-SOO-187) ?W:	0,65	0,56	0,52	0,86
Paratypen WW?	0,63-0,65	0,55-0,57	0,54-0,55	0,84-0,90
Paratyp M?:	0,70	0,57	0,54	0,81

Beschreibung:

Äußere Merkmale: Gehäuse mittelgroß, in der Lateralansicht rundlich oval bis annähernd kreisförmig mit abgeflachtem Venter. LK > RK. Vorder-, Dorsal- und Hinterrand bilden einen anterodorsal etwas abgeflachten Halbkreis mit zum Ventralrand hin eng gerundeten Übergängen. Ventralrand mäßig konvex und auf der gesamten Länge von der ventrolateralen Carapax-Aufwölbung überhangen. Ventrolaterale Carapax-Aufwölbung gleichmäßig konkav geschwungen, ventral Rippen-artig zugeschärft und mit zwei engstehenden, parallelen glatten, feinen Leistchen besetzt (je nach Erhaltung auch nur eine oder völlig abradiert). Oberfläche glatt. Größte Länge subventral, größte Höhe in der Mitte oder etwas davor.

Gehäuse in der Dorsalansicht perfekt oval mit stumpfem Hinterende, größte Breite in der Mitte.

Innere Merkmale: Bei den hier als Klappen geführten Resten handelt es sich ausschließlich um in der Längsachse zerbrochene, mit Sediment verfüllte Gehäuse der Art. Nur in einem dieser Bruchstücke, einer LK, sind die Schlosselemente noch rudimentär erkennbar und entsprechen denen der Gattung *Saudileberis*. Eindeutig zu identifizieren ist hier die Ausweichfurche oberhalb einer krenulierten Schlossleiste.

Sexualdimorphismus: Undeutlich. Etwas längere Individuen mit einem kleineren H/L-Verhältnis werden als MM interpretiert.

Diskussion: Die Zuordnung der neuen Art zu *Saudileberis* kann derzeit wegen der nur unvollständig zugänglichen inneren Merkmale nur unter Vorbehalt erfolgen; immerhin stimmen aber die rudimentär erkennbaren Schlosselemente einer mäßig erhaltenen LK mit einer deutlich krenulierten Leiste und darüber liegender Ausweichfurche mit denen dieser Gattung überein. S?. siddiqui n.sp. ist der Form nach ähnlich zu *S. ovata* (AL-FURAIH), 1984, im Vergleich zu dieser aber deutlich höher und glatt. Außerdem ist der Überhang der ventrolateralen Carapax-Aufwölbung über den Ventralrand wesentlich stärker ausgebildet. Zudem ist die neue Art gegenüber den Maastricht-Vertretern von *S. ovata* deutlich größer.

Vorkommen: Verbreitet in der unteren Auradu-Formation (Maastricht) von Nordsomalia in den Profilen Biyo Kulule (Probe BKu 19) und Tisje (Proben Tis 12, 13, 17).

6 Biostratigraphie

Da jeder Organismus in seiner zeitlichen und räumlichen Verbreitung an bestimmte biofaziale/ ökologische Bedingungen gebunden ist, kann eine korrekte Biozonierung nur bei mehr oder weniger konstanten Ablagerungsbedingungen erfolgen (z.B. im pelagischen Bereich). Dies ist im vorliegenden Fall der nordsomalischen Karbonatrampen-Fazies in der Kreideabfolge aufgrund von eustatischen Meeresspiegelschwankungen und der raschen Verlagerung von Subfaziesbereichen in den zumeist geringen Wassertiefen auf der Karbonatrampe nicht gegeben. Deshalb werden in dieser Arbeit anstelle von Biozonen nur Fossilassoziationen ausgegliedert, die jeweils durch biostratigraphisch wichtige und chronostratigraphisch eindeutig zuordenbare Leitfossilien charakterisiert werden. Dies mag auf den ersten Blick widersprüchlich erscheinen, ist aber dadurch zu rechtfertigen, dass die Leitfossilien oft nicht durchgehend in jedem der untersuchten Profile auftreten und gleichzeitig die Faziesabhängigkeit der in der Mehrzahl benthonischen Mikroorganismen (Foraminiferen, Ostrakoden; siehe Kapitel Palökologie) zu berücksichtigen ist.

Im vorliegenden Material aus Nordsomalia können für die Kreide lediglich das Apt, Alb, unteres bis mittleres Cenoman, Campan und Maastricht anhand ihres Fossilinhalts eindeutig belegt werden. Für das Tertiär wurde ausschließlich das untere Paleozän beprobt, um Informationen zur Ausbildung K/T-Grenze zu erhalten.

6.1 Apt (A)

Wie bereits in den Kapiteln 3-4 beschrieben, lagern die Sedimente des Apts in Nordsomalia diskordant den tiefgründig verwitterten oberjurassischen Sedimenten oder dem während der tektonischen Bewegungen zwischen Jura und Kreide herausgehobenen Grundgebirge auf. Im letzteren Fall (im Gebiet von Erigavo) ist ein diachroner onlap zu verzeichnen. Die Einheiten A1-A4/5 (siehe unten) sind dort nicht entwickelt. In den Profilen Xabaal Garure, Manna'a und Dhadhabo folgen über dem in Kapitel 4 beschriebenen Basalkonglomerat zunächst die zumeist schlecht erschlossenen limnischen Ablagerungen des „Somali Wealden“ (A1= Einheit 1 der Tisje-Formation).

A1) Intervall A1 („Somali Wealden“, = Einheit 1 der Tisje-Formation) Assoziation mit Charophyceen und Süßwasserostrakoden

In den Profilen Xabaal Garure und Dhadhabo konnten aus mergeligen Horizonten aus dem unteren Teil dieser Einheit Süßwasserflora und -fauna isoliert werden. Sie enthalten folgende Charophyten und Ostrakoden:

Charophyta (det. SCHUDACK, in LUGER und SCHUDACK, 2001):

Asciella reticulata GRAMBAST und LORCH
Clavator ampullaceus (GRAMBAST und LORCH) MARTIN-CLOSAS
Peckisphära verticillata (PECK) GRAMBAST
 Clavatoroideae indet.

Ostracoda:

Cypridea cf. *boulmanensis* ANDREU-BOUSSUT
Cypridea aff. *aaleyensis* BISCHOFF
Cypridea ahlmodoensis LUGER
Cypridea garurensis LUGER

Cypridea sp.
Eucypris? sp.
Pinnocypridea sp.

Diskussion: Von den hier aufgelisteten Taxa liefern nur die Charophyten zwingend zuordenbare Ergebnisse für die Biostratigraphie. SCHUDACK (in: LUGER und SCHUDACK, 2002) bemerkt hierzu: „*Clavator ampullaceus* has hitherto only been described from the lower Aptian of Northern Israel and Southern Lebanon, from strata which have been dated by independent methods (see discussion by GRAMBAST & LORCH 1968). Moreover, an Aptian age of *Clavator ampullaceus* correlates well with its evolutionary level in the *Clavator* evolutionary lineages (GRAMBAST 1974, SCHUDACK 1993, MARTIN-CLOSAS 1989, 1996) and their stratigraphical framework (RIVELINE et al. 1996).

Asciidiella reticulata is the advanced daughter species to the more widely distributed and well known Barremian *Asciidiella iberica*. It has been described from the Lower Aptian of Israel and Southern Lebanon (GRAMBAST & LORCH 1968) and - as *A. irregularis* – from the Aptian of Portugal (GRAMBAST-FESSARD 1986).

Moreover, also the overall association of *Clavator ampullaceus*, *Asciidiella reticulata* and the genus *Peckisphaera* is strikingly similar to the associations described by GRAMBAST & LORCH (1968) from the Lower Aptian of Northern Israel and Southern Lebanon, which is biogeographically not so far away from Somalia. Therefore, from the charophytologists point of view, an early Aptian age of the charophyte-bearing layers is most probable.”

Diese Beobachtung stellt zum einen die erstmalige Altersdatierung des „Somali Wealden“ dar und bringt zum anderen erhebliche Probleme für die chronostatigraphische Zuordnung der überlagernden marinen Ablagerungen mit sich: Zunächst stellen CHERCHI und SCHROEDER (1999) die ca. 80 m mächtige Kalksteinabfolge oberhalb von A1 anhand phylogenetischer Überlegungen der von ihnen neu eingeführten Art *Valserina transiens* in das oberste Barreme (diese Abfolge wird in der vorliegenden Arbeit der Einheit 2 der Tisje Formation zugerechnet und beinhaltet im Profil Xabaal Garure die Typuslokalität von *V. transiens*). Ebenso werden zu den im Folgenden zu beschreibenden Fossilassoziationen annähernd identische Foraminiferenfaunen und Kalkalgen von SIMMONS (1994) im Oman, von ARNAUD-VANNEAU (1980) in Frankreich und GUŠIĆ (1981) im früheren Jugoslawien und anderen Bereichen der zentralen Tethys dem oberen Barreme zugeordnet (hier bereits Apt, siehe unten und Diskussion zu *Valserina transiens* und *Palorbitolina lenticularis* im Kapitel 5.1).

An dieser Stelle muss erneut kurz das häufige Problem der chronostratigraphischen Korrelation zwischen marinen und limnisch/kontinentalen Ablagerungen diskutiert werden. Dies ist insbesondere notwendig, da die hier betroffenen Fossilgruppen der Foraminiferen eine sehr weite paläogeographische Verbreitung haben. So wird z.B. *Palorbitolina lenticularis* von England über die gesamte zentrale Tethys bis zum Himalaya beschrieben und zur biostratigraphischen Einstufung herangezogen (als o.o.Barreme-u.o.Apt). Endgültig zu klären wäre die chronostratigraphische Problematik nur, wenn entweder limnische und flachmarine Faunen in Wechsellagerung angetroffen würden oder im Idealfall, wenn flachmarine mit offenmarinen Faunen, die nektonische oder pelagische Organismen als Ortholeitfossilien beinhalten sollten, in Wechsellagerung mit limnischen bekannt würden. Dies ist nach Kenntnis des Autors bei der in Frage gestellten Abfolge bis heute nicht eindeutig der Fall. Vielmehr wurden die Begleitfaunen und –flore der hier diskutierten Großforaminiferen sowohl aus dem oberen Barreme und unteren Apt beschrieben (siehe Diskussionen im Kapitel 5.1). Nur in Frankreich (ARNAUD-VANNEAU, op. cit.) tritt der dem oberen Oberbarreme zugeordnete Ammonit *Sile-*

sites seranonis (D'ORBIGNY) in Schichten wenig unterhalb des ersten Auftretens von *Valserina transiens* (*Palorbitolina* (*Eopalorbitolina*) *charollaisi* SCHROEDER & CONRAD in ARNAUD-VANNEAU, op. cit.) auf. Dies schließt jedoch nicht aus, dass auch dort das Auftreten von *Valserina transiens* bereits dem unteren Unterapt zuzurechnen ist. Zumindest für den mittleren Osten, Arabien, Iran und Somalia ist das erste Auftreten von *Valserina transiens* dem unteren Unterapt zuzuordnen (siehe oben; Tab. 5 und Diskussion für Intervall A5).

Alter: Basales Apt (siehe Diskussion oben und Tabelle 5).

A2) Intervall A2 (= obere Einheit 1 und basale Einheit 2 der Tisje-Formation)
Assoziation mit kleinen Pelecypoden und Gastropoden

In den Profilen Xabaal Garure und Dhadhabo folgen oberhalb der limnischen Ablagerungen bis zu ca. 25 m mächtige Wechsellagerungen von sandigen Kalksteinen und – mergeln mit Sand-, Silt- und Tonsteinen, wobei der Anteil der Siliziklastika von Osten nach Westen deutlich zunimmt. Lediglich im Profil Xabaal Garure treten dabei im oberen Teil der Einheit 1 der Tisje Formation, die hier ausschließlich durch sandige Kalksteine vertreten ist, Reste von kleinen Gastropoden und Pelecypoden auf. Die Basis der Einheit 2 wird in den Profilen Xabaal Garure und Manna'a durch stark bioturbate, Fossilschill-führende (mikritische) Kalke gebildet. Im Profil Dhadhabo werden fossilfreie, teils flasergeschichtete Wechsellagerungen von Kalk-, Silt- und Tonsteinen als randlich marines Äquivalent dieser Schichten betrachtet (siehe Abb. 11-13).

Alter: Unteres Unterapt (siehe Tabelle 5). Das Alter erschließt sich aus dem der Liegenden und Hangenden Assoziationen.

A3) Intervall A3 (= untere Einheit 2 der Tisje-Formation)
Assoziation mit *Choffatella descipiens*

Dieses Intervall konnte in den Profilen Xabaal Garure, Manna'a und Dhadhabo beobachtet werden, wobei starke Mächtigkeitsschwankungen auftreten: ca. 40m im Profil Xabaal Garure (Osten), ca. 10m im Profil Manna'a und ca. 50m im Profil Dhadhabo (Westen). Die Lithologie des Intervalls setzt sich aus durchweg stark bioturbaten, im Osten mikritischen, im Westen sandigen Kalken und Kalkmergeln zusammen. Besonders im Profil Xabaal Garure werden in diesem Intervall wiederholt Auftauchhorizonte untergeordneter Bedeutung beobachtet. Die Makrofossilführung ist gering. So treten im Profil Xabaal Garure seltene Pelecypodenreste und im Profil Manna'a Pelecypoden-, Gastropoden- und Echinodermenfragmente auf. Lediglich im Profil Dhadhabo kommen an der Basis neben Pelecypodenresten auch Fragmente von Ammonoideen vor.

Die Mikrofossilassoziationen sind durchweg extrem einförmig und bestehen, soweit nicht unbestimmbare Reste von kleinen Foraminiferen hinzutreten, ausschließlich aus *Choffatella descipiens* (SCHLUMBERGER). Diese Art ist weit verbreitet und tritt in der zentralen Tethys vom ?oberen Barreme? bis zum unteren Apt auf (siehe unten). Kalkalgen konnten nicht nachgewiesen werden. Diese Beobachtung stimmt mit den von CHERCHI und SCHRÖDER (1999) dargestellten Ergebnissen aus ihrem Teilprofil vom Xabaal Garure überein. Das von ihnen dargestellte Profil wird als „Late Barremian interval of the Mustahil Formation within the Ahl Medo II section“ bezeichnet.

SIMMONS (1994) berichtet *Choffatella descipiens* durchgehend aus der von ihm für den Oman erstellten *Palorbitolina lenticularis*-Zone mit einer relativ umfangreichen Begleitfauna und -flora. SIMMONS (op. cit.) weist die *Palorbitolina lenticularis*-Zone dem oberen Barreme bis unteren Apt zu (Kharaib-Formation).

Alter: Unteres Unterapt (siehe Diskussion zu A1 und Tabelle 5).

A4) Intervall A4 (= untere Einheit 2 der Tisje-Formation)

Assoziation von *Choffatella descipiens* und *Hensonella dinarica*

Diese Assoziation konnte in einem nur relativ geringmächtigen Intervall in den Profilen Xabaal Garure, Manna'a und Dhadhabo beobachtet werden, wobei hier eine deutliche Abnahme der Mächtigkeiten von ca. 20m vom Profil Xabaal Garure (Osten), bis auf ca. 10m in den Profilen Manna'a und Dhadhabo (Westen) zu beobachten ist. Die Lithologie des Intervalls setzt sich im unteren Teil aus überwiegend stark bioturbaten, mikritischen Kalken und Kalkmergeln zusammen. Besonders im Profil Xabaal Garure werden auch wie im Intervall A3 wiederholt Auftauchhorizonte beobachtet. Die Makrofossilführung ist im Profil Xabaal Garure schwach (selten Pelecypodenreste); im oberen Teil, oberhalb eines ausgeprägteren Auftauchhorizontes - wie in den Profilen Manna'a und Dhadhabo - jedoch reich an Korallen, Pelecypoden (u.a. Rudisten), Gastropoden und Echinodermen. Ebenso werden hier die ersten – nicht näher bestimmbar – orbitoliniden Großforaminiferen beobachtet. Insgesamt treten in dieser Assoziation auf:

Foraminiferen:

Buccicrenata hedbergi (MAYNC)

Choffatella descipiens (SCHLUMBERGER)

Dictyoconus arabicus HENSON (nur oberer Teil)

Praechrysalidina sp.

Orbitolinidae indet. (nur oberer Teil)

Kalkalgen:

Hensonella dinarica (RADOICIC)

CHIERCHI und SCHROEDER (1999) erwähnen aus dem oberen Teil des Intervalls 4 im Profil Xabaal Garure auch die Anwesenheit von *Vercorsella* sp.

Alter: Unteres Unterapt (siehe Tabelle 5). Diese Fossilassoziatio n wird von CHIERCHI und SCHROEDER (1999) dem oberen Barreme zugeordnet. Ähnliche Assoziationen werden von SIMMONS (1994) aus dem oberen Barreme bis unteren Apt von Oman berichtet. Die chronostatigraphische Zuordnung erfolgt in der vorliegenden Arbeit aufgrund der Einstufung der Assoziationen A1) und A5) in das untere Unterapt.

A5) Intervall A5 (= mittlere Einheit 2 der Tisje Formation)

Assoziation mit *Valserina transiens*

Diese Assoziation konnte in einem geringmächtigen Intervall in den Profilen Xabaal Garure (Westen), Manna'a und Dhadhabo (Osten) beobachtet werden. Auch hier ist wiederum eine Abnahme der Mächtigkeiten von Osten (ca. 15m) nach Westen (ca. 5m) zu beobachten. Die Lithologie setzt sich im Profil Xabaal Garure aus mergeligen Kalken und mikritischen Kalken zusammen. In den beiden übrigen Profilen kommt die Assoziation nur in mikritischen Kalken vor. Makrofossilien treten in diesem Bereich nur sporadisch im Profil Xabaal Garure auf: Korallen, Pelecypoden (ohne Rudisten) und Gastropoden. In den aus diesem Intervall vorliegenden Proben konnten lediglich Dünnschliffe erstellt werden. In diesen sind häufig Großforaminiferen nachzuweisen.

Foraminiferen:

Buccicrenata hedbergi (MAYNC)
Choffatella descipiens (SCHLUMBERGER)
Dictyoconus arabicus HENSON
Palorbitolina lenticularis (BLUMENBACH) (nur oberster Teil im Profil Xabaal Garure)
Trocholina aptiensis IOCHEVA
Valserina transiens CHERCHI und SCHROEDER
Vercorsella cf. arenata ARNAUD-VANNEAU

CHIERCHI und SCHRÖDER (1999) erwähnen aus dieser Assoziation im Profil Xabaal Garure auch die Anwesenheit von *Trocholina modesta*.

Alter: Unteres Apt (siehe Tabelle 5 und Diskussion zu A1). Diese Assoziation wurde von CHIERCHI und SCHRÖDER (1999) ursprünglich dem oberen Barreme zugeordnet. Ähnliche Assoziationen werden von SIMMONS und HART (1987) und SIMMONS (1994) aus dem „oberen Barreme“ berichtet (*Eopalorbitolina charollais* [SCHROEDER & CONRAD] = *Valserina transiens* CHERCHI und SCHROEDER). Die Zuordnung zum unteren Apt erfolgt in dieser Arbeit aufgrund der Einstufung von Assoziation A1 in das untere Apt.

Bemerkungen: Das plötzliche Auftreten von relativ großen *Valserina transiens* (CHIERCHI und SCHROEDER, 1999) geben für die Art Gehäusedurchmesser von bis zu 5mm für megalosphärische Formen aus dem Typushorizont an), sowie die Abwesenheit von den von SCHROEDER und CHIERCHI (op. cit.) für die Art postulierten Vorläufern in den unterlagernden Assoziationen der untersuchten Profilen (und der Region) spricht deutlich für eine Immigration dieser Spezies in den Ablagerungsraum. Diese Beobachtung könnte die zuvor ausgeführten Anmerkungen zur chronostratigraphischen Zuordnung der Assoziation mit *Valserina transiens* in den Raum der zentral-östlichen Tethys unterstützen.

A6) Intervall A6 (= mittlere Einheit 2 der Tisje Formation)
Assoziation mit *Palorbitolina lenticularis*

Diese Assoziation konnte in den Profilen Xabaal Garure, Manna'a und Dhadhabo beobachtet werden. Die Mächtigkeiten des Intervalls variieren deutlich (im Profil Xabaal Garure: ca. 14m, im Profil Manna'a ca. 8m und im Profil Dhadhabo: ca. 30 m). Im Profil Dhadhabo sind vermutlich ca. 18m dieser Assoziation A6) nicht erschlossen.

Die Lithologie dieses Intervalls – soweit erschlossen – besteht im Wesentlichen aus gebankten mikritischen Kalken und Kalkmergeln. Im Profil Dhadhabo liegen ausschließlich massige bis im oberen Teil gebankte mikritische Kalke vor. Das Intervall ist in den Profilen Xabaal Garure und Manna'a reich an Makrofossilien: Pelecypoden, Gastropoden, Korallen und Echinodermen. Im Profil Xabaal Garure treten im oberen Teil, der stark bioturbat ausgebildet ist, bei den Pelecypoden auch Rudisten hinzu. Im Profil Dhadhabo sind an Makrofossilien Pelecypoden (selten Rudisten) und Gastropoden zu beobachten. Die Mikrofossilassoziationen setzen sich im Wesentlichen aus Foraminiferen zusammen, nur selten treten Kalkalgen hinzu, die im Rahmen dieser Arbeit nicht bestimmt wurden.

Der Übergang zwischen den Assoziationen A6) und A7) ist im Profil Xabaal Garure durch einen untergeordneten Auftauchhorizont markiert. Im Profil Manna'a treten im Übergangsbereich geringmächtige (<1m) - schlecht erschlossene - siliziklastische Einschaltungen auf.

Die beobachtete Mikrofauna beinhaltet:

Foraminiferen:

Buccicrenata hedbergi (MAYNC)
Choffatella descipiens (SCHLUMBERGER)

Palorbitolina lenticularis (BLUMENBACH)
Spirillina sp.
Trocholina aptiensis IOCHEVA

In einer Probe (XGa29), einem einmaligen mikritischen Kalk in Sonderfazies, treten zusammen mit im Rahmen dieser Arbeit nicht bestimmten Kalkalgen die Foraminiferen

Orbitina drasensis MAMGAIN und RAO
Globospirillina sp.

auf.

Alter: Oberes Unterapt (siehe Tabelle 5). Die chronostratigraphische Zuordnung resultiert aus der stratigraphischen Einstufung von Assoziationen A5) und A7) im Liegenden und Hangenden.

A7) Intervall A7 (obere Einheit 2 der Tisje Formation)
Assoziation mit Ammoniten und planktonischen Foraminiferen

Diese Assoziation konnte in den Profilen Xabaal Garure (Westen), Manna'a und Dhadhabo (Osten) beobachtet werden. Die Mächtigkeit des Intervalls, in dem diese Assoziation zu beobachten ist, variiert deutlich. Dies ist vermutlich auf eine Verflachung des Ablagerungsraumes in westlicher Richtung zurückzuführen. Im Profil Xabaal Garure beträgt die Mächtigkeit ca. 25m, im Profil Manna'a sind nur die unteren 5m gut erschlossen (geschätzte Gesamtmächtigkeit ca. 10m). Im Profil Dhadhabo konnten nur ca. 3m der Assoziation nachgewiesen werden. Zur nächsten darüber liegenden Einheit A8) folgt eine ca. 20 m mächtige Aufschlusslücke. Die Lithologie dieses Intervalls setzt sich im Profil XGa aus gut gebankten Kalken, Kalkmergeln, Mergeln und Tonsteinen zusammen. Die Abfolge ist im oberen Teil durchweg deutlich bioturbat. Die Makrofossilführung ist besonders im unteren Teil reich an Ammonoideen, Belemnoideen, Pelecypoden (ohne Rudisten) und seltener Brachiopoden. Bereits das gehäufte Auftreten von teilweise großwüchsigen Ammonoideen weist auf den offen marinen Charakter dieser Ablagerungen hin. Dies wird durch die im Folgenden beschriebenen Mikrofossilassoziationen eindeutig unterstützt. In den Profilen Xabaal Garure und Dhadhabo konnten aus diesen Ablagerungen isolierte Mikrofossilien gewonnen werden. In beiden Profilen beobachtete benthonische Foraminiferen werden am Ende der Artenliste aufgeführt.

Im Profil Manna'a konnten aus den beprobten Kalkmergeln keine Mikrofossilien isoliert werden, jedoch sind auch hier in Dünnschliffen nicht näher bestimmbare planktonische Foraminiferen zu erkennen. Die Einheit ist in den drei untersuchten Profilen bereits im Gelände durch das Auftreten von großwüchsigen Ammoniten (insbesondere *Cheloniceras*) zweifelsfrei zu identifizieren.

An Ammonoideen konnten *Cheloniceras* spp. (teilweise sehr großwüchsig), *Parahoplites* sp. und *Tropaeum* sp. (großwüchsig) identifiziert werden. Diverse andere Formen konnten im Rahmen dieser Arbeit nicht näher bestimmt werden.

Profil Xabaal Garure:

Foraminiferen (Plankton):

Blefuscuiana aptiana aptiana (BARTENSTEIN) (Barreme bis u. Apt)
Blefuscuiana aptiana orientalis BOUDAGHER-FADEL et al. (Barreme bis m. Apt)
Blefuscuiana gorbachikae (LONGORIA) (*Leupoldina cabri*-Zone bis u. Alb)
Gorbachikella kugleri (BOLLI) (Barreme bis *Leupoldina cabri*-Zone)
Leupoldina gr. *cabri* (SIGAL) sensu BANNER und DESAI, 1988 (*Leupoldina cabri* Zone)
Praehedbergella grigelisae BANNER und DESAI (*Leupoldina cabri*-Zone)

Foraminiferen (Benthos):

Citharina sp.
Dorothia sp.
Haplophragmoides? sp.
Nodosaria sp.
Patellina subcretacea CUSHMAN & ALEXANDER
Pyramidulina cf. *paupercula* (REUSS)
Textulariopsis? sp.
Tristix acutangulum (REUSS)

Ostrakoden:

Bythoceratina kallenbachi n.sp. (nur unterer Teil von A7)
Bythocypris sp. aff. *B.* sp. 2 ROSENFELD und RAAB
Cytherelloidea cf. *ghabounensis* BISCHOFF (nur unterer Teil von A7)
Eocytheropteron anteretroversicardium ANDREU-BOUSSUT
Mandocythere ghabounensis insutea (BISCHOFF) (nur unterer Teil von A7)
Paracypris dubertreti DAMOTTE und SAINT-MARC (nur oberer Teil von A7)
Paraphysocythere aptiensis n.sp. (nur unterer Teil von A7)
Procytherura? sp. 2 ANDREU-BOUSSUT
Rehacythereis btaterensis cf. *imminuticostata* (BISCHOFF) (nur oberer Teil von A7)
Rostrococytheridea? sp. aff. *R. chapmani* DINGLE
Spinoleberis majorani n.sp. (nur unterer Teil von A7)

Profil Dhadhabo (nur unterer Teil von A7) aufgeschlossen):Foraminiferen (Plankton):

Die Assoziationen planktonischer Foraminiferen sind identisch mit denen im Profil Xabaal Garure.

Foraminiferen (Benthos):

Choffatella sp. (Basis)
Globorotalites sp.
Lenticulina sp. cf. *Lenticulina saxocretacea* BARTENSTEIN, in: WEIDICH (1990)
Psilocitharella sp 1

Ostrakoden:

Acrocythere grosdidieri n.sp.
Bythoceratina kallenbachi n.sp.
Bythocypris sp. aff. *B.* sp. 2 ROSENFELD und RAAB
Mandocythere ghabounensis insutea (BISCHOFF)
Paraphysocythere aptiensis n.sp.
Procytherura? sp. 2 ANDREU-BOUSSUT
Spinoleberis majorani n.sp.
Bischofficythere somaliensis Gen. nov. n.sp

Benthonische Foraminiferen, die in sowohl im Profil Xabaal Garure als auch Dhadhabo vorkommen, sind:

Ammobaculites subcretaceus CUSHMAN und ALEXANDER
Ammobaculites? sp. 3
Ammodiscus cretaceus (REUSS)
Astacolus calliopsis (REUSS)
Astacolus cf. *schloenbachi* (REUSS)
Astacolus? sp.
Buccicrenata hedbergi (MAYNC)
Frondicularia sp.
Heterantyx garurensis n. sp.
Laevidentalina communis (D'ORBIGNY)
Laevidentalina cf. *soluta* (REUSS)
Lenticulina discrepans (REUSS)

Lenticulina muensteri (ROEMER)
Lingulina sp.
Marsonella gr. *oxycona* (REUSS)
Marsonella subtrochus BARTENSTEIN
 „Planularia“ *crepidularis tricarinata* (REUSS)
Psilocitharella sp. 2
Pyrulina spp.
Quasispiroplectamina cf. *nuda* (LALICKER)
Saracenella sp.
Sculptobaculites cf. *goodlandensis* CUSHMAN und ALEXANDER
Tritaxia tricarinata (REUSS)
Trochammina depressa LOZO

Alter: Das Alter der Assoziation A7) kann erstmalig für Nordsomalia anhand der hier beobachteten Gesamtfauuna der planktonischen Foraminiferen auf eine Biozone eingeeengt werden: *Leupoldina cabri*-Zone, die von LONGORIA (1974) dem basalen Oberapt zugewiesen wurde (siehe Tabelle 5).

Bemerkungen: Es ist interessant festzustellen, dass bei den Ostrakodenassoziationen in den Profilen Xabaal Garure und Dhadhabo im unteren Teil von A7) eine relativ große Übereinstimmung herrscht. So treten in beiden Profilen *Bythoceratina kallenbachi* n.sp., *Bythocypris* sp. aff. *B.* sp. 2 ROSENFELD und RAAB, *Mandocythere ghabounensis insutea* (BISCHOFF), *Paraphysocythere aptiensis* n.sp. sowie *Spinoleberis majorani* n.sp. auf. Dahingegen sind *Paracypris dubertreti* DAMOTTE und SAINT-MARC und *Rehacythereis btaterensis* cf. *imminuticostata* (BISCHOFF) nur im oberen Teil von A7) im Profil XGa zu beobachten. Inwieweit dies von biostratigraphischer Relevanz ist, muss jedoch wegen der Singularität der Beobachtung dahingestellt bleiben.

Anhand der von RUSSO et al. (1990) von der Basis der Mustahil-Formation (Facies A) aus Zentralsomalia (Bur Bitthale) beschriebenen Fossilien (Ammoniten: *Chelonicerias rude* TAVANI, *Parahoplites* cf. *weissi* NEUMAYER; planktonische Foraminiferen; Ostrakoden) und anhand der faziellen Merkmale kann die Assoziation A7 mit dieser Einheit korreliert werden. Nach RUSSO et al. (op. cit.) überlagert die „Facies A“ der Mustahil-Formation direkt den „Main Gypsum“ (der in dieser Arbeit insgesamt dem Unterapt zugerechnet wird).

Ebenso ist wahrscheinlich, dass die offen marinen Sedimente der Assoziation A7) mit offen marinen Ablagerungen im tieferen Teil der Chalinze-Formation von Tanzania (in KAPILIMA, 1984) korrelieren. Die Chalinze-Formation transgrediert diskordant über oberjurassische Ablagerungen. Gleichfalls dürfte der Zeitraum von A7) mit der Transgressionsbasis des Apts im südlichen Morondava-Becken von Madagaskar übereinstimmen (siehe LUGER et al., 1994). Die oben genannten Ablagerungen des Intervalls A7) korrelieren mit dem kurzzeitigen eustatischen Meeresspiegelanstieg im sequenzstraphischen Ansatz LZB 4.1 (= *cabri*-Zone) in HAQ et al. (1987).

A8) Intervall A8 (= oberste Einheit 2 der Tisje Formation)
Assoziation mit *Vercorsella* cf. *arenata*

Diese Assoziation wird in den Profilen Xabaal Garure, Manna'a und Dhadhabo beobachtet, wobei lediglich im Profil XGa der rasche Übergang aus Assoziation A7) aufgeschlossen ist. In den Profilen Manna'a und Dhadhabo ist dieser durch Hangschutt verdeckt. In den Profilen Togga Mareer und Las Koreh bildet der oberste Teil dieser Einheit die Basis der Aufschlüsse. Die Lithologie dieser Einheit besteht durchweg aus sehr harten, massigen Kalken einer Riff- (im Profil Xabaal Garure) oder circumrecifalen Fazies in den restlichen Profilen. Die aufgeschlossenen Mächtigkeiten liegen zwischen ca. 30m im Profil Xabaal Garure und

<10m in den übrigen Profilen. Die Einheit wird in erster Linie durch ihren Reichtum an Makrofossilien charakterisiert, Mikrofossilien treten in den Hintergrund. Bei den Makrofossilien dominieren hermatypische Korallen (die im Profil Xabaal Garure Riffstock bildend werden können; siehe Abb. 16) sowie vor allem Rudisten. Letztere ermöglichen die Bestimmung des Alters der Einheit. So konnten im Profil Xabaal Garure aus dem obersten Teil des Riffkomplexes körperlich erhaltene Rudisten isoliert werden, bei denen es sich nach PONS (freundl. pers. Mitt.) um Vertreter der Gattung *Himaerelites* des Oberapts handelt. Neben den Rudisten treten auch andere Pelecypoden, Gastropoden und selten Echinodermen auf. Bei den Mikrofossilien treten gelegentlich in dieser Arbeit nicht näher identifizierte Kalkalgen hinzu.

Generell wird die Einheit zum Hangenden entweder durch einen scharfen lithologischen Wechsel zu mergeligen Ablagerungen (Profile Xabaal Garure, Manna'a und Dhadhabo) oder durch einen ausgeprägten Hardground (Profile Togga Mareer und Las Koreh) begrenzt.

Foraminiferen:

Foram. Gen. et sp. indet.

Mesorbitolina texana (ROEMER) (frühe Formen ~ = *M. parva* DOUGLASS, Profil Manna'a)

Orbitolinide indet. (vmtl. *Mesorbitolina*)

Palaeodictyoconus? sp.

Praechrysalidina infracretacea LUPERTO SINNI

Vercorsella cf. *arenata* ARNAUD-VANNEAU

Alter: Oberes Apt (siehe Tabelle 5). Das Alter ergibt sich aus dem Auftreten von *Vercorsella* cf. *arenata* (nicht jünger als Apt), frühen Formen der Gruppe von *Mesorbitolina texana* sowie oberaptischen Vertretern von *Himaerelites* spp.

Bemerkungen: Eine sehr ähnliche Entwicklung von A7) zu A8) wird von RUSSO et al. (1990) aus der „Facies B-D“ der unteren Mustahil-Formation bei Bur Bitthale von Zentralsomalia beschrieben. Auch dort wird das oberste Apt mit einer Riff-Fazies beendet (Facies D). Allerdings erfolgt der Übergang von der offenen marinen Fazies zur Riff-Fazies („Facies B, C) dort allmählicher als in Nordsomalia. Ebenso geben diese Autoren keinen Hiatus zwischen dem Apt und dem Alb an, sondern bezeichnen die Grenze lediglich als „Parasequence Boundary“ und das basale Alb als „flooding surface“.

6.2 Alb (B)

Wie bereits zuvor beschrieben (Kapitel 3-4), liegt in Nordsomalia zwischen dem oberen Apt und dem unteren Alb eine kurze Emersionsphase (Hiatus) vor. Die Dauer der Nicht-Sedimentation kann allerdings nicht genau eingegrenzt werden, da die basalen Ablagerungen des Albs entweder keine Leitfossilien führen oder aber Paraleitfossilien, die bereits schon im oberen Apt auftreten. Die Untergliederung des Albs im untersuchten Gebiet wird zudem auf der einen Seite durch rasche laterale Faziesänderungen und auf der anderen Seite durch Aufschlusslücken oder am Top unvollständige Profile erschwert (Ausnahme: Profil Togga Mareer). Ebenso treten in den untersuchten Profilen wiederholt Emersionshorizonte innerhalb des Albs auf. Eine klare Abtrennung von Assoziationen wie im Apt wird im Alb durch das nur sporadische Vorkommen von Leitfossilien fast verhindert. In einigen Profilen treten trotz des partiell massenhaften Auftretens von Orbitolinen keine bestimmbar Exemplare auf; in einigen dieser Fälle tragen Ostrakoden zur Korrelation bei. Wegen der raschen lateralen Wechsel und deutlich unterschiedlichen Mächtigkeiten der den Assoziationen des Albs zugerechneten Sedimente müssen die Assoziationen hier nach den Profilen beschrieben werden.

B1) Intervall B1 (basale Einheit 3 der Tisje-Formation)Assoziation mit *Mesorbitolina texana*

Dieses Intervall ist in den Profilen Xabaal Garure, Manna'a, Dhadhabo, Las Koreh und Togga Mareer zu beobachten. Die Lithologien der diesem Intervall zugerechneten sedimentären Einheiten variieren stark; ebenso wie die Mächtigkeiten. Unterschiedlich ist auch der Ersteinsatz des namengebenden Paraleitfossils. Im Profil Xabaal Garure tritt *M. texana* erst ca. 15 m oberhalb des o.g. Hiatus auf; die unteren 15m werden hier durch Wechsellagerungen von bioturbaten Kalkmergeln und Mergeln mit häufigen Gastropoden und Pelecypoden (keine Rudisten) gebildet, die im oberen Teil eine mäßig diverse Ostrakodenfauna enthalten, aber keine exakte Differenzierung zwischen oberen Apt und unterem Alb erlaubt (Proben XGa59b-61b):

Ostrakoden:

Antepaijenborchella arushi n.sp. MTA

Dolocytheridea? sp. 1

„*Glenocythere*“ *klitzschi* n.sp.

Hemiparacytheridea? sp.

„*Monoceratina*“? sp.

Paracypris mdaouerensis BASSOULLET und DAMOTTE

Paraphysocythere palaeoalbiensis n.sp.

Rehacythereis sp. gr. *btaterensis* (BISCHOFF)

Schuleridea btaterensis btaterensis BISCHOFF

Schuleridea btaterensis laskorehensis n.ssp.

Die Anwesenheit von *Schuleridea btaterensis laskorehensis* n.ssp. - als vermutete Nachfolgespezies von *S. btaterensis btaterensis* (bekannte stratigraphische Reichweite: Valangin bis unteres Alb) – lässt hier den Verdacht zu, dass diese Schichten bereits dem unteren Alb zuzurechnen sind. Darüber tritt *M. texana* in Assoziation mit *Charentia cuvillieri* NEUMANN auf (beide seit Apt) und primitiven *Neorbitolinopsis conulus* (DOUVILLÉ) (s.s.: oberes Alb) auf. Die Mächtigkeit der zu B1) im Profil Xabaal Garure gestellten Schichtenfolge beträgt ca. 23m.

Eine ähnliche Situation ist im Profil Manna'a zu beobachten. Auch hier werden die basalen 12m von B1) durch Wechsellagerungen von bioturbaten Kalkmergeln und Mergeln mit häufigen Gastropoden und Pelecypoden (keine Rudisten) gebildet. Lediglich an der Basis dieser Schichtenfolge treten unbestimmbare Orbitolinen auf. Mit Sicherheit zu identifizierende *M. texana* treten erst ab Probe Man24 auf. Die im Hangenden folgenden Wechsellagerungen von teilweise stark bioturbaten Mergeln, Kalkmergeln und (teils sandigen) Kalken (ca. 30m) enthalten lediglich unbestimmbare Orbitoliniden, Gastropoden (darunter *Nerinea* sp.) und Pelecypoden (ohne Rudisten). Nach einer Aufschlusslücke von ca. 10m sind oberhalb eines geringmächtigen Lumachellenkalkes (Pelecypoden) fossilfreie Wechsellagerungen von Silt- und Tonsteinen zu beobachten, die hier noch B1) zugerechnet werden.

Extrem ist die Leitfossil-freie Fazies an der Basis von B1) im Profil Dhadhabo entwickelt: Hier wird ihr unterer Teil von ca. 25 m mächtigen, relativ fossilarmen Kalken und Kalkmergeln mit Pelecypoden und Gastropoden gebildet, die nur unbestimmbare kleine Foraminiferen und Kalkalgen enthalten. Darüber folgen - nur lückenhaft aufgeschlossen - fossilreiche mergelig-kalkige Sedimente, in denen *M. texana* erstmalig zu beobachten ist. Nach einer Aufschlusslücke von ca. 20m treten wiederum fossilreiche bioturbate Kalke (mit Pelecypoden, Gastropoden, Echinodermen und Ammonitenfragmenten, ca. 15m) auf, die lediglich unbestimmbare Orbitoliniden enthalten. Aufgrund ihrer stratigraphischen Position unterhalb von B2) werden sie hier noch B1) zugerechnet.

Eine andere Situation ist in den Profilen Las Koreh und Togga Mareer zu beobachten. Hier tritt *M. texana* direkt oberhalb des Hiatus in fossilreichen bioturbaten Kalken mit Rudisten und anderen Pelecypoden sowie Gastropoden auf. Während im Profil Togga Mareer die zur Assoziation B1) gezählten Sedimente nur geringmächtig sind (>10m) und sich leicht von B2) abgrenzen lassen, ist dies im Profil Las Koreh ungleich schwieriger, da hier im Hangenden keinerlei bestimmbare Orbitolinen angetroffen wurden.

Im Profil Las Koreh treten (wie in den zuvor beschriebenen Profilen) oberhalb der Schichten mit *M. texana* zunächst wiederum ca. 30m mächtige Wechsellagerungen von Kalken und Kalkmergeln auf, die im unteren Teil reich an Rudisten sind (Caprotinidae indet.; frendl. pers. Mitt. J.H. Schröder). Daneben finden sich nur untergeordnet andere Pelecypoden; Großforaminiferen wurden nicht beobachtet. Die durchweg bioturbaten Ablagerungen des höheren Teils dieser Schichtenfolge enthalten an Makrofossilien lediglich unbestimmte Pelecypoden und selten Gastropoden. Aus einem mergeligen Horizont dieser Abfolge (Probe LKo9) konnte folgende Ostrakodenassoziation isoliert werden:

Antepaijenborchella arushi n.sp. MTB, MTC
Paracypris mdaouerensis BASSOULLET und DAMOTTE
Paraphysocythere palaeoalbiensis n.sp.
Schuleridea btaterensis laskorehensis n.ssp.

Foraminiferen wurden nicht beobachtet (!); Echinodermenfragmente dagegen häufig.

Dem oberen Teil von B1) werden in diesem Profil noch die überlagernden Wechsellagerungen von Kalken und Kalkmergeln (ca. 18m) zugerechnet, die extrem reich an Großforaminiferen (Orbitoliniden) sind; an Makrofossilien treten hier lediglich Pelecypoden (ohne Rudisten) auf. Im oberen Teil dieser Schichtenfolge – unterhalb eines untergeordneten Auftauchhorizontes - konnten hier noch *M. gr. texana* identifiziert werden. Die hangenden Schichten werden bereits B2) zugerechnet (siehe unten).

Alter: Das Alter der Assoziation B1) ist schwer abzuleiten und bleibt auch am Ende diskutabel. Die überwiegende Mehrzahl der beobachteten Mikrofossilien ist entweder bereits aus dem oberen Apt bekannt und kommt bis zum unteren Alb vor – oder ist, bei den Ostrakoden, bisher noch nicht beschrieben worden. Daher muss der biostratigraphische Befund als unzureichend bezeichnet werden.

Mesorbitolina texana ist circumtethyal aus dem oberen Apt bis unteren Alb bekannt. Die Art kann deshalb nicht allein zur Abgrenzung von Apt und Alb herangezogen werden. Ein Argument für die Zuordnung zum unteren Alb ist das Auftreten von *Schuleridea btaterensis laskorehensis* n.ssp., die hier als Nachfolger von *Schuleridea btaterensis btaterensis* BISCHOFF (bis max. unteres Alb) angesehen wird.

Abschließend muss angemerkt werden, dass HARRIS et al. (1984) für die benachbarte Arabische Halbinsel einen deutlichen Hiatus innerhalb des oberen Apts feststellen. SHARLAND et al (1994) dagegen weisen diesen Hiatus dem Grenzbereich Apt/Alb zu. BEYDOUN (1996) ordnet diesen Hiatus im Yemen ebenfalls letzterem Zeitbereich zu.

Ma*	Cretaceous and Paleocene stages	No. of Intervall	Name of Association	Lithostratigraphic unit
60	Selandian ↑	not investigated		
65	Danian	F2 E1	Association of <i>Lockhartia diversa</i> and <i>Rotalia cf. dukhani</i> Association of small benthonic foraminifera	Auradu Formation (basal part)
70	Maastrichtian	E1	Association of <i>Loftusia</i> spp.	unit 5c of Tisje Fm.
75	Campanian		unfossiliferous siliciclastic beds	unit 5b of Tisje Fm.
80		D1	Association of <i>Orbitoides tissoti</i>	unit 5a of Tisje Fm.
85	Santonian		HIATUS	
90	Coniacian			
95	Turonian			
100	Cenomanian	C3 C2 C1 B4		"Association" of <i>Selliaveolina viallii</i> Association of <i>Praealveolina cretacea</i> Association of <i>Orbitolina qatarica</i> Association of <i>Orbitolina sefni</i>
105	Albian	B3	Association of <i>Mesorbitolina aperta</i> and <i>Conicorbitolina corbarica</i>	unit 3 of Tisje Fm.
110		B2	Association of <i>Mesorbitolina</i> sp. ex interc. <i>texana/subconcava</i> and/or <i>Peloriops ziregensis</i>	
115	Aptian	B1	Association of <i>Mesorbitolina texana</i>	unit 2 of Tisje Fm.
120			HIATUS	
125		A8	Association of <i>Vercorsella</i> cf. <i>arenata</i>	
		A7	Association of ammonites and planktonic foraminifera	
		A6	Association of <i>Palorbitolina lenticularis</i>	
125	Barremian	A5	Association of <i>Valsenina transiens</i>	unit 1 of Tisje Fm.
		A4	Association of <i>Choffatella desapiens</i> plus <i>Hensonina dinarica</i>	
		A3	Association of <i>Choffatella desapiens</i>	
		A2	Association of small pelecypodes and gastropodes	
130	Hauterivian ↓	A1	Association of charophytes and fresh-water ostracodes	
			HIATUS	

Tab. 5: Chronostratigraphische und Stufen-bezogene Zuordnung der kretazischen und unterpaleozänen Intervalle bzw. Mikrofossilassoziationen Nordsomalias (Ma*: Chronostratigraphische Zuordnung der Stufen nach: International Commission on Stratigraphy: 2004: International Congress Chart [Quelle: <http://www.stratigraphy.org/> vom 31. 10. 2005]).

B2) Intervall von B2 (= mittlere Einheit 3 der Tisje-Formation)

Assoziation von *Mesorbitolina* sp. ex interc. *texana/subconcava* und/oder *Peloriops ziregensis*

Dieses Intervall ist wiederum in den Profilen Xabaal Garure, Manna'a, Dhadhabo, Las Koreh und Togga Mareer entwickelt. Die Lithologien der diesem Intervall zugerechneten Sedimente variieren sehr deutlich; ebenso wie die Mächtigkeiten. Unterschiedlich ist auch der Ersteinsatz der namengebenden Fossilien. Häufig setzt die Assoziation B2) oberhalb eines mehr oder minder deutlich ausgeprägten Auftauchhorizontes ein, teilweise wird sie am Top ebenso begrenzt. Auch hier ist es wiederum notwendig, die Entwicklung dieses Intervalls von Profil zu Profil darzustellen.

Im Profil Xabaal Garure tritt die Assoziation B2) in einer Wechselfolge von gebankten, bioturbaten und fossilreichen Mergeln, Kalkmergeln und Kalken mit Pelecypoden (ohne Rudisten), Gastropoden und Echinodermen auf. Im diesem Profil überlagert B2) die Assoziation B1) ohne erkennbaren lithologischen Wechsel. Der Wechsel zur überlagernden Assoziation B3) wird durch einen untergeordneten Auftauch-

horizont markiert. Die Mächtigkeit der der Assoziation B2) zugeordneten Sedimente beträgt ca. 40m. Die Mikrofaunen der Assoziation B2) beinhalten im Profil Xabaal Garure:

Foraminiferen:

Astacolus? sp.
Buccicrenata hedbergi (MAYNC)
Charentia cuvillieri NEUMANN
Flabellamina alexanderi CUSHMAN
Hemicyclammina sigali MAYNC
Laevidentalina communis (D'ORBIGNY)
Marsonella subtrochus BARTENSTEIN
Mesorbitolina texana (ROEMER) sensu SCHROEDER (1985)
Mesorbitolina sp. ex interc. *texana/subconcava*
Mesorbitolina cf. *subconcava* (LEYMERIE)
Mesorbitolina subconcava (LEYMERIE)
Pyulina spp.
Sculptobaculites cf. *goodlandensis* CUSHMAN und ALEXANDER
Spirillina sp.
Triplasia acuta BARTENSTEIN und BRAND
Tritaxia tricarinata (REUSS)

Ostrakoden:

„*Bythoceratina*“? sp.
Bythocypris? aff. *symmetrica* MAJORAN
Cythereis aaramtaensis cf. *biconifera* BISCHOFF (s.s.: Tieferes Alb des Libanon)
Cythereis algeriana BASSOULLET und DAMOTTE (höheres Alb und Cenoman, südliche Tethys)
Cythereis arabica cf. *houneensis* BISCHOFF
Cythereis sp. aff. *C. phoenissa* BISCHOFF
Eocytheropteron sp.
Glenocythere cf. *bahreinensis* AL-ABDUL-RAZZAQ (s.s.: Oberes Alb - mittleres Cenoman; Arabien, Iran)
Metacytheropteron berbericum (BASSOULLET und DAMOTTE) (Cenoman, zentrale Tethys)
Paracypris mdaouerensis BASSOULLET und DAMOTTE
Paraphysocythere andreui n.sp.
Peloriops ziregensis (BASSOULLET & DAMOTTE) (oberes Alb und Cenoman; zentrale südliche Tethys)
Planileberis „*malzi*“ (BISCHOFF) (Alb von Israel und Libanon)
Schuleridea btaterensis laskorehensis n.ssp.
„*Spinoleberis*“? cf. *Spinoleberis?* IRK 20 GROSDIDIER
Strigosocythere sp.

Eine völlig andere Situation für diesen Zeitbereich wird im Profil Manna'a angetroffen. Hier manifestiert sich die Assoziation B2) lediglich in einer ca. 1 m mächtigen massigen Kalkbank mit *Mesorbitolina* sp. ex interc. *texana/subconcava* und *Buccicrenata hedbergi* (MAYNC) sowie in dieser Arbeit unbestimmten Kalkalgen. Diese Schicht wird von einer ca. 40m mächtigen Abfolge von (Mikrofossil-freien) sandigen Mergeln mit Einschaltungen von Pelecypoden-Lumachellen überlagert, die biostratigraphisch nicht eindeutig zugeordnet werden können. Da im Hangenden eine Aufschlusslücke von ca. 35m vorliegt, kann in diesem Profil keine Aussage über den Übergang zu B3)/B4) getroffen werden.

Im Profil Dhadhabo dagegen ist das Intervall B2) mit der Assoziation von *Mesorbitolina* sp. ex interc. *texana/subconcava* eindeutig nur geringmächtig. Es wird hier durch bioturbate gebankte Kalke mit Echinodermen repräsentiert, die lediglich eine Mächtigkeit von ca. 5m erreichen. Das Top der Einheit wird durch einen untergeordneten Auftauchhorizont markiert. Neben der namensgebenden Foraminifere wurden lediglich hier unbestimmte Kalkalgen beobachtet.

Im Profil Togga Mareer ist die Schichtenfolge mit der Assoziation B2) wiederum mächtiger (ca. 38m). Hier treten in einer Makrofossil-reichen Wechselfolge von Mergeln, Kalkmergeln und Kalken mit Rudisten (selten) und anderen Pelecypoden, Gastropoden, Echinodermen und seltenen Korallen neben *Mesorbitolina* sp. ex interc. *texana/subconca* auch *Mesorbitolina subconca* (LEYMERIE) und *Charentia cuvillieri* NEUMANN sowie hier unbestimmte Kalkalgen auf. Der Übergang zu den liegenden und hangenden Einheiten ist konkordant. Isolierte Mikrofossilien konnten nicht gewonnen werden.

Ebenso fossilreich ist die Assoziation B2) im Profil Las Koreh. Allerdings ist hier die Abgrenzung zu B3) problematisch, da das Profil noch im höheren (oberen?) Alb endet. Frei auf der Verwitterungsoberfläche des Profils liegend wurde hier *Iranoknemiceras* sp. gefunden, der nach COLLIGNON (in: <http://dlgl.univ-lyon1.fr/dochs6.html#résumé5> vom 22.08.05) im obersten Alb bis basalem Cenoman auftritt. Insgesamt besteht der ca. 60m mächtige obere Teil der aufgeschlossenen Schichtenfolge aus einer konkordanten Wechselfolge von zumeist bioturbaten Mergeln, Kalkmergeln und Kalken, die nur an der Basis und im oberen Teil Großforaminiferen führen. Auffällig ist hier das wiederholte Auftreten von Ammoniten (Engonoceraten: *Knemiceras* spp.), daneben sind Pelecypoden, Gastropoden und besonders im oberen Teil Echinodermen zu beobachten. Lediglich in einer Probe aus dem oberen Teil dieses Schichtkomplexes (LKO19, ca. 38m oberhalb der Basis von B2) konnte *Mesorbitolina texana* (ROEMER) sensu SCHROEDER (1985) bestimmt werden, die nach SCHRÖDER (op. cit.) ihre maximale biostratigraphische Erstreckung bis zum Ende des mittleren Albs hat. Somit können also die bis dahin beobachteten Mikrofossilassoziationen eindeutig B2) zugewiesen werden. Diese enthalten:

Foraminiferen:

Ammobaculites subcretaceus CUSHMAN und ALEXANDER
Ammobaculites sp.
Astacolus sp.
Buccicrenata hedbergi (MAYNC)
Charentia cuvillieri NEUMANN
Dentalina sp.
Lingulina sp.
Mesorbitolina texana (ROEMER) sensu SCHROEDER (1985)
 Orbitolinide indet. (abradiert)
Psilocitharella sp.
Pyramidulina sp.
Sculptobaculites cf. *goodlandensis* CUSHMAN und ALEXANDER
Triplasia acuta BARTENSTEIN und BRAND
Trochammina sp.

Ostrakoden:

Bythoceratina sp. A
Cythereis aaramtaensis cf. *biconifera* BISCHOFF
Cythereis algeriana BASSOULLET und DAMOTTE (höheres Alb und Cenoman, südliche Tethys)
Cythereis arabica cf. *houneensis* BISCHOFF
Cythereis sp. aff. *C. phoenissa* BISCHOFF
 „*Cythereis*“? sp.
Cytherella (?) sp.1
Eocytheropteron sp.
Glenocythere cf. *bahreinensis* AL-ABDUL-RAZZAQ
Paracypris mdaouerensis BASSOULLET und DAMOTTE (Cenoman, südliche Tethys)
Paraphysocythere andreui n.sp.
Peloriops ziregensis (BASSOULLET und DAMOTTE) (oberes Alb und. Cenoman; südliche Tethys)
Peloriops sp. aff. *P. elassodictyota* AL ABDUL-RAZZAQ

Schuleridea btaterensis laskorehensis n.ssp.
 „*Spinoleberis*“? *donzei* n.sp.
Strigosocythere sp.

Die oberste Mikrofossil-reiche Probe dieses Profils enthält (Lko22):

Foraminiferen:

Buccicrenata hedbergi (MAYNC)
Charentia cuvillieri NEUMANN
Orbitolina sp.
Sculptobaculites cf. *goodlandensis* CUSHMAN und ALEXANDER

Ostrakoden:

Cythereis algeriana BASSOULLET und DAMOTTE
Cytherella sp.
Cytherelloidea btaterensis BISCHOFF
Peloriops ziregensis (BASSOULLET & DAMOTTE)
 „*Veeniacythereis*“ *alabdulrazzaqi* n.sp

Da sich diese Fossilassoziaton nicht wesentlich von denen der liegenden Schichten unterscheidet, ist zu vermuten, dass das Profil im oberen mittleren Alb endet.

Alter: Während die beobachteten Großforaminiferen keine klare Abgrenzung der Assoziationen von B2) zum Apt hin ermöglichen, weisen die hier vorkommenden Ostrakoden klar auf ein Alb-Alter hin. Obwohl einige der aufgelisteten Ostrakoden-Arten bisher aus jüngeren Schichten als dem mittleren Alb bekannt sind, sind es wiederum die Großforaminiferen, die für die Assoziationen von B2) ein jüngeres Alter als das mittlere Alb ausschließen. Somit lässt sich dem Intervall B2) ein Alter vom höheren unteren bis zum oberen mittleren Alb zuweisen (siehe Tabelle 5).

B3) Intervall B3 (= obere Einheit 3 der Tisje-Formation)
Assoziation von *Mesorbitolina aperta* und *Conicorbitolina corbarica*

Diese Assoziation ist wegen der starken Übersotterung durch die hangenden massigen Kalke nur in drei der untersuchten Profile zumeist lückenhaft erschlossen: Xabaal Garure, Togga Mareer und Dhadhabo. Bis auf das Profil Togga Mareer, wo diese Assoziation in einem konkordanten Schichtkomplex zum Liegenden auftritt, ist sie in den beiden anderen Profilen sowohl im Liegenden und (soweit erschlossen) auch zum Hangenden durch kurzfristige Auftauchhorizonte begrenzt. In den Profilen Xabaal Garure und Togga Mareer tritt sie innerhalb einer kalkig-mergeligen Wechselfolge auf; im Profil Dhadhabo gehen die basalen Kalke zum Hangenden in regressive, stark siliziklastisch geprägte Ablagerungen über. Der Grenzbereich zu B4) ist im Profil Dhadhabo durch eine Aufschlusslücke von ca. 10m verdeckt. Die Mächtigkeiten der Schichtenfolge, in denen die Assoziation B3) zu beobachten ist, liegen bei ca. 20m. Die in dieser Einheit beobachteten Makrofossilassoziatonen variieren deutlich: Im Profil Xabaal Garure treten im unteren Teil vor allem Pelecypoden, Gastropoden und Echinodermen auf, im oberen Teil sind lediglich Korallen zu beobachten. In Profil Togga Mareer ist eine ähnliche Entwicklung zu beobachten, hier sind im oberen Teil jedoch auch Pelecypoden und Gastropoden vertreten. Im Profil Dhadhabo kommen an der Basis Rudisten und andere Pelecypoden sowie Echinodermen vor, im siliziklastisch geprägten Teil der Abfolge zunächst Ammoniten (Engonoceraten: *Knemicerias* sp. A) und schließlich am Top der aufgeschlossenen Schichtenfolge Pelecypoden und Poriferen. Die bestimmaren Mikrofossilassoziatonen des Intervalls B3) finden sich in der Regel in den Dünnschliffen von Proben aus der Basis dieser Schichtenfolge:

Foraminiferen:

Buccicrenata hedbergi (MAYNC, 1953)
Charentia cuvillieri NEUMANN, 1965 (nur Profil XGa)
Conicorbitolina corbarica SCHROEDER, 1985
Hensonina sp.
Mesorbitolina aperta (ERMAN, 1854)
Mesorbitolina subconcava LEYMERIE, 1878
Orbitolina cf. *sefini* HENSON, 1948

Daneben treten in den kalkigen Schichten häufig im Rahmen dieser Arbeit unbestimmte Kalkalgen auf. Im Profil Togga Mareer sind am Top dieser Assoziation häufig miliolide Foraminiferen zu beobachten.

Alter: Durch das gemeinsame Vorkommen von *Conicorbitolina corbarica* SCHROEDER; *Mesorbitolina aperta* (ERMAN) (beide ab oberem Alb) und *Mesorbitolina subconcava* (LEYMERIE) (bis maximal oberes Alb) lässt sich das Alter der Assoziation B3) auf das obere (nicht oberste) Alb datieren (siehe Tabelle 5).

B4) Intervall B4 (= untere Einheit 4 der Tisje-Formation)
Assoziation mit *Orbitolina sefini*

Diese sehr Mikrofossil-reiche Assoziation ist in allen diesen Zeitraum beinhaltenden Profilen zu beobachten: Profile Xabaal Garure, Manna'a, Dhadhabo, Togga Mareer und Biyo Kulule. Sie tritt zumeist in sehr harten, massigen Kalken auf („braune Wand“), die lokal die Erosionsbasis der Campan-Transgression bilden (Profil Dhadhabo). Lediglich in den Profilen Xabaal Garure und Togga Mareer sind im unteren Teil der diese Assoziation beinhaltenden Sedimente gebankte mergelige Schichten erschlossen, die vermutlich in den Profilen Manna' und Dhadhabo durch Hangschutt überdeckt sind. In den Fällen, wo der Kontakt zur liegenden Assoziation B3) erschlossen ist (Profile Xabaal Garure und Togga Mareer) greifen die basalen Sedimente mit B4) über einen klar ausgebildeten Auftauchhorizont hinweg. Im Profil Biyo Kulule bildet der obere Teil der Kalke mit B4) die Aufschlussbasis. Die maximale beobachtete Mächtigkeit der die Assoziation B4) beinhaltenden Sedimente liegt bei ca. 55m im Profil Xabaal Garure (mit einer Aufschlusslücke von ca. 22m im unteren Teil).

Innerhalb der Assoziation B4) können verschiedene Unterassoziationen beobachtet werden; allerdings ist deren Auftreten nicht kongruent, so dass fazielle Einflüsse in Bezug auf das Auftreten einzelner Arten zu vermuten sind. Deshalb ist unklar, ob diese Vorkommen von biostratigraphischer Relevanz sind; somit wird auf eine formelle Untergliederung verzichtet. Allerdings sollen im Folgenden die verschiedenen Assoziationen vom Liegenden zum Hangenden beschrieben werden. Bereits jetzt aber kann festgestellt werden, dass innerhalb von B4) eine offensichtlich phylogenetische Entwicklung von *Orbitolina sefini* HENSON hin zu *Orbitolina qatarica* HENSON zu beobachten ist, wobei das erste Auftreten von *Orbitolina qatarica* HENSON s.s. (siehe Neudefinition der Art in dieser Arbeit, Kapitel 5.1) hier die Basis der Assoziation C1) bildet und als Indikator für das untere Cenoman interpretiert wird.

Die Makrofossilführung ist durchweg reich: Im unteren Teil der Schichtenfolge dominieren Pelecypoden (ohne Rudisten), Gastropoden und Echinodermen; im oberen Teil sind es Rudisten und andere Pelecypoden, Korallen, daneben treten seltener Gastropoden und Echinodermen auf.

Im unteren - mergelig-kalkigen Teil - von B4) sind folgende Mikrofossilien zu beobachten:

Foraminiferen:

Buccicrenata hedbergi (MAYNC)
Charentia cuvillieri NEUMANN
Conicorbitolina corbarica SCHROEDER
Hensonina altispira (HENSON)
Mesorbitolina aperta (ERMAN)
Orbitolina sefini HENSON

Ostrakoden:

Amphicytherura (Sondagella) antiqua ROSENFELD und RAAB
Bairdia cf. IR B 35 GROSDIDIER
Cythereis algeriana BASSOULLET und DAMOTTE
Paracypris? sp.
Paraphysocythere sp. A
 „*Schizocythere*“ sp.

Daneben kommen im Rahmen dieser Arbeit unbestimmte Kalkalgen vor.

In den massigen Kalken des oberen Teils von B4) sind folgende Foraminiferen zu beobachten:

Buccicrenata hedbergi (MAYNC)
Conicorbitolina corbarica SCHROEDER
Conicorbitolina sp. ex interc. *C. corbarica/conica*
Dicyclina sp.
Hemicyclammia sigali MAYNC
Hensonina altispira (HENSON)
Hensonina? arabica (HENSON)
Hensonina lenticularis (HENSON)
Heterocoskinolina saintmarci n. sp.
Mesorbitolina aperta (ERMAN)
Orbitolina sefini HENSON
Orbitolina sp. ex interc. *O. sefini/qatarica*
Spirillina sp.

Daneben treten im Rahmen dieser Arbeit unbestimmte Kalkalgen auf.

Im Profil Xabaal Garure sind im obersten Teil von B4) neben den zuvor genannten Foraminiferen folgende Arten zu beobachten:

Ovalveolina maccognoae DE CASTRO
Ovalveolina crassa DE CASTRO
Sabaudia minuta (HOFKER jr.)

Im Profil Biyo Kulule treten im obersten Teil von B4) neben den zuvor genannten Arten auch folgende Foraminiferen auf (allerdings sind hier keine *Hensonina*-Arten vertreten):

Cuneolina sp.
Nezzazata simplex OMARA
Ovalveolina crassa DE CASTRO

In diesem Profil tritt im obersten Bereich von B4) *Eoradiolites plicatus* CONRAD (det. HÖFLING) (Alb) auf.

Alter: Oberstes Alb (siehe Tabelle 5). Die Alterseinstufung resultiert aus der Anwesenheit von *Orbitolina sefini* HENSON vor dem Erscheinen echter *Orbitolina qatarica* HENSON, wobei letztere in dieser Arbeit (neben anderen Foraminiferen) als indikativ für das untere Cenoman betrachtet werden (s.u.). Ebenso tritt *Conicorbitolina conica* (D'ARCHIAC) s.s., die ebenfalls erstmalig im unteren Cenoman vorkommt, erst ab der Assoziation C1) auf.

6.3 Cenoman (C)

Ablagerungen des Cenomans (obere Einheit 4 der Tisje-Formation) werden – fossil belegbar – nur in den Profilen Xabaal Garure, Manna'a und Biyo Kulule angetroffen, in denen sie die Sedimente des obersten Albs konkordant überlagern. Infolge der post-cenomanen/prä-campanen Erosion sind in diesen Profilen unterschiedliche Niveaus des Cenomans erhalten geblieben. Dementsprechend schwanken auch die Mächtigkeiten der dem Cenoman zuzuordnenden Sedimente deutlich: zwischen ca. 5m im Profil Biyo Kulule (nur basales Cenoman) und ca. 80m im Profil Xabaal Garure (unteres und mittleres Cenoman). Generell werden die cenomanen Ablagerungen diskordant von den transgressiven –zunächst siliziklastischen – Sedimenten des Campans überlagert (Einheit 5a der Tisje-Formation).

C1) Intervall C1 (tieferer Einheit 4 der Tisje-Formation)

Assoziation mit *Orbitolina qatarica*

Die Assoziation mit *Orbitolina qatarica* HENSON wird im Profil Biyo Kulule mit erosivem Kontakt von den transgressiven Ablagerungen des Campans überlagert; im Profil Manna'a geht sie in eine fossilfreie regressive siliziklastische Fazies über und nur im Profil Xabaal Garure wird sie konkordant von fossilführenden jüngeren Einheiten des Cenomans überlagert (C2-3). Die Assoziation findet sich an der Basis in mergelig/kalkigen Sedimenten, die im Profil Manna'a in siltig/feinsandige Mergel übergehen. Im Profil Xabaal Garure ist sie im oberen Teil in tonig/mergeligen Sedimenten enthalten. Die unteren Schichten mit C1) enthalten teilweise reiche Faunen von Makrofossilien mit Rudisten und anderen Pelecypoden, Korallen, Gastropoden und Echinodermen. Neben den für C1) charakteristischen Foraminiferen kann die Assoziation auch durch die aus den mergeligen Einschaltungen isolierten Ostrakoden identifiziert werden.

Foraminiferen:

Buccicrenata hedbergi (MAYNC)
Charentia cuvillieri NEUMANN
Chrysalidina cf. *gradata* D'ORBIGNY
Conicorbitolina conica (D'ARCHIAC)
Cuneolina pavonia D'ORBIGNY
Dicyclina sp.
Hensonina altispira (HENSON)
Hensonina? *arabica* (HENSON)
Heterocoskinolina saintmarci n. sp.
Mesorbitolina aperta (ERMAN)
Nezzazata simplex OMARA
Orbitolina qatarica HENSON
Praealveolina iberica REICHEL
Pseudorhapydionina cf. *laurinensis* (DE CASTRO)
Spirillina sp.

Ostrakoden:

Bairdia cf. IR B 35 GROSIDIER
Cythereis algeriana BASSOULLET und DAMOTTE
Cythereis namousensis BASSOULLET und DAMOTTE
Cytherella aegyptiensis COLIN und DAKKAK
Cytherella gigantosulcata ROSENFELD
 „*Eocytheropteron*“ cf. *E. pecteniferum* SZECHURA, ABD-ELSHAFY und BABINOT
Eocytheropteron aff. *glintzboeckeli* DONZE und LEFEVRE
Eocytheropteron sp.
Glenocythere bahreinensis AL-ABDUL-RAZZAQ
 „*Glenocythere*“ sp.

Somalikrithe alikassimi n.sp.
Majungaella dualehi n.sp.
Metacytheropteron berbericum (BASSOULLET und DAMOTTE)
Monoceratina? sp. VIVIERE
Paraphysocythere sp. A
Paraphysocythere? sp.
 „*Schizocythere*“ sp.
 „*Veeniacythereis*“ gr. *jezzineensis* Typ *jezzineensis* (BISCHOFF)
 „*Veeniacythereis*“ gr. *jezzineensis* Typ *streblolophata* (AL ABDUL RAZZAQ und GROSDIDIER)

Daneben treten in dieser Arbeit nicht identifizierte Kalkalgen auf.

Alter: Unteres Cenoman (siehe Tabelle 5). Die Einstufung basiert in erster Linie auf dem erstmaligen Auftreten von *Praealveolina iberica* REICHEL, die nach NEUMANN und FORCADE (1985, in: SCHROEDER und NEUMANN) erstmalig im basalen Cenoman auftritt. Ebenso ist *Conicorbitolina conica* (D'ARCHIAC) s.s. nach SCHROEDER (1985, in: SCHROEDER und NEUMANN) mit Sicherheit erst ab dem basalen Cenoman bekannt. Das erstmalige Auftreten beider Arten stimmt in Nordsomalia mit dem erstmaligen Auftreten von *Orbitolina qatarica* HENSON (s.s., diese Arbeit) überein. Da die letztere Art im Untersuchungsgebiet die größte Verbreitung hat, wird ihr Erstauftreten in der hier neu definierten Fassung als chronostratigraphischer Faktor für das untere Cenoman in Nordsomalia angesehen.

C2) Intervall C2 (= höhere Einheit 4 der Tisje-Formation)
Assoziation mit *Praealveolina cretacea*

Diese Assoziation wurde im Rahmen der vorliegenden Arbeit lediglich im Profil Xabaal Garure nachgewiesen. Hier tritt sie in Wechsellagerungen von zumeist bioturbaten Kalken, Mergeln und Tonsteinen auf, die in diesem Profil mit einer Mächtigkeit von ca. 20m den mittleren Teil der Einheit 4 der Tisje-Formation einnehmen. Diese Ablagerungen sind in der Mehrzahl reich an Makrofossilien mit Pelecypoden, Gastropoden, Echinodermen und Korallen. An Mikrofossilien werden beobachtet:

Foraminiferen:

Buccicrenata hedbergi (MAYNC)
Edomia reicheli HENSON (nur Top)
Hensonina lenticularis (HENSON) (nur Basis)
Praealveolina cretacea (D'ARCHIAC)
Praealveolina osimoi (ZUFFARDI-COMERCI)
Praealveolina cf. *tenuis* REICHEL (nur Top)
Pseudedomia drorimensis REISS, HAMAOUÏ und ECKER

Ostrakoden (nur oberer Teil von C2]):

Bairdia cf. IR B 35 GROSDIDIER
Cythereis namousensis BASSOULLET und DAMOTTE
Cytherella aegyptiensis COLIN und DAKKAK
Somalikrithe alikassimi n.sp.
Metacytheropteron berbericum (BASSOULLET und DAMOTTE)
Paracypris? sp.
Rehacythereis aff. *R. fahrioni* (BISCHOFF)
 „*Veeniacythereis*“ gr. *jezzineensis* Typ *jezzineensis* (BISCHOFF)
 „*Veeniacythereis*“ gr. *jezzineensis* Typ *streblolophata* (AL ABDUL RAZZAQ & GROSDIDIER)

Zusätzlich werden im Rahmen dieser Arbeit nicht identifizierte Kalkalgen beobachtet.

Alter: Mittleres Cenoman (siehe Tabelle 5). *Praealveolina cretacea* kommt nach NEUMANN und FOURCADE (1985, in: SCHROEDER und NEUMANN) im mittleren und oberen Cenoman vor. NEUMANN und FOURCADE (op. cit.) geben als Verbreitung für *P. tenuis* das oberste mittlere bis obere Cenoman von Europa bis Somalia an. Wegen ihrer stratigraphischen Position im Profil Xabaal Garure unterhalb des Auftretens von *Selliaveolina viallii* DE CASTRO (1985, in: SCHROEDER und NEUMANN: bis Ende des mittleren Cenomans), in Assoziation C3) werden die vorliegenden Exemplare hier dem höheren mittleren Cenoman zugeordnet.

Bemerkungen: Es muss an dieser Stelle erneut betont werden, dass sich die Assoziation C2) in einem konkordanten Schichtverband mit Assoziation C1) befindet. Die litho- und biofaziellen Merkmale beider Einheiten sind in ihrer Gesamtheit identisch. Um so erstaunlicher ist in diesem Zusammenhang, dass im untersuchten Material der Assoziation C2) keinerlei Orbitolinen mehr beobachtet werden, die zumindest in Europa bis zum Ende des mittleren Cenomans vorkommen (e.g. *Conicorbitolina conica* (D'ARCHIAC) sensu SCHROEDER (1985, in: SCHROEDER und NEUMANN)).

C3) Intervall C3 (= obere Einheit 4 der Tisje-Formation)
„Assoziation“ mit *Selliaveolina viallii*

Der obere Teil der Einheit 4 der Tisje-Formation wird im Profil Xabaal Garure von größtenteils massigen, fossilarmen und partiell stark rekristallisierten bis (am Top) verkarsteten Kalken eingenommen (Mächtigkeit: ca. 40m). An Makrofossilien treten lediglich selten Pelecypoden und Gastropoden auf. Innerhalb dieses Komplexes findet sich ca. 15m unterhalb der diese Einheit begrenzenden Diskordanz in einer Probe (XGa 102b): *Selliaveolina viallii* COLALONGO, in einer biosparitischen Fazies.

Alter: Oberes mittleres Cenoman (siehe Tabelle 5). *Selliaveolina viallii* COLALONGO tritt nach DE CASTRO (1985, in: SCHROEDER und NEUMANN) maximal bis zum Ende des mittleren Cenomans auf, so dass hier wegen der Fauna der liegenden Einheit C2) als Alter das obere mittlere Cenoman gegeben werden kann.

6.4 Campan (D)

Die hier zum Campan gestellten Ablagerungen der Einheit 5 der Tisje-Formation überlagern die der Einheit 4 in Nordsomalia mit einer ausgeprägten Diskordanz. Die erneute, wiederum aus östlicher Richtung vordringende Transgression, die zunächst mit fossilfreien litoralen siliziklastischen transgressiven Sedimenten der Einheit 5a beginnt, kulminiert in den flachmarinen vorwiegend kalkig/mergeligen Ablagerungen der Einheit 5b der Tisje-Formation. Diese Schichten treten im östlichen Ahl Medo (Profil Xabaal Garure) und im Ahl Meskat (Profile Biyo Kulule und Tisje) besonders prägnant zutage. Sie zeichnen sich durch eine reiche Makro- und Mikrofauna aus, wobei hier in der Makrofauna besonders die Rudistenbioherme (mit *Vaccinites macgillavryi* PALMER, *Biradiolites bulgaricus* PAMOUKTCHIEV und *Praeradiolites aristides* MUNIER-CHALMAS; in: PONS et al., 1992) ein unübersehbares Element bilden. Daneben treten andere Pelecypoden, Echinodermen und Korallen auf. Im Ahl Meskat liegen diese Schichten in vorwiegend kalkiger Fazies vor, nach Westen hin (östlicher Ahl Medo; Profil Xabaal Garure) steigt innerhalb dieser Einheit der Anteil siliziklastisch geprägter Sedimente an. Noch weiter westlich, im zentralen Ahl Medo (Profile Manna'a und Dhahabo) verliert sich schließlich der ausgeprägte Charakter der Einheit 5b) und geht in undifferenzierbare, rein klastische Sedimente über.

Die kalkig/mergeligen Sedimente der Einheit 5b) beinhalten eine reiche Mikrofauna, die durch signifikante Großforaminiferen und Ostrakoden charakterisiert wird. Allerdings ist es nicht möglich innerhalb dieser Assoziationen stratigraphische Untergliederungen vorzunehmen. Deshalb kann hier nur eine Assoziation ausgegliedert werden:

D1) Intervall D1 (Einheit 5b der Tisje Formation)

Assoziation mit *Orbitoides tissoti*

Foraminiferen:

Ammobaculites sp.2
 ?*Anomalinoidea* sp.1
Baggina sp.
Hellenocyclina? *dordoniensis* (HOFKER Sr.) s.s.
Hellenocyclina? *dordoniensis somalica* n. ssp.
Orbitoides tissoti SCHLUMBERGER sensu NEUMANN
Pseudedomia complanata EAMES und SMOUT
Pseudedomia sp. aff. *Pseudedomia complanata*
Rotalia skourensis PFENDER
Valvalabamina sp. 1

Ostrakoden:

Acanthocythereis sp. 1
Acanthocythereis? *conjuncta boeckelmanni* n.ssp.
Athersuchicythere elongata Gen. nov. n.sp.
Bairdia IR C 19 GROSDIDIER
 „*Brachyicythere*“ *reymenti* EMAMI
 „*Brachyicythere*“ *tumida* AL FURAIH
 ?*Brachyicytheridae* gen indet“ *inversovalva* n.sp.
Brouwersicythere salehi (AL FURAIH, 1984)
Bythoceratina sp. B
Crenaleya schroederi n.sp.
 Cytheracea Gen. indet. sp.
Cytherella cf. *ludbrookae* NEALE
Cytherella sp. aff. *C. truncata* (BOSQUET) sensu HERRIG (1966)
Cytherella (?) sp.3
Cytherelloidea tisjehensis n.sp.
Dameriacella sp. aff. *D. tranquilis* (AL-FURAIH)
 „*Doloccytheridea*“? sp. aff. *D. atlasica* BASSOULLET und DAMOTTE
Holcopocythere sp.
Kaesleria sp.
 „*Occultocythereis*“ *celata* (AL-FURAIH)
 „*Occultocythereis*“ *alfuraihii* n. sp.
Ovocytheridea? sp.
Paracypris cf. *dubertreti* DAMOTTE und SAINT-MARC
 Parvacythereini Gen. indet. sp. 1
Peloriops phumatoides (DAMOTTE und OERTLI)
Phalcocythere hebes AL-FURAIH
Platella sp. 2
Saudileberis ovata (AL-FURAIH)
Soudanella dolabrata AL-FURAIH
Strigosocythere? cf. *tetrancota* AL-ABDUL-RAZZAQ
Strigosocythere? *subrectangulata* n.sp.
 „*Tanzanicythere*“? sp.
Trachyleberidea? *bismuthi* n.sp.
Uroleberis lacrimaeformis LUGER

Zusätzlich werden in dieser Arbeit nicht identifizierte Kalkalgen beobachtet (siehe hierzu PONS et al., 1992).

Alter: Campan (siehe Tabelle 5). Die Foraminiferenassoziation von *Hellenocyclina? dordoniensis* (HOFKER Sr.) s.s., *Orbitoides tissoti* SCHLUMBERGER, *Pseudedomia complanata* EAMES und SMOUT und *Rotalia skourensis* PFENDER weist hinreichend deutlich auf ein campanes Alter der Assoziation hin und lässt sich gut von der des Maastrichts der unteren Auradu-Formation abgrenzen. Die Ostrakodenassoziation dagegen lässt keine klare Abgrenzung zum Maastricht zu. Die Einstufung der Assoziation D1) korreliert gut mit der von PONS et al. (1992) vorgenommenen altersmäßigen Zuordnung der begleitenden Rudisten. Die Assoziation D1) korreliert eindeutig mit der der Qandala-Formation im höheren Nordosten von Somalia von CHIERCHI et al. (1993), aus der eine identische Großforaminiferenfauna beschrieben wird.

6.5 Maastricht (E)

Nach einer leichten Verflachung des Ablagerungsraumes, während der es erneut zur Ablagerung randlich mariner siliziklastischer Sedimente kam (Einheit 5c der Tisje-Formation), erfolgte ab dem (oberen?) Maastricht in Nordsomalia aus östlicher Richtung, eine erneute Transgression, die bis zum unteren Eozän zur Ablagerung flachmariner karbonatischer Sedimente in Karbonatrampenfazies führte (Auradu-Formation). Bereits im Maastricht erreichte die Karbonatrampenfazies den Bereich des zentralen Ahl-Medo (Profil Dhadhabo); im Paleozän dehnte sich der marine Ablagerungsraum noch weiter nach Westen bis in das Gebiet um Hargeisa sowie nach Süden aus.

Die Sedimente der Auradu-Formation zeichnen sich durch ihren Reichtum und eine hohe Diversität sowohl der Makro- als auch der Mikrofaunen aus (Ausnahme: basales Paleozän, s.u.). In den untersuchten Profilen in Nordsomalia bilden im Maastricht wiederum besonders Rudisten die dominierenden Elemente der Makrofauna (siehe hierzu PONS et al., 1992), daneben treten andere Pelecypoden, Korallen und Echinodermen auf. Die Mikrofaunen sind durch eine relativ hohe Diversität der Großforaminiferen gekennzeichnet; die Diversität der begleitenden Ostrakodenfaunen ist extrem hoch. Ebenso treten reiche Mikroflora von Kalkalgen auf. Wegen der wahrscheinlich starken Faziesabhängigkeit der beobachteten Mikrofaunenelemente erscheint es dem Autor nicht möglich, innerhalb des Maastrichts eine Untergliederung in einzelne Assoziationen vorzunehmen. Das bereits im Gelände am leichtesten zu identifizierende Element der Großforaminiferenfaunen ist *Loftusia* spp., weshalb Mikrofossilassoziationen hier unter diesem Namen geführt werden:

E1) Intervall E1 (= untere Auradu-Formation)

Assoziation mit *Loftusia* spp.

Foraminiferen:

?*Anomalinoidea* sp.1

Antalya korayi FARINACCI und KÖYLÜOĞLU

Arenobulimina sp.

Baggina sp.

Dictyoconus sp.1

Dictyoconus? sp. 2

„*Dicyclina*“? sp.

Dukhanina? cherchii n. sp.

Fissoelphidium sp.

Ma*	Cretaceous and Paleocene stages	N Somalia present paper Intervall No.	N Somalia Xabaal Garure CHIERCHI and SCHROEDER, 1999	Foraminifera and calcareous algae SIMMONS, 1994 Biozone	Oman Subzone	Oman Ostracoda ATHERSUCH, 1994 regional zonation subzone	Israel Ostracoda HONIGSTEIN, RAAB & ROSENFELD, 1985
60	Selandian ↑	not investigated				not studied	not studied
65	Danian	?▲ F2 F1				<i>Hornbrockella divergens</i>	
70	Maastrichtian	E1				<i>Peloriops phumatooides</i>	<i>Hazelina cf. H. ordoniya</i>
75	Campanian	unzoned				<i>Brachycythere tumida</i> <i>Brachycythere meata</i>	unzoned
80		D1					<i>Brachycythere beershevaensis</i>
85	Santonian	unzoned				<i>Mehesella</i> spp.	<i>Leguminocythereis dorsocostatus</i> <i>Limburgina miarensis</i> <i>Cythereis rosenfeldi rosenfeldi</i>
90	Coniacian	HIATUS					<i>Phyrocythere lata</i>
95	Turonian	HIATUS		not studied	not studied	HIATUS	<i>Oerthella dextrospinata</i>
100	Cenomanian	C3 C2 C1 B4				<i>Metacythopteron berbericum</i> <i>Veenacythi. streptolophata</i> <i>Glenocythere bahreinensis</i> <i>Metacythopteron baidarensis</i>	<i>C. rawashensis kenanensis</i> <i>Neocyprideis vandenboldi</i> <i>Metacythopteron berbericum</i> <i>Amphicytherea distincta</i> <i>Veenacythereis jezineensis</i> <i>Neocythere ? N. bisulcata</i>
105	Albian	B3 B2 B1				<i>Schuleridea baidarensis</i>	<i>Monoceratina shimomensis</i>
110		HIATUS					
115		A8 A7 A6 A5 A4 A3 A2 A1				<i>Schuleridea</i> spp.	<i>Eocythopteron ramiensis</i>
120	Aptian		<i>Palorbitolina lenticularis</i>	<i>Hensonella dinarica</i>		Indet. Genus IRP 6	<i>Cytherura talmeyateensis</i>
125	Barremian		<i>Dictyoconus arabicus</i> <i>Vaiserina transiens</i>	<i>Palorbitolina lenticularis</i>		unzoned	<i>Cythereis batarensis interincta</i>
130	Hauterivian ▼	HIATUS		<i>Permoacculus inopinatus</i>			<i>Cypridea libanensis</i> <i>Schulendea bullata</i>

Tab. 6: Vergleich (über)regionaler Zonierungen von Großforaminiferen, Kalkalgen und Ostrakoden. Für den ostarabischen/iranischen Raum liegen nach Kenntnis des Autors bedauerlicherweise keine veröffentlichten Zonierungen für die Großforaminiferen der Oberkreide vor. (Chronostratigraphie wie in Tabelle 6). *Gyroconulina columellifera* SCHROEDER und DARMORIAN.

Hellenocyclina? dordoniensis (HOFKER Sr.) s.s.
 „*Idalina*“ sp.
Laffitteina aff. *jaskii* RAHAGHI
Lenticulina sp.
Loftusia coxi HENSON
Loftusia elongata COX (Mitte häufig, o. selten)
Omphalocyclus macroporus (LAMARCK)
Orbitoides sp. aff. *Orbitoides* gr. *apiculata* (SCHLUMBERGER)
 ?*Paralabamina* sp.
Pararotalia sp.
Pseudedomia sp.
Pseudochubbina? sp.
Pseudomphalocyclus blumenthali MERIÇ
Pseudomphalocyclus cf. *blumenthali* MERIÇ
Pseudorbitolina schroederi n.sp.
Rotalia trochidiformis (LAMARCK)
Saudia sp.

Ostrakoden:

Acanthocythereis? conjuncta radziwili n.ssp.
Bairdia IR C 19 GROSDIDIER
Bairdia sp. 1
Bairdia? sp.
Bairdopillata? sp.
 „*Brachycythere*“ *undosa* AL-FURAIH
Bythoceratina sp. B
Bythocypris sp. A
 „*Bythocypris?*“ sp.
Cytherella cf. *parallela* (REUSS) sensu HERRIG (1966)
Cytherella cf. *truncata* (BOSQUET) sensu HERRIG (1966)
 „*Eocytheropteron?*“ *beydouni* n.sp.
Kaessleria bilirata (AL-FURAIH)
Kaessleria trahea (AL-FURAIH)
 „*Somalikrithe?*“ cf. *alikkassimi* n.sp.
Nucleolina diluta AL-FURAIH
 „*Occultocythereis*“ *celata* (AL-FURAIH)
Paragrenocythere biclavata AL-FURAIH
 „*Parexophthalmocythere*“ sp.
Peloriops phumatoides (DAMOTTE und OERTLI)
Phalcocythere hebes AL-FURAIH
Platella sp. 1
Platella? cf. *zinensis* (HONIGSTEIN und ROSENFELD)
 „*Rostroclytheridea?*“ sp.
Saudileberis ovata (AL-FURAIH)
Saudileberis? *siddiquii* n.sp.
Somalileberis hillebrandti LUGER
Soudanella dolabrata AL-FURAIH
Tubercocytheridea sp.

Die begleitenden Mikroflora wurden von KUSS (in: LUGER und KUSS, 1993) beschrieben.

Alter: Maastricht (siehe Tabelle 5). Sowohl die bekannten Foraminiferen- als auch die Ostrakodenfaunenelemente lassen keine andere Zuordnung zu. Häufig im Maastricht von Nordsomalia vertretene Foraminiferenarten wie *Antalya korayi* FARINACCI und KÖYLÜOĞLU und *Pseudomphalocyclus blumenthali* MERIÇ werden neben *Loftusia* spp. aus dem oberen Maastricht der Türkei beschrieben. Allerdings ist unklar, ob die Autoren sich auf die alte Definition des Maastrichts (inkl. *G. falsostuarti*-Zone) oder neue Definition nach ODIN (1996) (Beschränkung des Maastrichts auf die *G. gansseri*- und *A. mayaroensis*-Zone)

beziehen. Aus diesem Grund – sowie den zuvor genannten Gründen möglicher Faziesunterschiede - wird vom Autor hier keine detailliertere chronostratigraphische Zuweisung versucht.

Bemerkungen: Da bisher keinerlei Daten über die flachmarinen Ostrakodenfaunen aus dem Gebiet der Türkei vorliegen, bleibt es von hohem Interesse, ob sich die im Kapitel 8 als *Kaesleria*-Provinz-Faunen vorgestellten Ostrakoden auch in der höheren Oberkreide der Türkei wieder finden (siehe unten). Die Foraminiferen-Daten sprechen in hohem Grade dafür. In dieser Hinsicht erscheinen weitere Untersuchungen angebracht.

6.6 Unteres Paleozän (Dan; F)

Die K/T-Grenze konnte im Rahmen der untersuchten Schichtenfolge nur im Profil Tisje erfasst werden. Wie bereits in LUGER et al. (1990) erwähnt und von CHIERCHI et al. (1993) für die Region Qandala bestätigt, liegt die K/T Grenze in NE-Somalia innerhalb eines konkordanten Schichtkomplexes massiger Kalke. Während noch im obersten Maastricht wiederholt Aufarbeitungslagen (Sturmlagen) mit umgelagerten Rudisten etc. zu beobachten sind, liegen die letzten Schichten des Maastrichts in ungestörten Kalksteinen mit der reichen Fauna des Maastrichts in den untersten 2m der massigen Kalke vor. Ohne lithofaziellen Wechsel verschwindet die Fauna des Maastrichts abrupt in den direkt darüber folgenden Kalken, in denen lediglich kleine benthonische Foraminiferen vorkommen.

F1) Intervall F1 (= untere, nicht basale Auradu-Formation) Assoziation mit kleinen bethonischen Foraminiferen

Oberhalb der letzten, anhand der in ihnen enthaltenen Fauna noch dem Maastricht zuzuordnenden Kalke folgen ohne erkennbare Sedimentationsunterbrechung ca. 30 m massige Kalksteine. Diese enthalten im unteren Teil lediglich kleine benthonische Foraminiferen wie Valvulinidae und Miliolidae sowie Kalkalgen und kleine Pelecypoden (analog zum Profil von Qandala in CHIERCHI et al. [1993]). Erst im oberen Teil dieser Schichtenfolge treten wieder Korallen und auch Echinodermenreste hinzu. Stratigraphisch eindeutig zuzuordnende Leitfossilien treten im unteren Teil nicht auf.

Alter: Das Alter des Intervalls F1) läßt sich bisher nur aus Analogieschlüssen ableiten. Zunächst ist das abrupte Erlöschen der reichen Maastrichtfauna an der Basis von F1) von Bedeutung, was höchstwahrscheinlich mit dem weltweiten Aussterbeereignis an der K/T-Grenze gleichzusetzen ist. Weiterhin geht die Schichtenfolge konkordant in die Ablagerungen des Intervalls F2) über, das dem mittleren Dan zuzuordnen ist (s.u.). Daher kann für das Intervall F1) ein Alter des unteren Dans angenommen werden (siehe Tabelle 5). Dies ist insofern von besonderem Interesse, da das Profil Tisje (neben dem Profil Qandala in CHIERCHI et al. [1993]) somit eine der seltenen Lokalitäten mit wahrscheinlich ungestörter Überlieferung der K/T-Grenze in lagunärer Flachwasserfazies darstellten könnte.

F2) Intervall F2 (= untere, nicht basale Auradu-Formation) Assoziation mit *Lockhartia diversa* und *Rotalia cf. dukhani*

Oberhalb der letzten Schichten von F1) folgen ca. 2m mächtige dunkle Mergel, aus denen eine reiche Assoziation von (Groß)Foraminiferen und Ostrakoden isoliert werden konnte. Diese werden wiederum konkordant von massigen Kalken mit Großforaminiferen (mit *Lockhartia diversa* SMOUT) überlagert, von denen im

Rahmen dieser Arbeit nur die unteren 25 m untersucht wurden (Profile Galgalo und Tisje). Die Mergel an der Basis von F2) enthalten:

Foraminiferen:

? *Anomalinoidea* sp.2
 "Carterina"? sp.
Charltonina madrugensis (CUSHMAN und BERMÚDEZ)
Lockhartia diversa SMOUT
Planorbulina? sp.
Pyulina sp.
Rotalia cf. *dukhani* SMOUT
Quadriforminella sp. aff. *Q. permira* VETROVA
Tritaxia? sp.
Valvalabamina sp. 2
Valvalabamina sp. 3

Ostrakoden:

Acanthocythereis sp. 2
Acanthocythereis? conjuncta conjuncta AL-FURAIH
Cytherella sp.2
Holcopocythere falsocolata AL-FURAIH
Hornibrookella soliporosa (AL-FURAIH)
Isalocopocythere? szczechurai n.sp.
Keijicyoidea aff. *antekeiji* GUERNET, BIGNOT, COLIN und RANDRIAMANANTENASOA
Nucleolina cf. *diluta* AL-FURAIH
 „*Occultocythereis*“ cf. *arabica* AL-FURAIH
Paragrenocythere cf. *biclavata* AL-FURAIH
Phalococythere bullita AL-FURAIH
Saudileberis stagnosa (AL-FURAIH)
Saudileberis vulsa (AL-FURAIH)
Schaubiana eopaleocenica n.sp.
Schizoptocythere torquata SIDDIQUI und AL-FURAIH
Spinoleberis obvia AL-FURAIH

Alter: (?) mittleres unteres Paleozän (Dan) (*Rotalia* cf. *dukhani* SMOUT und primitive *Lockhartia diversa* SMOUT).

Die im Hangenden folgenden massigen Kalksteine, sind von einer relativ monotonen Fauna mit sehr häufigen *Lockhartia diversa* SMOUT geprägt. Extrem selten tritt *Ammobaculites* sp.1 auf (Profil Galgalo; hier besteht eine Aufschlusslücke von ca. 23m zwischen den Schichten des Maastrichts und denen des unteren Paleozäns). Diese Assoziationen dürften ebenfalls noch dem unteren Paleozän zuzuordnen sein (Dan, siehe Tabelle 5).

7 Paläoökologie

Zur Erstellung einer korrekten Biostratigraphie ebenso wie zur Rekonstruktion des Ablagerungsraumes zu einer gegebenen Zeit ist die Betrachtung der palökologischen Verhältnisse von entscheidender Bedeutung. Jeder Organismus ist (bzw. war) in seiner Verbreitung an bestimmte palökologische Bedingungen gebunden. Dies gilt insbesondere auch für Leitfossilien in der Mikropaläontologie, seien es kalkschalige, organisch-wandige oder kieselige Organismengruppen (HAQ et al 1978; MARTIN, 2000).

Die Basis einer korrekten palökologischen Interpretation bildet die Präsenz diagenetisch möglichst wenig beeinflusster autochthoner (oder par-autochthoner) Fossilvergesellschaftungen (Thanatozöen [z. B. aus planktonischen und benthonischen Foraminiferen seit der Kreide]). Besonders im Bereich der Mikropaläontologie können bereits geringfügige diagenetische Veränderungen (wie z.B. frühdiagenetisch erniedrigte pH-Werte im mixohalinen Bereich oder Rekristallisation bzw. Karbonatlösung im weiteren Verlauf der Diagenese) zu empfindlichen Veränderungen der überlieferten Fossilassoziationen führen. Diese Prozesse, sofern indiziert, verhindern eine qualitative und quantitative Analyse der betrachteten Faunen. Ebenso stellt in diesem Zusammenhang die Art der Probenaufbereitung zur Gewinnung isolierter Mikrofossilien eine Gefahr als Möglichkeit der selektiven Veränderung kalkiger Mikrofaunen dar (z.B. bei stark Fe-sulfid reichen oder bituminösen Proben bei der Behandlung mit H_2O_2 durch die mögliche Bildung von Säuren und somit mögliche selektive Vernichtung besonders lösungsanfälliger Faunenelemente). Da die oben genannten Prozesse bis zur völligen Abfuhr kalkiger Mikrofossilien führen können, bildet neben den diagenetischen Prozessen auch die Art der Aufbereitung - bei Nichterkennung der Fehlerquellen - gelegentlich die Ursache für eine völlige Fehlinterpretation der - zumeist kieseligen - Relikt-Faunen (Oryktozöosen) und somit der paläoökologischen Interpretation (z.B. Zuordnung zu sub- oder anoxischen Ablagerungsbedingungen; extremen Kaltwassern oder abyssischen Tiefen). Sollten hierbei nicht absolut sicher zuzuordnende Faunenelemente auftreten, so sind derartige Relikt-Faunen von vornherein von jedweder Interpretation auszuschließen. Allerdings werden extreme ökologische Bedingungen (auch bei Oryktozöosen) im fossilen Bereich gelegentlich durch das Auftreten von an extreme ökofazielle Ablagerungsbedingungen angepasste „Spezialisten“ dokumentiert.

Die in dieser Arbeit behandelten kalkig-wandigen kretazischen Mikrofossilgruppen (Foraminiferen, Ostrakoden) haben an der Kreide/Tertiär-Grenze empfindliche Aussterbe-Ereignisse erfahren. Dennoch kann auch hier ohne große Probleme auf das „Aktualismusprinzip“ zurückgegriffen werden („the present resembles the past“). Dies ist möglich, weil die vorliegenden Hauptökofaziestypen so eindeutig fossil belegt werden können, dass eine Ableitung der palökologischen Verhältnisse beinahe direkt aus dem Vergleich mit rezenten Ökotopten möglich ist. Es erscheint dem Autor allerdings als höchst problematisch innerhalb der Hauptökofaziestypen in dieser Arbeit noch weitere Untergliederungen vorzunehmen, da hierfür eine engräumige und durchgehend dichte Beprobung vorliegen müsste, die im Rahmen der Geländearbeiten nicht vorgenommen werden konnte.

In der vorliegenden Arbeit können anhand der Mikro- und Makrofaunen in situ drei Hauptökofaziestypen ausgegliedert werden, die entweder durch diachronen onlap oder durch lateralen Übergang in isochrone randlich marine bis kontinentale siliziklastische, fossilfreie Ablagerungen von Osten nach Westen hin auskeilen. Dies sind:

- a) Die limnisch/brackische (bis hin zu eingeschränkt lagunäre) Ökofazies („somalischer Wealden“).

- b) Die Karbonatrampen-Ökofazies
- c) Die offen marine, flache Schelf-Ökofazies (sub-pelagisch)

Während die Ökofaziestypen a) und c) nur in kurzen, zeitlich stark eingegrenzten Intervallen zu beobachten sind, bildet der Ökofaziestyp b) den Hauptteil der untersuchten Ablagerungen. Hier, wie auch in den anderen Faziestypen wird von vielen Autoren anhand litho- und biofazieller Merkmale häufig eine Unterteilung in weitere laterale Subfaziestypen unternommen (flache Schelf Fazies, Riffhang-Fazies, Riff-Fazies - oder auch [oolithic] shoals, intra-Plattform-Fazies [meist lagunär] und litorale Fazies) (siehe z. B: ARNAUD-VANNEAU, 1980; BABINOT, 1980; GARGOURI-RAZGALLAH, 1983, BANNER und SIMMONS, 1994 u.v.a.). Dies kann allerdings an dieser Stelle aus den oben angeführten Gründen nur in Ausnahmefällen bei besonders hervorstechenden Merkmalen vorgenommen werden.

Selbstverständlich stellen auch in der vorliegenden Arbeit die Begleitfaunen der Makrofossilien (Ammoniten, Echinodermen, Gastropoden: unter anderen Nerineen, Korallen, Pelecypoden: unter anderem Rudisten) sowie lithofazielle Merkmale wichtige zusätzliche Informationsquellen für die palökologische Interpretation der Mikrofossilassoziationen dar.

Die palökologische Interpretation kretazischer und tertiärer Foraminiferenfaunen erschließt sich aus dem direkten Vergleich mit der rezent angetroffenen Situation. Besonders BOLTOVSKOY und WRIGHT, 1976; HART, 1980 (et seq.); REISS und HOTTINGER, 1984 sowie MURRAY, 1991, 2000 (in MARTIN) neben vielen anderen stellen hierfür grundlegende Beobachtungen dar. Es erscheint dem Autor daher als nicht erforderlich, an dieser Stelle die Grundprinzipien der (Pal-)Ökologie der Foraminiferen zu wiederholen, da hierzu bereits zahlreiche Publikationen existieren.

Das Gleiche gilt für die (Pal-)Ökologie der Ostrakoden, die als eine der wenigen hochentwickelten schalentragenden tierischen Mikroorganismengruppen in sämtlichen aquatischen Milieus vertreten sind (von abyssischen marinen Bereichen oberhalb der CCD bis hin zu limnischen oder aquatischen terrestrischen Ökotopten). Je nach Alter, Fazies und (Paläo-)Geographie sind dabei für jeden Bereich charakteristische Ostrakodenvergesellschaftungen mit den für den jeweiligen Bereich an das Ökotopt angepassten Gattungen und Arten zu beobachten. Dementsprechend ist auch hier die Anzahl der Publikationen zur (Pal-)Ökologie dieser Fossilgruppe immens. Grundlegende Arbeiten stellen beispielsweise die Arbeiten von MORKHOVEN, 1963 und NEALE, 1964 dar. Es ist an dieser Stelle unmöglich die Vielzahl von Monographien, Einzelpublikationen und Kongressbänden, die zu diesem Thema (teilweise für einzelne Arten oder Gattungen) erschienen sind, aufzuführen. Es dürfte dem interessierten Leser leicht fallen, hierzu Informationen zu sammeln (im Zweifelsfall kann eine Anfrage bei OSTRACON@LISTSERV.UH.EDU weiterhelfen).

7.1 Die limnisch/brackisch/lagunäre Ökofazies („somalischer Wealden“) (a)

Dieser Ökofaziestyp wird in Nordsomalia lediglich in Sedimenten an der Basis der die jurassischen Sedimente diskordant überlagernden Ablagerungen des basalen Apts angetroffen (siehe Kapitel 6 A): Intervalle A1/A2). Zumeist handelt es sich hierbei um bis auf kleine Gastropoden und Pelecypoden weitgehend Mikrofossil-freie, teils stark bioturbate oder auch gebankte, mikritische karbonatisch/ sandige (Osten) oder auch vorwiegend tonige, feinschichtige Sedimente (Westen).

Nur an zwei Lokalitäten (Profil Xabaal Garure [Osten] und Dhadhabo [Westen]) gelang es, aus der Basis dieser Ablagerungen Mikrofossilassoziationen zu gewinnen, die eindeutig als limnische Faunen zu identifizieren sind. Sie enthalten sowohl limnische Charophyceen und Ostrakoden (für eine Auflistung der Arten siehe LUGER und SCHUDACK, 2001 sowie Kapitel 6: Intervall A1).

Nur ungenau ausdeutbar sind die o.g. weitgehend Mikrofossil-freien Ablagerungen des Intervalls A2 dieser Arbeit (Kapitel 6: Intervall A2). Im Profil Xabaal Garure könnten die starken Bioturbationen auf ein flachmarines Ablagerungsmilieu innerhalb einer geschützten Lagune hinweisen. Hierfür spricht besonders auch das gelegentliche Auftreten von Echinodermenresten. Die häufig zu beobachtende Dolomitisierung der Karbonate weist auf eine diagenetische Veränderung dieser Ablagerungen hin, der wiederholte Eintrag siliziklastischer Elemente (Quarz) betont ihren küstennahen Charakter.

7.2 Die Karbonatrampen-Ökofazies (Apt-Cenoman, Campan, Maastricht, u. Paleozän) (b)

Die Sedimente der Karbonatrampen-Ökofazies nehmen den Hauptteil der kretazischen Ablagerungen im untersuchten Bereich des zentralen und östlichen Nordsomalias ein. Nach Westen hin gehen die Ablagerungen zunehmend in siliziklastisch geprägte Sedimente über (Bereich von Erigavo) und werden auch zunehmend durch siliziklastischen Eintrag geprägt. In Nordwestsomalien (Bereich von Berbera/Borama) kamen nur noch siliziklastische Sedimente zur Ablagerung (siehe Kapitel 3).

7.2.1 Apt

Noch im tieferen Unterapt (Intervall A3) liegen hier zunächst im Osten sowohl Makro- als auch Mikrofossilarme, zumeist bioturbate mikritische Kalke, im Westen auch sandige Kalke, mit untergeordneten Auftauchhorizonten vor. Neben kleinen, nicht näher bestimmbareren Foraminiferen bildet hier *Choffatella descipiens* (SCHLUMBERGER) das einzige hervorstechende Element der monotonen Mikrofauna. Nach BANNER und SIMMONS (1994, Oman) trat *C. descipiens* vom Circalitoral bis zum mittleren Schelfbereich auf (Wassertiefen zwischen 0 bis ca. 100m (die genannten Autoren bezeichnen die größeren Wassertiefen bereits als „outer shelf“), wobei das Maximum der Häufigkeit des Vorkommens der Art zwischen ca. 15 und ca. 80m Wassertiefe gelegen haben soll. In dem von den genannten Autoren vorgestellten Modell wird *C. descipiens* stets von mäßig diversen Foraminiferenfaunen sowie verschiedenen Kalkalgengruppen begleitet. Dies ist im Intervall A3) von Nordsomalien nicht der Fall. Im Zusammenhang mit den in den liegenden und hangenden Sedimenten der unteren Einheit 2 der Tisje-Formation auftretenden Faunenelementen wird als Ablagerungsmilieu der „Assoziation“ mit *C. descipiens* daher hier einer Intra-Plattform Lagune mit sehr hoher Wassertrübe (Abwesenheit von Kalkalgen und Armut der Mikrofauna) angenommen. Die wiederholt auftretenden Auftauchhorizonte weisen dabei auf eine nur geringe Wassertiefe zur Zeit der Bildung dieser Ablagerungen hin.

Eine zunehmende Verbesserung der Lebensbedingungen noch in tieferen unteren Apt im Ablagerungsraum wird durch die zunehmende Vielfalt sowohl der Makro- als auch der Mikrofaunen der Intervalle A4) bis A6) dieser Arbeit angezeigt.

Während im Profil Xabaal Garure der untere Teil von A4) (Assoziation von *Choffatella descipiens* und

Hensonella dinarica) noch relativ arm an Makrofossilien ist (seltene Pelecypodenreste), ist dessen oberer Teil hier sowie insgesamt in den Profilen Manna'a und Dhadhabo reich an Makrofossilien, die für einen flachen, offen marinen (gut durchlüfteten) Ablagerungsraum in warmen Klimaten typisch sind (u.a. Korallen, Rudisten). Ebenso sind hier erstmalig mäßig diverse Foraminiferenfaunen zu beobachten (für Artenliste siehe Kapitel 6); im obersten Teil treten erstmalig nicht näher bestimmbare orbitolinide Großforaminiferen auf. Daneben ist teilweise massenhaft die Kalkalge *H. dinarica* vertreten. Die lithologischen ebenso wie die biofaziellen Kriterien (bioturbate mikritische Kalke mit wiederholten Auftauchhorizonten) weisen für den Ablagerungsraum dieser Assoziation auf eine flache, geschützte Lagune im Intra-Plattform-Bereich hin. Das Auftreten von *Dictyoconus arabicus* HENSON, *Buccicrenata hedbergi* (MAYNC) sowie *Praechrysalidina* sp. in dieser Assoziation stimmt dabei mit den von BANNER und SIMMONS (1994, Fig. 11.1) für diese Formen angegebenen bevorzugten geringen Wassertiefen überein. Nach diesen Autoren war der Lebensraum von *D. arabicus* sogar auf Wassertiefen nicht unter ca. 30m beschränkt, wobei das Maximum der Häufigkeit der Art eher in flacheren Bereichen gelegen haben soll.

Ein etwa gleich bleibendes Ablagerungsmilieu kann auch für die Assoziation mit *Valserina transiens* CHERCHI und SCHROEDER des kurzzeitigen Intervalls A5) angenommen werden (für Artenliste siehe Kapitel 6). Allerdings treten hier in den zumeist mikritischen Kalken Makrofossilien nur sporadisch auf, Rudisten wurden nicht beobachtet. Nach wie vor kann das Auftreten von *D. arabicus* als Indiz für nur geringe Wassertiefen angesehen werden (s.o.). Das teilweise massenhafte Vorkommen von der bereits relativ großwüchsigen orbitoliniden *V. transiens* wird hier weniger als Indikator für paläoökologische Interpretationen gewertet, sondern vielmehr als Kriterium für eine rasche Immigration dieser Art in den Ablagerungsraum betrachtet (siehe Kapitel 6).

Für den unteren Teil des Intervalls A6) können – bei leicht veränderter artlicher Zusammensetzung der Foraminiferenfaunen (für Artenliste siehe Kapitel 6: Assoziation mit *Palorbitolina lenticularis*) – wiederum etwa gleich bleibende Ablagerungsbedingungen wie für die liegenden Assoziationen angenommen werden. Die Abwesenheit von *Dictyoconus arabicus* (Aussterben) sowie *Valserina transiens* (endgültiger Übergang zu *Palorbitolina lenticularis*) wird auf biostratigraphische Gründe zurückgeführt. Das einmalige Auftreten von *Orbiqia drasensis* MAMGAIN und RAO zusammen mit *Globospirillina* sp. innerhalb dieses Intervalls wird als eine kurzfristige, erfolglose Immigration dieser Arten in den Ablagerungsraum gewertet. Die durchweg reiche Makrofauna mit Korallen innerhalb mikritischer Kalke weist wiederum auf lagunäre Ablagerungsbedingungen innerhalb einer geschützten Lagune hin, wobei allerdings hier keine näheren Indikatoren für die Wassertiefe vorliegen. Möglicherweise ist die Abwesenheit von Auftauchhorizonten als Indiz für eine leichte Vertiefung des Ablagerungsmilieus zu deuten. Das Auftreten von Rudisten in Verbindung mit einem Auftauchhorizont im Hangenden (Profil Xabaal Garure) sowie geringmächtiger siliziklastischer Einschaltungen (Profil Manna'a) am Top dieser Einheit kann als deutlicher Hinweis auf eine kurzfristige Verflachung des Ablagerungsraumes vor Einsatz einer plötzlichen kurzfristigen Vertiefung des Ablagerungsraumes im unteren Oberapt (Intervall A7), s.u.) gedeutet werden.

Nach der rapiden Vertiefung des Ablagerungsraumes im unteren Oberapt stellten sich schon im höheren Oberapt rasch erneut die Sedimentationsbedingungen der Karbonatrampen-Ökofazies ein (Intervall A8), Assoziation mit *Vercorsella* cf. *arenata*). Hierbei kam es im Bereich des östlichen Ahl-Medo (erst- und einmalig aufgeschlossen) zur Ausbildung eines Korallenriffs (Profil Xabaal Garure, siehe Abb. 16 und Kapi-

tel 4). In den weiter westlich gelegenen Profilen wurden in diesem Intervall Ablagerungen einer circumrecifalen Karbonatrampen-Fazies beobachtet, die reich an Makrofossilien (mit hermatypischen Korallen und Rudisten), aber arm an Mikrofossilien sind (für eine Faunenliste der Foraminiferen siehe Kapitel 6). Die Zuordnung dieser Ablagerungen zu den zuvor genannten Ablagerungsmilieus ergibt sich aus dem unmittelbaren Vergleich mit rezenten Korallenriffen. Dieser Ablagerungszyklus wird durch eine Emersionsphase mit einem Hiatus unklarer zeitlicher Erstreckung begrenzt (siehe Kapitel 6.1/6.2).

7.2.2 Alb

Noch im unteren Alb setzte sich die Karbonatrampen-Sedimentation fort (Intervall B1): Assoziation mit *Mesorbitolina texana*; siehe Kapitel 6). Hierbei kam es zu Ablagerungen unterschiedlicher flachmariner Milieus in vorwiegend kalkig/mergeliger Fazies. Bereits jetzt ist festzuhalten, dass bei diesen Sedimenten eine Unterscheidung zwischen Ablagerungen eines ausgedehnten flachen, zum Becken hin offenen breiten Schelfmeeres oder einer durch eine zum Becken hin zumindest partiell durch eine Riff-Fazies abgegrenzte lagunäre Fazies anhand der vorliegenden Informationen nicht eindeutig erfolgen kann. Allerdings wird vom Autor wegen der vorherrschenden Stillwasser-Sedimentation, den in unterschiedlichen Niveaus auftretenden kurzfristigen Emersionshorizonten und der Abwesenheit von deutlichen Aufarbeitungslagen (Sturmlagen) sowie der biofaziellen Kriterien die letztere Interpretation favorisiert (s.u.).

Im zentralen und östlichen Ahl-Medo (Profile Xabaal Garure, Manna'a und Dhadhabo) wird der untere Teil von B1) von mergeligen Sedimenten gebildet, die eine reiche Makrofauna von Pelecypoden und teils großwüchsige Gastropoden enthalten. Großforaminiferen (*Mesorbitolina* sp. indet.) treten lediglich im Profil an der Basis dieses Sedimentkomplexes auf, ansonsten sind in diesen Profilen im mittleren Teil von B1) keine für den normal marinen Flachwasserbereich typischen Fossilien zu beobachten. Lediglich im Profil Xabaal Garure konnte eine mäßig diverse Fauna mariner Ostrakoden isoliert werden (für Artenliste und Mächtigkeit des Sedimentkomplexes siehe Kapitel 6.2). Obwohl Ostrakoden in der Regel neben ihrer biostratigraphischen Bedeutung auch sehr gute Faziesindikatoren darstellen, kann die vorliegende Fauna nicht für eine paläoökologische Interpretation herangezogen werden, da sie zumeist bisher unbeschriebene Arten enthält oder – soweit die Arten bereits beschrieben sind – diesbezüglich zu wenig Informationen vorliegen. Irritierend ist, dass in dieser Fauna neben den gut erhaltenen marinen Ostrakoden keine Foraminiferen auftreten. Lediglich im Profil Dhadhabo wurden in dieser Position in Dünnschliffen kalkiger Einschaltungen nur unbestimmbare kleine Foraminiferen und Kalkalgen beobachtet.

Eine ähnliche, geringfügig abweichende Situation wird in den den Ahl-Medo-Bergen nördlich vorgelagerten Profilen Las Koreh und Togga Mareer angetroffen. Auch hier treten an der Basis von B1) Großforaminiferen-führende Kalke (mit *Mesorbitolina texana*) und Rudisten auf. Im Profil Las Koreh folgen wie in den zuvor beschriebenen Profilen des Ahl-Medo darüber zunächst wieder kalkig/mergelige Sedimente mit Pelecypoden und Gastropoden – allerdings wiederum ohne für den gut durchlichteten Flachwasserbereich typischen Makrofossilien; ebensowenig sind hier Großforaminiferen zu beobachten. Auch hier konnte aus den Mergeln eine artenarme Assoziation mariner Ostrakoden geborgen werden (siehe Kapitel 6); wiederum enthält die Gesamtfauuna keine Foraminiferen – demgegenüber treten häufig Echinodermenreste auf.

In allen Profilen werden im oberen Teil von B1) wieder – teilweise massenhaft - Großforaminiferen (*Mesorbitolina texana*, *Mesorbitolina* sp. indet.) angetroffen. Diese kalkig/mergeligen Sedimente enthalten lokal

eine reiche Makrofauna von Pelecypoden, Gastropoden, Echinodermen und seltenen Ammonitenfragmenten.

Insgesamt scheint es sich bei den Sedimenten des Intervalls B1) um eine zyklische Abfolge zu handeln, die an der Basis und oberen Teil flach offenmarine, möglicherweise lagunäre Ablagerungen beinhaltet. Es bleibt jedoch unklar, ob die Abwesenheit von an eine gute Durchlichtung des Ökotopts gebundene Makrofossilien (wie Korallen oder Großforaminiferen) im mittleren Teil von B1) auf eine möglicherweise hohe Wassertrübung (Mergel), eine Vertiefung des Ablagerungsraumes oder andere Faktoren zurückzuführen ist.

Oberhalb eines nicht immer deutlich ausgeprägten Auftauchhorizontes folgen die in ihrer Lithologie und Mächtigkeit deutlich differenzierten Sedimente des Intervalls B2) des höheren Albs (siehe Kapitel 6.2: Assoziation von *Mesorbitolina* sp. ex interc. *texana/subconcava* und/oder *Peloriops ziregensis*). Innerhalb dieser Abfolge sind ebenso gelegentlich untergeordnete Auftauchhorizonte zu verzeichnen

Im Profil Xabaal Garure wird diese Einheit durch Wechsellagerungen von gebankten Mergeln und teilweise massigen, fossilreichen Kalken gebildet, in denen massenhaft benthonische Foraminiferen (Orbitolinen u.v.a.) und Ostrakoden (mäßig diverse Faunen) auftreten können (siehe Kapitel 6.2). An die photische Zone gebundene Makrofossilien wie Korallen und Rudisten sind hier nicht zu beobachten. Trotz der relativ diversen Mikrofaunen sind keinerlei für den offenen - auch flacheren - Schelf typischen planktonischen Foraminiferen vertreten.

Völlig anders ist die Situation in den Profilen Manna'a und Dhadhabo, wo die B2) zugerechneten Sedimente sehr geringmächtig sind. Im Profil Manna'a ist diese Einheit lediglich in einem geringmächtigen, massigen Makrofossil-freien Kalkstein nachzuweisen, der im unteren Teil einer ansonsten Mikrofossil-freien Wechselfolge siltig/sandiger Mergel mit gelegentlichen Pelecypodenresten auftritt. Letztere werden von ARUSH (1993) als flach deltaishe Sedimente interpretiert („fan-delta“). Die Abgrenzung zu den Liegenden und Hangenden Einheiten B1)/B3) bleibt hier unklar.

Im Profil Dhadhabo hingegen tritt B2) in einer geringmächtigen, an der Basis durch einen Auftauchhorizont markierten Abfolge von gebankten Kalken auf, die neben den Großforaminiferen (Orbitolinen u.a.) an Makrofossilien Echinodermen und Fragmente von Ammonoideen beinhaltet. Die Abgrenzung zum konkordant folgenden Intervall B3) ist hier eindeutig (siehe Kapitel 6.2).

Wiederum deutlich mächtiger ist das Intervall B2) im Profil Togga Mareer entwickelt. Als Ausnahme der untersuchten Profile wurden hier in den generell Großforaminiferen- und Makrofossil-reichen Wechsellagerungen von Kalken, Kalkmergeln und Mergeln im unteren Teil auch Korallen und im oberen Teil Rudisten beobachtet. Die Großforaminiferen-Vergesellschaftungen sind - wie auch in den anderen Profilen - Artenarm (siehe Kapitel 6).

Sehr ähnlich in Mächtigkeit, lithofazieller Ausbildung und Fossilführung zum Profil Xabaal Garure ist das Intervall B2) im Profil Las Koreh ausgebildet. Allerdings treten hier Großforaminiferen (Orbitolinen) nur im unteren und oberen Teil der Schichtenfolge auf. Dagegen sind besonders im mittleren Teil neben Pelecypoden relativ häufig Fragmente von Ammonoideen zu beobachten (*Knemiceras* spp.). Ebenso treten auch hier relativ artenreiche Mikrofossilassoziationen von Ostrakoden und Foraminiferen auf. Wie im Profil Xabaal

Garure sind planktonische Foraminiferen in diesen Assoziationen nicht zu beobachten. Problematisch ist in diesem Profil die Abgrenzung zum Intervall B3, da hier einerseits die jüngeren Schichten als das Alb erodiert sind (siehe Abb. 14) und andererseits in den oberen 20m oberhalb eines untergeordneten Auftauchhorizontes keine der zahlreichen in den Dünnschliffen vorliegenden Orbitolinen artlich bestimmt werden konnte. Auch die aus den obersten Schichten isolierte mäßig diverse Mikrofauna lässt keine eindeutige Aussage diesbezüglich zu (siehe Kapitel 6.2).

Insgesamt erscheint es - anhand der bio- und lithofaziellen Merkmale - wahrscheinlich, dass die Ablagerungen des Intervalls B2 wiederum um eine zyklische Abfolge handelt, die eine schwache transgressive - regressive „Sequenz“ widerspiegelt. Dabei deutet ihre zuvor geschilderte lithofazielle Ausbildung eine eng-räumliche Differenzierung der Ablagerungsmilieus an (proximale flach-deltaische siliziklastische Sedimente im Profil Manna'a im Gegensatz zu durchgehend kalkig/mergeligen marinen Ablagerungen z.B. in den Profilen Las Koreh und Xabaal Garure). Hierbei weisen die biofaziellen Merkmale in den beiden zuletzt genannten Profilen auf eine Sedimentation innerhalb einer geschützten Lagune hin; wobei im unteren und oberen Teil relativ flach marine Ablagerungsmilieus vorherrschten, im mittleren Teil dagegen (besonders im Profil Las Koreh) deutlich höhere Wassertiefen vorlagen. Die Zuordnung letzterer Sedimente mit einer relativ diversen Mikrofauna (s.o. und Kapitel 6) zu tiefen lagunären Fazies' begründet sich dabei auf die völlige Abwesenheit planktonischer Foraminiferen. Dies deutet auf eine weitgehende Abgrenzung des Ablagerungsraumes vom offenen Ozean durch eine wie auch immer geartete Barriere im Osten der untersuchten Profile hin. Eine normale Salinität sowie gute Durchlüftung (auch an der Sedimentoberfläche) dieser Habitate wird dabei durch die Anwesenheit nektonischer Organismen (Ammonoideen) und die durchweg diversen („normalen“) benthonischen Mikrofossilassoziationen indiziert. Möglicherweise bestand zu dieser Zeit eine große Bucht, die von NW her lokal terrestrischen Eintrag erfuhr. Anhand der vorliegenden Informationen kann jedoch nicht eindeutig abgeleitet werden, in welchem Raum die Öffnung zum offenen Ozean, die einen Austausch mit offen marinen Gewässern und die Immigration nektonischer Organismen ermöglichte, anzusiedeln ist. Festzuhalten bleibt lediglich, dass im Profil Las Koreh mit höchster Wahrscheinlichkeit die größten Wassertiefen im Intervall B2) vorlagen.

Das Intervall B3) (Assoziation mit *Mesorbitolina aperta* und *Conicorbitolina corbarica*, siehe Kapitel 6.2) ist durch die teilweise starke Überschotterung (Profil Manna'a) nur in drei der untersuchten Profile aufgeschlossen, wobei Lithologie und Fossilführung des Intervalls variieren. In den Profilen Xabaal Garure und Dhadhabo überlagern kalkig/mergelige Sedimente dieses Intervalls einen untergeordneten Auftauchhorizont, wohingegen im Profil Togga Mareer keine Sedimentationsunterbrechung zum Liegenden verzeichnet werden konnte. In allen drei Profilen wird das Intervall durch einen regressiven Trend markiert – sei es durch einen Emersionshorizont in den Profilen Xabaal Garure und Togga Mareer oder durch eine siliziklastische Abfolge (mit durch Überschotterung unklarer Begrenzung zu B4) im Profil Dhadhabo.

Im Profil Xabaal Garure wird B3) durch fast durchweg Großforaminiferen-führende, zumeist massige Kalke mit nur untergeordneten gebankten mergeligen Einschaltungen repräsentiert. An Makrofossilien treten hier neben Echinodermen, Gastropoden und Pelecypoden besonders im oberen Teil häufig Korallen auf, die den offen flachmarinen Charakter dieser flach marinen Karbonatrampensedimente betonen.

Im Profil Togga Mareer dagegen sind Großforaminiferen nur an der Basis von B3) zu verzeichnen. Daneben sind hier im unteren Teil dieser hier vorwiegend mergeligen Kalke an Makrofossilien lediglich Gastropoden und Pelecypoden; im oberen Teil auch Korallen und Echinodermen zu verzeichnen.

Ähnlich ist die Situation im Profil Dhadhabo, wo in der kalkig/mergeligen Wechselfolge im unteren Teil von B3) häufig Großforaminiferen zu beobachten sind. An der Basis treten bei den Pelecypoden auch Rudisten auf, daneben Echinodermen; im höheren Teil sind an Makrofossilien nur noch Pelecypoden zu verzeichnen. Eine Besonderheit bildet eine geringmächtige Schicht sandiger, dolomitierter Kalke im Übergangsbereich zu den siliziklastischen Ablagerungen, die eine reiche, aber monospezifische Fauna von *Knemiceras* sp. A beinhaltet. Poriferen treten neben Pelecypoden nur am Top des hier aufgeschlossenen Teils von B3) auf.

Insgesamt spiegeln die Ablagerungen von B3) wiederum einen untergeordneten transgressiven/regressiven Zyklus auf der Karbonatrampe wider. Die darin beobachteten Mikrofossilien weisen dabei auf eine nur kurzfristige regressive Periode zum hangenden Intervall B4 hin (siehe Kapitel 6.2).

Die Ablagerungen des Intervalls B4) - Assoziation mit *Orbitolina sefini* – überlagern, soweit erschlossen, einen kurzfristigen Auftauchhorizont am Top von B3) und gehen ohne erkennbare Sedimentationsunterbrechung in die Sedimente des Intervalls C1 über (sofern sie nicht die Erosionsbasis der post-Cenomanen Diskordanz bilden). Die generell sowohl Makro- als auch Mikrofossil-reichen Ablagerungen von B4) weisen in guten Aufschlüssen eine klare Gliederung der Lithologie in eine untere Wechsellagerung von gebankten Mergeln und Kalkmergeln und eine obere, mächtige Abfolge von massigen, harten Kalksteinen auf. In den meisten Profilen überschottern die Erosionsrelikte dieser Kalke den unteren Teil von B4); nur im Profil Togga Mareer ist die Abfolge komplett erschlossen, im Profil Xabaal Garure sind lediglich Basis und Top des unteren Intervalls B4 zu beobachten.

Im Profil Togga Mareer beinhaltet die untere mergelig/kalkige Wechselfolge außer reichhaltigen Großforaminiferenfaunen (Orbitolinen) mit einer mäßig diversen Begleitfauna kleinerer benthonischer Foraminiferen, in den mergeligen Schichten auch mäßig diverse Assoziationen mariner Ostrakoden (siehe Kapitel 6.2). An Makrofossilien treten lediglich häufig Gastropoden und Pelecypoden auf. Ebenso wie in den basalen und obersten Schichten dieser Einheit im Profil Xabaal Garure, wo zusätzlich noch Echinodermen beobachtet werden, fehlen in diesem Abschnitt bei den Makrofossilien typische Flachwasser-Anzeiger wie hermatypische Korallen oder Rudisten.

Mit dem Beginn der oberen massigen, zumeist mikritischen Kalke ändert sich der faunistische Inhalt der Sedimente deutlich. In den Profilen Xabaal Garure, Togga Mareer, Manna'a, Dhadhabo und Biyo Kulule sind in den Dünnschliffen häufig diverse Assoziationen von (Groß)Foraminiferen unterschiedlichster Gruppen zu beobachten (siehe Kapitel 6.2), wobei sich die Zusammensetzung der Assoziationen im Detail lokal rasch verändert. Nahezu ubiquitär treten allerdings *Hensonina* spp., *Mesorbitolina aperta* und *Orbitolina sefini* auf. Miliolide Großforaminiferen sind dagegen nur sporadisch in eng begrenzten Bereichen im oberen Teil der Kalke zu beobachten. In diesen Schichten sind jetzt an Makrofossilien neben den üblichen Gastropoden, Pelecypoden und Echinodermen auch häufig Korallen und Rudisten zu beobachten. Lokal sind massenhafte Vorkommen von Kalkalgen zu verzeichnen.

Insgesamt ist das Intervall B4 vermutlich als „shallowing-upwards“-Abfolge auf der Karbonatrampe zu betrachten. Die mergelig/kalkigen Ablagerungen im unteren Teil dieses Intervalls könnten dabei als Sedimente innerhalb einer geschützten Lagune mit relativ hoher Wassertiefe und/oder hoher Wassertrübung (hoher Eintrag toniger Elemente) gedeutet werden. Der faunistische Inhalt der oberen massigen Kalke, der in allen diesen Bereich beinhaltenden Profilen des Untersuchungsgebietes mehr oder weniger gleich entwickelt ist, spricht zunächst für eine Verflachung und Vereinheitlichung des Ablagerungsraumes. Dabei kann keine Tendenz zur Vertiefung des Ablagerungsmilieus in östlicher Richtung (d.h. zum Schelfhang) beobachtet werden. Es erscheint daher wahrscheinlich, dass zu dieser Zeit die Sedimentationsbedingungen einer sehr breiten, geschützten Karbonatplattform mit (in dieser Arbeit nicht eindeutig zu definierenden) diversen Subfazies vorgeherrscht haben. Diese Ausdeutung wird durch die Abwesenheit siliziklastischer Sedimentanteile zusätzlich unterstützt.

7.2.3 Cenoman

Bedingt durch die post-cenomane Erosion, sind Sedimente des Cenomans nur im Bereich des zentral-östlichen Ahl Medo und westlichen Ahl Meskat anzutreffen. Bereits in dem hier vorgestellten westlichsten Profil Dhadhabo werden die Ablagerungen des obersten Albs diskordant von dem Campan zugerechneten Sedimenten überlagert. Eindeutig dem Cenoman zuzuordnende Sedimente konnten lediglich in den Profilen Biyo Kulule, Xabaal Garure und Manna'a beobachtet werden.

In den drei oben genannten Profilen geht die Assoziation des Intervalls C1) (Assoziation mit *Orbitolina qatarica*) ohne Unterbrechung der Sedimentation aus B4) hervor. Ihre Basis findet sich in geringmächtigen massigen, fossilreichen Kalken, die den obersten Teil der massigen Kalke von C1) bilden. Diese Sedimente enthalten neben einer reichen (Groß)Foraminiferen-Fauna auch reichhaltige Makrofossil-Assoziationen, in denen bei den Pelecypoden auch Rudisten, daneben Echinodermen, Gastropoden und Korallen vorkommen. Ihre ökofazielle Interpretation erfolgt analog der des Intervalls B4).

Während im Profil Biyo Kulule dieser Teil von C1) bereits diskordant von den Ablagerungen des Campans überlagert wird, ist in beiden restlichen Profilen mehr von den Sedimenten des Cenomans erhalten. Im Profil Manna'a werden die zuvor geschilderten Ablagerungen von einer regressiven Sequenz randlich mariner siliziklastischer Sedimente überlagert, die nur in ihrem unteren Teil noch gelegentlich Makrofossilien führen (Echinodermen, Gastropoden, Korallen und Pelecypoden); Mikrofossilien wurden hier, wie auch im Fossilfreien oberen Teil dieser Schichten nicht beobachtet, so dass hier eine Abgrenzung zu C2) nicht erfolgen kann.

Anders dagegen stellt sich die Situation im Profil Xabaal Garure dar, wo der obere Teil von C1), in tonig/mergelig/kalkiger Lithologie, ebenso fossilreich ist wie der untere (es wurden allerdings keine Rudisten beobachtet). Hier konnten in den Kalken (Groß)Foraminiferenreiche Assoziationen identifiziert werden; die mergeligen Sedimente enthalten auch diverse marine Ostrakodenfaunen (siehe Kapitel 6.3).

Insgesamt scheinen die Ablagerungen des Intervalls C1) zunächst eine Fortsetzung der Karbonatplattform-Sedimentation des obersten Albs widerzuspiegeln. Jedoch erfolgte noch innerhalb von C1) ein Umbruch in Form einer leichten Regression, bei der die zu dieser Zeit im Westen vorherrschenden siliziklastischen Ablagerungen

gerungen weiter nach Osten vordrängen. Es ist davon auszugehen, dass im oberen Teil von C1) eine zunehmende Differenzierung der Ablagerungsmilieus und ein Abdrängen der sich auf einer nun wieder verkleinernden Karbonatrampe stattfindenden Sedimentation in flach lagunärer Fazies (Profil Xabaal Garure) vorlag.

Die Intervalle C2)/C3) des mittleren Cenomans (Assoziation mit *Praealveolina cretacea* und "Assoziation" mit *Sellialveolina viallii*) konnten im Untersuchungsgebiet nur im Profil Xabaal Garure nachgewiesen werden. Die mergelig/Kalkigen Ablagerungen des Intervalls C2) führen eine mäßig diverse Fauna von (Groß) Foraminiferen, die jetzt ausschließlich von Alveoliniden dominiert werden – Orbitolinide treten nicht mehr auf. Aus den mergeligen Schichten im oberen Teil dieser Einheit konnten mäßig diverse Faunen mariner Ostrakoden isoliert werden (siehe Kapitel 6.3). An Makrofossilien wurden Gastropoden, Echinodermen und Pelecypoden (ohne Rudisten) sowie im oberen Teil auch Korallen beobachtet. Gelegentlich sind kurzfristige Auftauchhorizonte und geringfügiger siliziklastischer Eintrag zu verzeichnen. Es lässt sich daher unschwer vermuten, dass als Ablagerungsmilieu eine flache, landnahe Lagune anzunehmen ist. Das Fehlen von Sturmlagen oder anderen Aufarbeitungshorizonten lässt vermuten, dass diese immernoch zum offenen Ozean im Osten hin durch eine Barriere geschützt war.

Ungleich schwieriger ist die Interpretation der größtenteils massigen Kalke von C3). Diese sind häufig rekristallisiert und am Top - wo sie diskordant von den Sedimenten des Campans überlagert werden - auch deutlich verkarstet. In ihnen treten nur gelegentlich Reste von Gastropoden und Pelecypoden auf. Nur in einer Schicht konnte mit Mühe *Sellialveolina viallii* identifiziert werden. Diese alveolinide Foraminifere tritt hier in sparitischer Matrix auf – wobei unklar ist, ob dies auf Ablagerung in primär bewegtem Flachwasser oder auf diagenetische Sparitisierung zurückzuführen ist. Wegen der Singularität des Vorkommens von C3) und der diagenetisch Überprägung der Kalke muss hier eine genauere Interpretation als die von marinen Flachwasserablagerungen unterbleiben.

7.2.4 Campan

Nach dem Cenoman und vor dem Campan erfolgte in Nordsomalia eine ausgeprägte Emersionsphase, während der in weiten Teilen die zuvor abgelagerten Karbonatrampensedimente des Cenomans zumindest partiell erodiert wurden. Die Sedimente des Campans überlagern die älteren Ablagerungen mit einer deutlichen Diskordanz und die Karbonatrampensedimentation stellte sich erst sehr allmählich wieder ein. Lediglich im äußersten Nordosten des Landes (östlich von Ras Antara) überlagern kalkige Sedimente direkt diskordant die des mittleren Cenomans (Qandala Formation, CHERCHI et al., 1993). Demgegenüber setzte die Sedimentation im Untersuchungsgebiet zunächst mit fossilfreien siliziklastischen Ablagerungen randlich mariner Fazies' in einer transgressiven Sequenz ein (HENDRIKS in: LUGER et al., 1990; ARUSH, 1993), die schließlich in zunächst in – nach Westen hin, und dahin auskeilend sowie sandiger werdend – in fossilreichen kalkig/mergeligen Ablagerungen kulminierte (Einheit 5b der Tisje-Formation).

Diese kalkig/mergeligen Ablagerungen (teilweise stark sandigen) Sedimente führen eine reiche Fauna, die sich vor allem durch ihre häufigen Rudisten-Bioherme in situ (Abb. 21) neben anderen Pelecypoden, Korallen, Echinodermen, (Groß)Foraminiferen und extrem reiche Ostrakoden-Assoziationen auszeichnet (siehe Kapitel 6.4, D/Intervall D1): Assoziation mit *Orbitoides tissoti*). Diese Fauna weist eindeutig auf Ablagerungsbedingungen innerhalb einer flachen, nach Westen rasch verlandenden Lagune hin. Obwohl diese Sedi-

mente nur eine relativ geringe räumliche Ausdehnung haben und von siliziklastischen oder zumindest stark siliziklastisch geprägten Ablagerungen unter- und überlagert werden, werden sie hier unter den Karbonat-rampensedimenten geführt.

Vermutlich infolge einer leichten Regression gehen die Sedimente des Intervalls D1) zum Hangenden wiederum in stark siliziklastisch geprägte, häufig bioturbate Ablagerungen einer küstennahen Fazies über. Da diese Sedimente neben gelegentlich auftretenden Pelecypoden- und Echinodermenresten keine Fossilien führen, bleibt die Grenze zwischen dem Campan und dem Maastricht der Kalke der überlagernden Auradu-Formation im untersuchten Gebiet unklar.

7.2.5 Maastricht

Im Verlauf des Maastrichts stellten sich im zentral-östlichen Ahl Medo und Ahl Meskat erneut die Bedingungen einer Karbonat-rampensedimentation ein, die bis in das Eozän anhalten sollten. In dieser Arbeit können allerdings nur die Ablagerungen der unteren Auradu-Formation (Maastricht – unteres Paleozän) betrachtet werden.

Die fossilreichen Wechselfolgen mergelig/kalkiger Sedimente des Intervalls E1) (Assoziation mit *Loftusia* spp.) des Maastrichts beinhalten besonders in den Profilen um Bosaso (Biyo Kulule; Galgalo und Tisje) extrem reiche Makrofaunen von Rudisten (neben anderen Pelecypoden), Korallen, Gastropoden und Echinodermen. Westlich davon (im Profil Manna'a) beherrschen Korallen und Pelecypoden das Bild der Makrofauna. Die Rudistenassoziationen sind durchweg divers und finden sich entweder in situ oder parautochthon innerhalb von Aufarbeitungshorizonten. Ebenso reich sind die Mikrofossilassoziationen mit diversen (Groß)Foraminiferen und Ostrakoden. Daneben treten häufig auch Mikroflora von relativ großwüchsigen Kalkalgen auf (siehe Kapitel 6.5).

Insgesamt weist der Fossilinhalt von E1) wiederum eindeutig auf lagunäre Ablagerungsmilieus hin; die wiederholten Aufarbeitungslagen betonen den flachen Charakter des Sedimentationsraumes, der möglicherweise vom offenen Ozean nicht hinreichend getrennt war, um ihn von Bewegtwasser-Ereignissen abzuschirmen.

7.2.6 Paleozän (Dan)

Die K/T-Grenze in Nordostsomalien wird innerhalb des basalen Teils einer konkordanten Schichtenfolge massiger Kalke der tieferen Auradu-Formation angesiedelt (siehe hierzu Kapitel 6.5/6.6).

Das Intervall F1) (Assoziation mit kleinen benthonischen Foraminiferen) ist nur im Profil Tisje vollständig erschlossen; synchrone Ablagerungen gleicher Fazies werden aus dem Gebiet von Qandala von CHERCHI et al. (1993) beschrieben. Die massigen Kalke beinhalten zunächst nur kleine benthonische Foraminiferen (*Valvulinidae* und *Miliolidae*) sowie Kalkalgen und kleine Pelecypoden. Deutlicher faziesindikative Makrofossilien wie Korallen und Echinodermenreste treten erst wieder im obersten Teil von F1) auf.

Die Faziesinterpretation von F1) gestaltet sich schwierig. Auf der einen Seite weist das Auftreten der verarmten Faunen von F1) direkt oberhalb komplexer Mikrofossilassoziationen des Maastrichts ohne erkenn-

bare lithologische Veränderung des Ablagerungsmilieus in Stillwasserfazies auf ein abruptes Erlöschen der Maastricht-Fauna hin und könnte somit mit dem großen Aussterbe-Ereignis an der K/T-Grenze korrelieren. Allerdings könnten auch eine plötzliche Veränderung des O₂-Gehaltes (Minimierung am Sedimentboden durch Abschnürung des lagunären Ablagerungsraumes) oder sonstige extreme Veränderungen z.B. der Eh/Ph-Bedingungen zu einem derartigen Erscheinungsbild der Fauna geführt haben. Somit bleibt die Interpretation nicht absolut eindeutig; allerdings erscheint die erstgenannte Lösung durch die konkordant überlagernden Schichten von F2) des ?mittleren unteren Paleozäns als durchaus wahrscheinlich.

Wiederum im nur Profil Tisje ist der konkordant folgende Teil des an der Basis in tonig/mergeliger Fazies entwickelten Intervalls F2 (Assoziation mit *Lockhartia diversa* und *Rotalia cf. dukhani*) aufgeschlossen. Die in diesen Ablagerungen auftretenden (Groß)Foraminiferen und Ostrakoden weisen auf ein flachmarines Ablagerungsmilieu hin (für Artenliste siehe Kapitel 6). Die Abwesenheit planktonischer Foraminiferen deutet dabei lagunäre, vom offenen Ozean abgetrennte Bereiche hin. Die hangenden massigen Kalke in den Profilen Galgalo und Tisje weisen lediglich eine fast monospezifische Fauna von Großforaminiferen auf (*Lockhartia diversa*), sehr selten treten Pelecypoden oder Kalkalgen hinzu. Für diese Ablagerungen kann daher ein eingeschränktes flachmarines lagunäres Milieu angenommen werden.

7.3 Die offen marine, flache Schelf-Ökofazies (sub-pelagisch) (c)

Diese Ökofazies wird im untersuchten Gebiet nur einmalig im unteren oberen Apt der Profile Xabaal Garure, Manna'a und Dhadhabo in tonig/mergeligen Sedimenten mit geringmächtigen Kalkeinschaltungen angetroffen (Intervall A7): Assoziation mit Ammoniten und planktonischen Foraminiferen. Die Mächtigkeit der sie beinhaltenden Sedimente nimmt dabei von Westen nach Osten rasch ab. Die Makrofossilführung besteht dabei aus teilweise großwüchsigen Ammoniten, Belemniten, Pelecypoden und seltenen Brachiopoden. Wenn nicht allein schon die Makrofossilien auf ein offen marines Milieu hinweisen, sind es die aus den mergelig/tonigen Sedimenten isolierten Mikrofossilassoziationen aus überwiegend hochdiversen benthonischen Foraminiferen mit einem deutlichen Anteil an planktonischen Foraminiferen mäßiger Diversität. Ebenso werden hierin mittelgradig diverse Ostrakoden-Assoziationen beobachtet (für Artenlisten siehe Kapitel 6.1).

Insgesamt sind es die Mikrofossil-Assoziationen, die sich in ihrer grundsätzlichen Komposition mit hochdiversen benthonischen Foraminiferen, unterschiedlichen Anteilen von planktonischen Foraminiferen und den mittelgradig diversen Assoziationen der Ostrakoden direkt mit jüngeren bis rezenten Vergesellschaftungen eines offenen, gut durchlüfteten Schelfmeeres vergleichen lassen (vgl. z.B. BASSIOUNI und LUGER, 1989). Somit repräsentieren diese Ablagerungen das Maximum der kretazischen Transgression im untersuchten Gebiet, wobei die Sedimente der Karbonatrampen-Ökofazies kurzfristig überschwemmt wurden. Die geringe Anzahl der vorliegenden Proben aus A7) lässt es dem Autor dabei nicht sinnvoll erscheinen, über die maximal erreichten Wassertiefen zu spekulieren. Die offen marinen Schelfablagerungen von A7) werden in dieser Arbeit erstmalig aus Nordsomalia vorgestellt, was vermutlich auf die zumeist starke Überschotterung dieser weichen Sedimente durch A8) und jüngeren Hangschutt zurückzuführen ist.

8 Paläobiogeographie

Paläobiogeographische Untersuchungen sind zur Klärung unterschiedlichster Fragestellungen sowohl im regionalen als auch im globalen Sinne von erheblicher Bedeutung. Hierbei können fast sämtliche Organismengruppen pflanzlichen oder tierischen Ursprungs zur Interpretation beispielsweise paläoklimatischer, übergeordneter paläoozeanographischer oder aber auch plattentektonischer Prozesse im regionalen wie im überregionalen Rahmen herangezogen werden. So eignen sich Untersuchungen phyto- oder zooplanktonische Organismengruppen neben ihrer übergeordneten biostratigraphischen Bedeutung auch zur Ausdeutung paläoklimatischer bzw. paläoökologischer Fragestellungen. Nektonische und benthonische Organismen können in ihrer paläobiogeographischen Verbreitung zu allen drei genannten Disziplinen herangezogen werden. Mit ihrer Verbreitung können sowohl im marinen als auch im terrestrischen Bereich unter anderem im überregionalen Rahmen paläoklimatische/paläoökologische Zonen oder aber auch die Entstehung oder Unterbrechung sowohl mariner als auch terrestrischer Verbindungen im klein- wie im großräumlichen Maßstab beurteilt werden.

Allgemein gilt für paläobiogeographische Untersuchungen, dass ihre Aussagekraft eindeutig vom regionalen Untersuchungsstatus der betrachteten Gruppen abhängig ist. Außerdem ist es – je nach Bedarf für die zu untersuchende Problematik – von entscheidender Bedeutung, auf welcher taxonomischen Ebene diese unternommen werden. Je höher die taxonomische Auflösung einer betrachteten Gruppe (von der Gattungsbis zur Art-Ebene; ggf. bis zur Unterart-Ebene [z.B. bei Vertebraten]) herausgearbeitet werden kann, desto präziser und umfangreicher sind die Interpretationsmöglichkeiten der erzielten Resultate. Ein entscheidender Faktor für die Relevanz der Interpretation paläoökologischer Untersuchungen ist dabei die Qualität der zugrunde gelegten Daten. Es hat sich dabei – auch in den für die vorliegende Arbeiten verwendeten Datenquellen – erwiesen, dass eine unkritische Übernahme unrichtiger taxonomischer Zuordnungen deutlich negative Auswirkungen auf die Interpretation und somit auf die Gültigkeit der vermeintlich erzielten Aussagen haben kann. Allgemein ist deshalb zu empfehlen, auf die Verwendung lediglich auf Nennung (beispielsweise einer Art) beruhender Fossilien ohne Abbildung derselben zu verzichten. Bei geeigneter Darstellung eines für die Untersuchung herangezogenen Fossils muss dabei unbedingt im Vergleich auf die Existenz von möglicherweise bestehenden Synonymien oder Fehlbestimmungen geachtet werden. Für größere paläobiogeographische Untersuchungen über einen längeren stratigraphischen Bereich ist ferner – und dies gilt besonders für ältere in die Bearbeitung einbezogene Daten – zu prüfen, inwieweit die biostratigraphische Zuordnung des betrachteten Fossils nach heutigen Maßstäben noch aufrecht erhalten werden kann. Je nach Klarheit der chronostratigraphischen Einstufung eines betrachteten Fossils kann nur so entschieden werden, ob die genannten Vorkommen (mehr oder weniger) synchron oder diachron sind; d.h. eine Unterscheidung zwischen zeitlich parallelem Auftreten oder Migration oder Fortbestehen nach Erlöschen des Fossils in einem anderen Gebiet handelt. Aussagen hierzu können einerseits zu paläoökologischen Fragestellungen, andererseits aber besonders auch zur Klärung von plattentektonischen Prozessen von erheblicher Relevanz sein.

In der vorliegenden Arbeit sollen im Folgenden nun die zuvor beschriebenen Fossilgruppen in ihrer paläobiogeographischen Verbreitung diskutiert werden. Hierfür eignen sich bei den Foraminiferen besonders die Großforaminiferen. Die Ostrakoden wurden in ihrer Gesamtheit bereits in eine große überregionale paläobiogeographische Studie einbezogen (LUGER, 2003). Wegen ihrer besonderen Bedeutung für die platten-

tektonische Interpretation - und um die Einheitlichkeit der Arbeit zu wahren – werden auch sie hier noch einmal ausführlich besprochen.

8.1 Foraminiferen

Für paläobiogeographische Überlegungen kommen im vorliegenden Fall der Karbonatrampsensedimentation besonders Großforaminiferen in Betracht. Hierbei ist der Untersuchungsstatus in der zentralen Tethys in den Zeitbereichen Apt bis Cenoman, Campan und Maastricht insbesondere in Europa und Nordafrika/Mittlerer Osten als gut zu bezeichnen (Abb. 26 gibt den Bearbeitungsstand für das Apt bis Cenoman wieder). Es wird vom Autor als extrem schwierig betrachtet, anhand der Vielzahl – teilweise fast kryptischer Literatur – ein gültiges Modell zur paläobiogeographischen Verteilung der Großforaminiferen des Apts bis Cenomans darzustellen. Erste überregionale Studien hierzu wurden von PÉLISSIÉ et al. (1982), SAINT-MARC (1982) und MOULLADE et al. (1980/1984) für den Bereich der zentralen Tethys veröffentlicht. Auch in SCHOEDER und NEUMANN (1985, Eds.) wurde in der umfassenden Arbeit zur Paläontologie der Großforaminiferen des Albs bis Turons des mediterranen Raums die Paläobiogeographie der behandelten Arten angegeben. Seit dieser Zeit ist eine große Zahl von Publikationen erschienen, die die bis dato bekannte Verbreitung verschiedenster Großforaminiferen über den bekannten Raum erweitern. Da es sich dabei allerdings größtenteils nur um Nennungen in Fossilisten handelt, erscheint es dem Autor nicht sinnvoll hier den Versuch einer differenzierten Analyse zu unternehmen, insbesondere da es sich oft um stark regionalisierte (teils endemische) Vorkommen handelt.

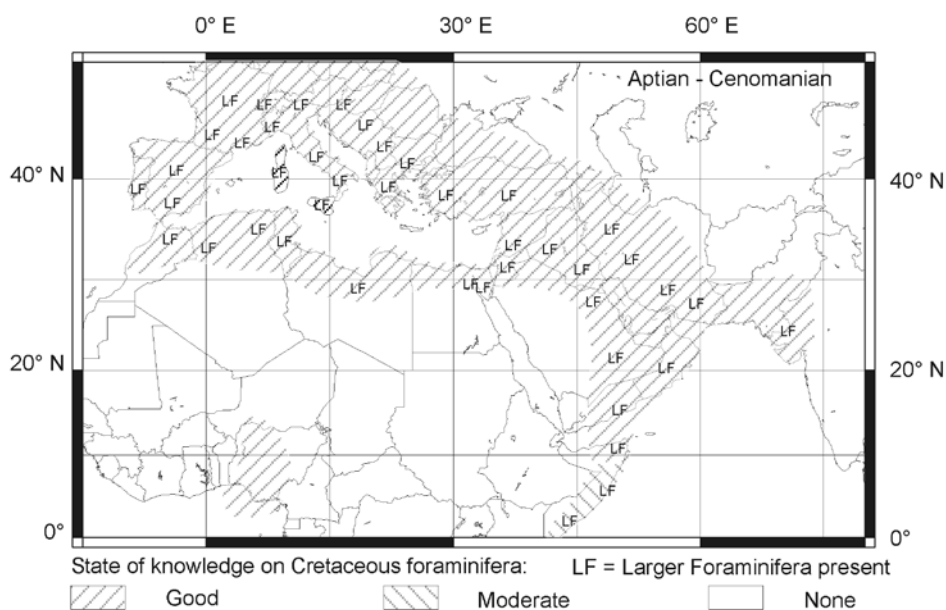


Abb. 26: Untersuchungsstatus der Foraminiferen der Zeitbereiche Apt-Cenoman in der zentralen Tethys und angrenzender Gebiete. LF: Großforaminiferen bekannt.

Allgemein kann festgehalten werden, dass vom Apt bis Cenoman eine zunehmende Diversifizierung der Gruppen (Unterordnungs- bis Artebene) zu verzeichnen ist. Hierbei sind es im Apt die orbitoliniden, die z.B. mit *Palorbitolina lenticularis* eine nahezu pan-tethyale Verbreitung erreichen. Mit dem Oberapt bis ins untere Cenoman erreichen Gattungen wie *Mesorbitolina* und *Orbitolina* eine ebenso weite Verbreitung und

darüber hinaus (*Orbitolina* z.B. bis nach Südengland). Ab dem oberen Alb und Neoman verbreiten sich alveolinide und andere miliolide Großforaminiferen über die gesamte zentrale Tethys, wobei allerdings auf Gattungs- und Artebene teilweise deutliche lokale Differenzierungen zu verzeichnen sind (SCHROEDER und NEUMANN, 1985). Ebenso ist die Gattung *Conicorbitolina* der orbitoliniden in ihrer Verbreitung – bei unterschiedlicher maximaler biostratigraphischer Reichweite – auf diesen Raum beschränkt. MOULLADE et al. (op. cit.) und PÉLISSIÉ et al. (op. cit.) beobachten hierbei eine zunehmende Regionalisierung bestimmter Großforaminiferen zu dieser Zeit.

Generell ist zu bemerken, dass in diesem Zeitraum die Anzahl der bekannten Arten im südeuropäischen Raum größer ist als in der zentral-östlichen Tethys. Ob dies auf den höheren Stand der Untersuchungen in dieser Region zurückzuführen ist oder der Realität entspricht, entzieht sich momentan der Beurteilung. Abb. 27 gibt die momentan bekannte Verbreitung ausgewählter Gattungen im Cenoman der zentralen Tethys wieder. Vermutlich bedingt durch den erhöhten Meeresspiegelstand und die damit verbundene Versenkung der Karbonatrampen- oder -plattformsedimentation im Campan und Maastricht (Dan) sind die Vorkommen von Großforaminiferen in Westeuropa und Nordafrika einschließlich des mittleren Ostens stark regionalisiert (siehe Abb. 28, 29). Demgegenüber treten jetzt besonders im östlichen Europa, der Türkei und im Nahen Osten, Arabien und im äußersten Nordostafrika besonders häufig und teilweise stark diversifizierte Großforaminiferenassoziationen auf.

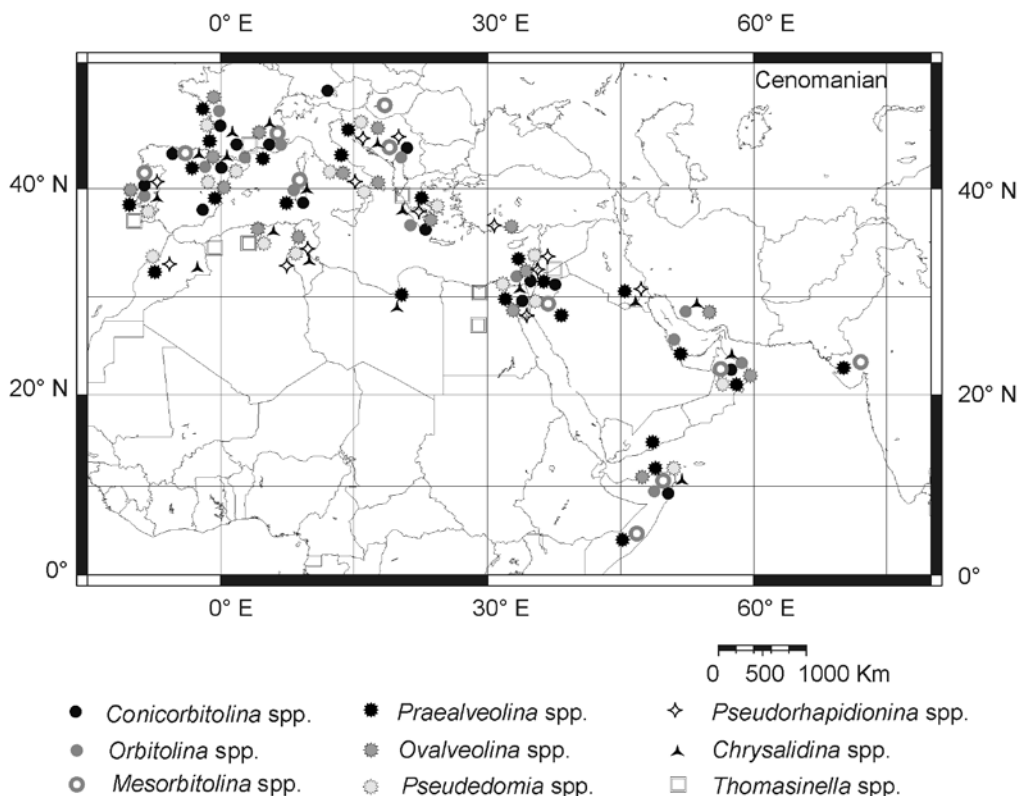


Abb. 27: Bekannte paläobiogeographische Verbreitung ausgewählter Großforaminiferengattungen im Cenoman.

Besonders auffällig ist, dass in Westeuropa und Nordafrika die annähernd circumtethyal verbreiteten orbitoiden Gattungen wie *Orbitoides*, *Lepodorbitoides* und *Omphalocyclus* sowie die auch aus dem Balkan, Griechenland, der Türkei (~= Apulien, BIGNOT, 1984), dem Iran sowie dem westlichen Indien bekannte Gattung

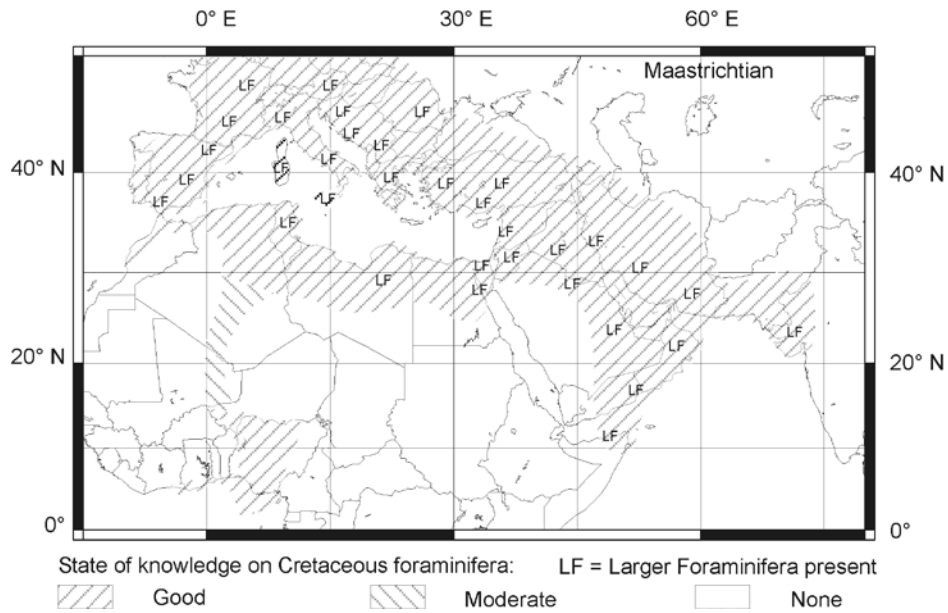


Abb. 28: Untersuchungsstatus der Foraminiferen Maastricht in der zentralen Tethys und angrenzender Gebiete. LF: Großforaminiferen bekannt.

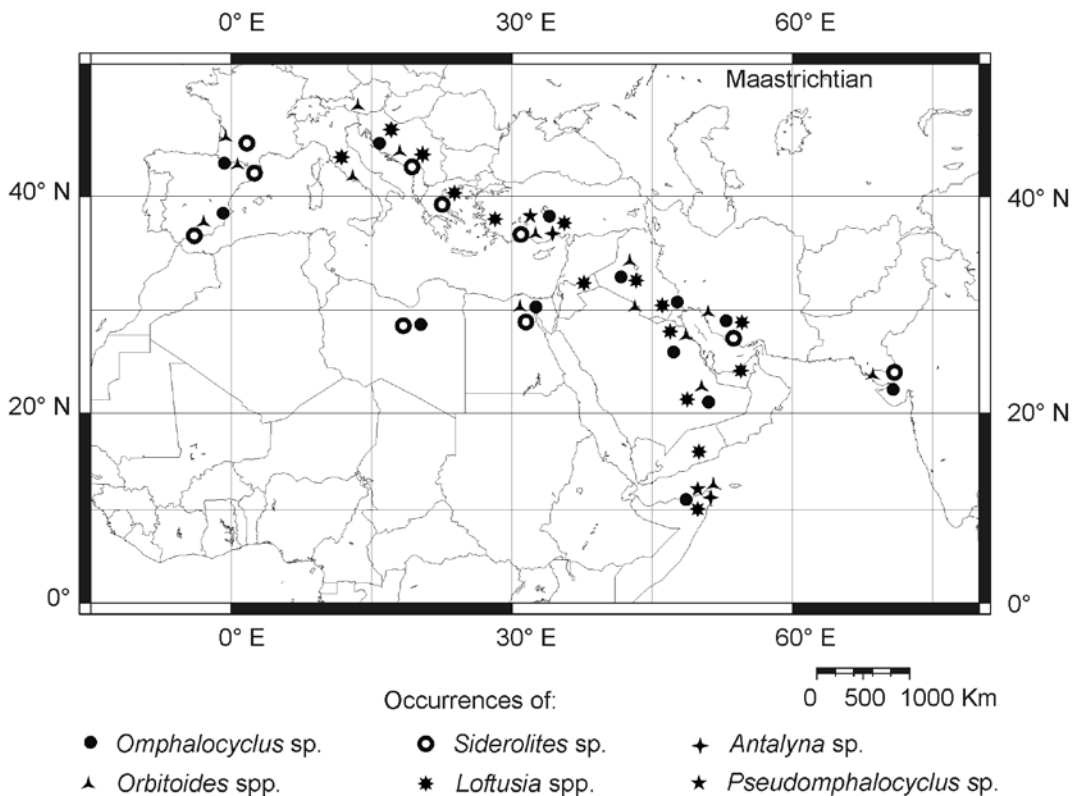


Abb. 29: Paläogeographische Verbreitung ausgewählter Großforaminiferen des Maastrichts in der zentralen Tethys. Verbreitung von *Loftusia* nach FLEURY et al. (1990), andere Foraminiferen nach diversen Autoren sowie eigenen Beobachtungen (Somalia).

Siderolites die wesentlichen Bestandteile der Großforaminiferenfaunen des Maastrichts bilden – wobei letztere nicht aus Arabien und Nordostafrika bekannt ist. Nach BIGNOT (1984) ist die Gattung *Navarella* auf Westeuropa und das westliche Nordafrika beschränkt. Andere hingegen (*Fallotia*, *Murciella*) seien in beiden Regionen westlich der Levante vertreten. FLEURY et al. (1990) behandeln die Verbreitung der großwüchsigen Gattung *Loftusia*, die lediglich von den adriatisch-ägäischen Plattformen sowie dem arabischen Raum und Nordostafrika bekannt ist (das einmalige Vorkommen in Italien wird von diesen Autoren als fraglich behandelt). Die Verbreitung dieser Gattung sowie die bisher nur aus der Türkei und Nordostsomalien bekannten Gattungen *Pseudomphalocyclus* und *Antalya* wird auf Abb. 29 dargestellt. Dieses Phänomen wird in der im Anschluß an die Darstellung der Paläobiogeographie der Ostrakoden folgenden Zusammenfassung für dieses Kapitel besonders zu diskutieren sein.

8.2 Ostrakoden

Benthonische Ostrakoden besitzen im Gegensatz zu einigen Großforaminiferen keine leicht zu verdriftenden Ovarien (bzw. Initialstadien) und sind somit auf vagil benthonische Verbreitung (oder zufällige kurzzeitige Anheftung an verdriftende Organismenreste, Nekton oder fliegende Organismen) gebunden. Somit eignen sie sich ausgezeichnet zur Rekonstruktion paläobiogeographischer Zusammenhänge. Hinzu kommt, dass benthonische Ostrakoden in der Regel sehr stark faziesabhängig sind, wodurch sie sich in ihrer paläobiogeographischen Verbreitung auch zur Rekonstruktion zusammenhängender Faziesräume bzw. deren räumlicher Trennung eignen. Dabei kann bei großmaßstäblichen (globalen) Untersuchungen ein Vergleich auf der Gattungsebene genügen; für regionale und überregionale Studien empfiehlt sich aber ein Vergleich auf der Artebene. Ausschlaggebend ist wie bei allen paläobiogeographischen Untersuchungen zunächst der Untersuchungsstatus der Ostrakoden im betrachteten Zeitraum der Region (siehe hierzu Abb. 30). Im Gegensatz zu den Foraminiferen ist zu beachten, dass für die kretazischen Ostrakoden nahezu keine Daten aus dem Bereich der apulischen Region sowie des nördlichen Arabiens vorliegen. Ebenso sind für den Zeitbereich Apt bis Cenoman keine Daten aus Libyen publiziert.

Angeregt durch die für den nordafrikanisch/arabischen Raum publizierten Untersuchungen von ATHERSUCH (1988, 1994) und BABINOT und BURDILLON DE GRISSAC (1989) und den darin beobachteten Phänomenen der paläogeographischen Verteilung der kretazischen Ostrakoden unternahm der Autor eine umfassende Studie der artlichen Verteilung der Ostrakoden Afrikas und Arabiens auf der Artebene für den Zeitraum Apt bis zum Dan (LUGER, 2003). Darin wurden insgesamt 1272 in der Literatur abgebildete Ostrakodenarten zuzüglich des hier vorgestellten eigenen Materials (Kapitel 4.1) auf ihre zeitliche und räumliche Verbreitung geprüft. Dabei erfolgte der Vergleich auf dem Niveau der jeweiligen stratigraphischen Stufen unter Ausschluß von Synonymien und partiellen Fehlbestimmungen. Zur Quantifizierung der Übereinstimmung verschiedener Ostrakodenvergesellschaftungen einzelner Regionen wurde dabei von den verschiedenen Ähnlichkeits-Indices („similarity indices“) der Jaccard-Index benutzt:

$$C/N_1 + N_2 - C.$$

Hierbei gibt C die Anzahl der gemeinsamen Spezies zweier betrachteter Regionen wider; N_1 beziffert die Gesamtanzahl der Arten des Gebietes mit der geringeren Artendiversität und N_2 die Gesamtanzahl der Arten des Gebietes mit der höheren Artendiversität. Zur besseren Darstellbarkeit wurde das Ergebnis dieser Rechnung einfach mit dem Faktor 100 publiziert. Dies resultierte in der Darstellung von 9 auf die jeweilig

betrachteten Stufen bezogenen Karten, in der die jeweiligen Ähnlichkeiten zum Ausdruck kamen (LUGER, 2003, Figs. 2, 4, 5). Um den Grad der Redundanz zu minimieren, wird an dieser Stelle auf die Wiedergabe dieser Karten verzichtet. Anstelle dessen wird nur eine exemplarische Darstellung der Ergebnisse gegeben (siehe Abb. 35).

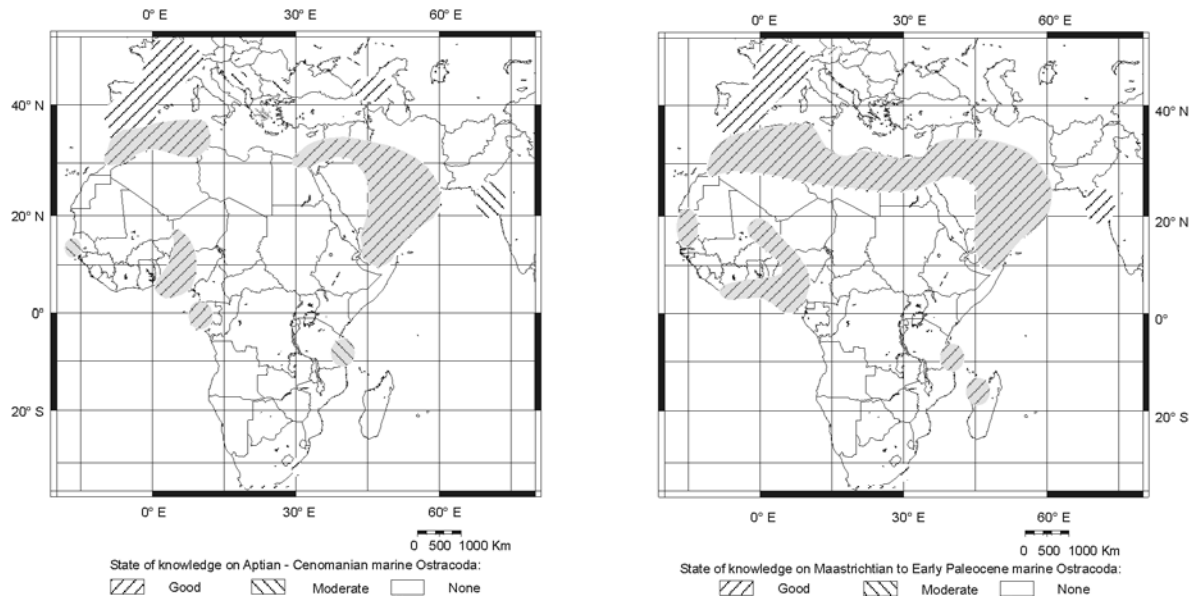


Abb. 30: Untersuchungsstatus der marinen Ostrakoden in der zentralen Tethys, Teilen von Europa, Afrika und dem westlichen Indien im Apt bis Cenoman (links) und Maastricht bis unteres Paleozän (rechts). (aus: LUGER, 2003; die für diese Studie in Betracht gezogenen Regionen sind grau hinterlegt).

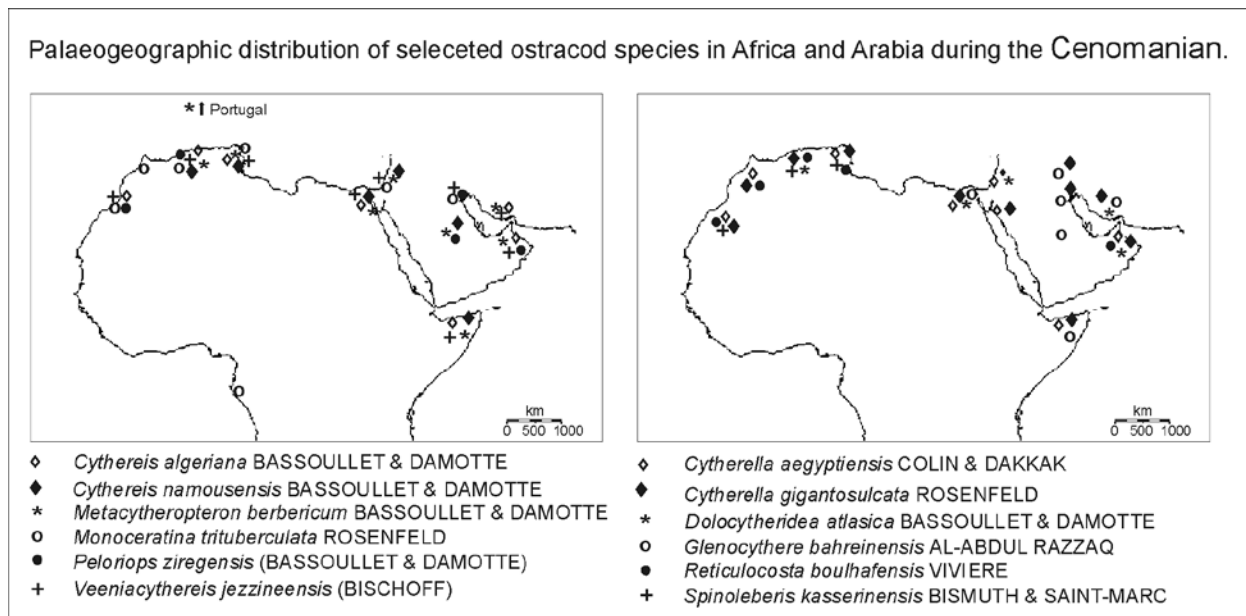


Abb. 31: Paläogeographische Verteilung ausgewählter Ostrakodenarten im Cenoman der „South Tethyan ostracod province“ (aus: LUGER, 2003). Man beachte die auf Nordwestafrika beschränkte Verbreitung von *Reticulocosta boulhafensis* und *Spinoleberis kasserinensis* sowie die auf Nordostafrika und Arabien/Iran begrenzte Verbreitung von *Glenocythere bahreinensis*, wodurch eine Unterteilung der Bioprovinz möglich ist (nicht im Text erwähnt).

Für den Zeitbereich Apt bis Cenoman ist für die gesamte betrachtete Region ein zunehmender Grad an Übereinstimmung zu verzeichnen, wobei einzelne Arten im Cenoman eine extrem weite Verbreitung von Nordwestafrika über Nordafrika und Arabien bis Nordsomalia hatten (siehe Abb. 31). Für diese Ostrakodenfaunen führte LUGER (op. cit.) den Begriff „South Tethyan ostracod province“ ein. Es erscheint in diesem Zusammenhang interessant festzuhalten, dass BABINOT et al. (2009) in ihrer neuen Studie über die offenermarinen Ostrakodenfaunen des nördlichen Madagaskars – wenn auch nicht auf der Art-Ebene – durch das dortige Auftreten der Gattungen *Megommatocythere* und *Glenocythere* Beziehungen zur östlichen „South Tethyan Ostracod province“ (*Glenocythere* sunbprovince) feststellen. Das Fehlen gemeinsamer Arten ist hierbei vermutlich auf ökofazielle Gründe zurückzuführen (offenmarine Fazies mit planktonischen Foraminiferen im nördlichen Madagaskar versus flachmarine Karbonatrampen-Sedimente in Nordsomalia/Arabien)

Nach dem Cenoman erfolgte in Somalia und im ostarabischen Raum sowie Südiran eine Phase der Hebung und Emersion, wodurch der Austausch der Faunen mit dem nordafrikanischen/levantinischen Raum unterbrochen wurde (siehe Abb. 33). Dies sollte in der Folge dramatische Konsequenzen in der Entwicklung der Ostrakodenvergesellschaftungen der bis dato einheitlichen „South Tethyan ostracod provinz“ haben.

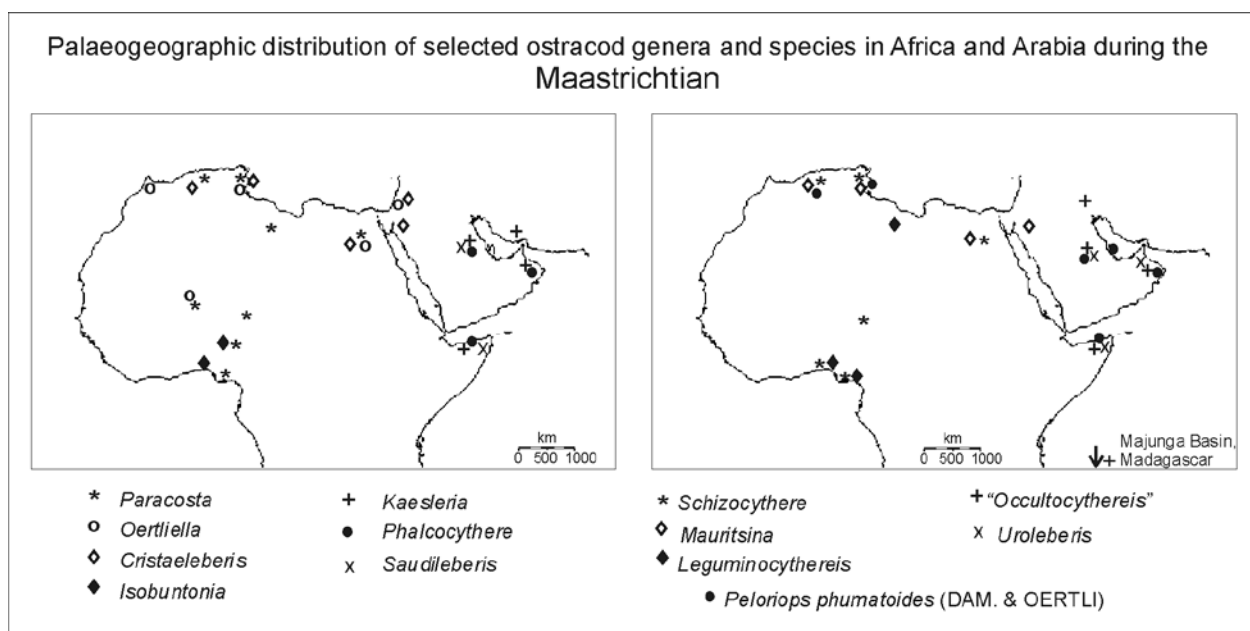


Abb. 32: Verteilung ausgewählter Ostrakodengattungen in Afrika (jeweils linke Kolumne) und Arabien/Iran (jeweils rechte Kolumne) zur Zeit des Maastrichts (aus: LUGER 2003). Die ebenfalls ausgewiesene Art *Peloriops phumatoides* ist die einzige beiden zu dieser Zeit gemeinsame Spezies.

Während sich im nordostafrikanisch/levantinischen Raum wegen der ununterbrochenen marinen Sedimentation die phylogenetische Entwicklung der in der „South Tethyan ostracod province“ vorhandenen Ostrakoden im Turon kontinuierlich fortsetzte und neue Arten und Gattungen hervorbrachte, entstand nach dem Hiatus unterschiedlicher Dauer in der arabischen Region (Abb. 33) ab dem Coniac eine völlig neue Vergesellschaftung, in der nur wenige der Gattungen, die bereits vor dem Turon existierten mit neuen Arten persistierten. Diese neue Ostrakodenfauna entwickelte sich – zunächst extrem endemisch - mit der erneut einsetzenden Transgression im Coniac des Iran und Oman und hatte bereits zu dieser Zeit bereits bei einer Diversität von bis zu 47 Arten nur noch eine mit dem südtethyalen Raum vergleichbare Art. Gleichzeitig

entstand hier die neue Gattung *Kaesleria*, die neben der überlieferten Gattung „*Brachycythere*“ von nun an das Bild der Ostrakodenfaunen dieser Region prägen sollte. Mit der fortschreitenden Transgression breitete sich diese Fauna bis nach Somalia und in das östliche Arabien aus. Ein faunistischer Austausch mit der synchron im nordafrikanisch/levantinischen Raum entstehenden *Protobuntonia numidica*-Fauna erfolgte so gut wie nicht (bestenfalls 1-2 Arten ko-existierten in den zumeist hochdiversen Ostrakodenassoziationen beider Regionen bis in die oberste Kreide). Besonders extrem dokumentiert sich dies in der paläogeographischen Verteilung der Gattungen beider Regionen im Maastricht (siehe Abb. 32). Die oben angeführten Beobachtungen veranlassten LUGER (op. cit.) dazu, für die nordafrikanischen Ostrakoden ab dem Turon den Begriff „*Protobuntonia numidica* province“ und für die ostarabischen/ iranischen/nordsomalischen Faunen ab dem Coniac den Terminus „*Kaesleria* province“ einzuführen (siehe Abb. 38). Trotz der engen Nachbarschaft beider Provinzen im levantinischen/west-arabischen Raum und der nach den bekannten paläogeographischen Rekonstruktionen bestehenden Meeresverbindung beider Regionen in der höheren Oberkreide (siehe Abb. 34) erfolgte keinerlei Durchmischung dieser Ostrakodenassoziationen. Da dies auch auf der Gattungsebene gültig ist, liegt hier eine aussergewöhnliche Situation vor, deren Ursachen in der anschließenden Zusammenfassung der Paläobiogeographie andiskutiert werden soll.

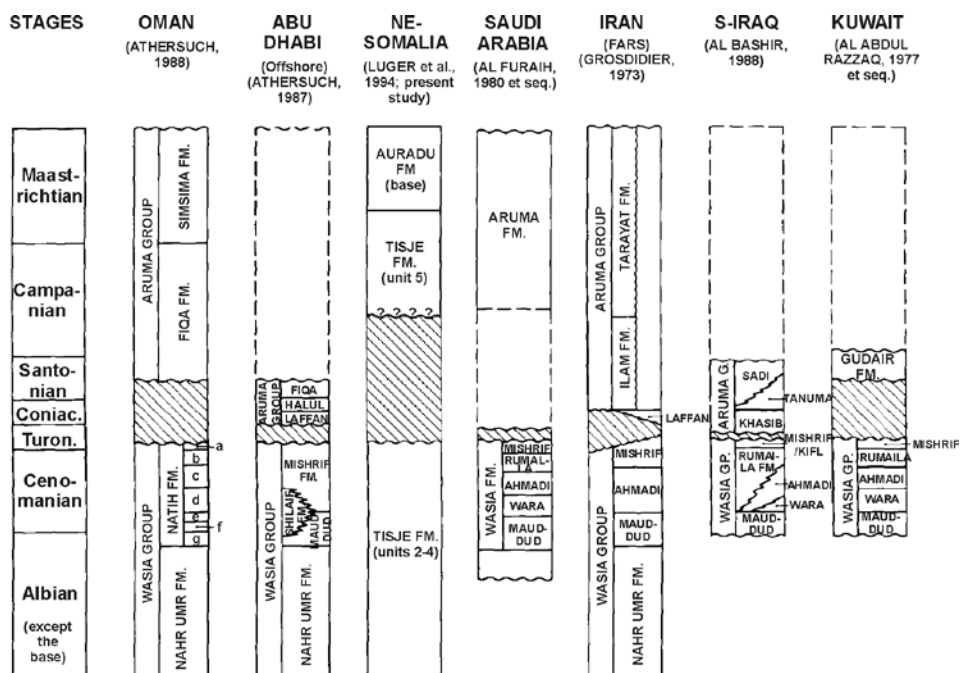


Abb. 33: Vergleich stratigraphischer Kolumnen für Teile der Kreide des Golfs von Arabien (nach ATHERSUCH, 1994 und LUGER, 2003 – leicht verändert)

8.3 Zusammenfassung der Paläobiogeographie

Die Integration der paläobiogeographischen Ergebnisse der Verbreitung von Großforaminiferen und Ostrakoden der Kreide (und Dan) ist von vornherein durch die Inkongruenz der Informationslage über beide Fossilgruppen beeinträchtigt. So liegen einerseits keine Informationen über die Ostrakodenfaunen des zentral- und östlichen mediterranen Raums vor. Andererseits ist die Informationslage über die Verbreitung der betrachteten Großforaminiferengattungen in Nordafrika und Südwesteuropa begrenzt. Insgesamt ist für den Zeitbereich Apt bis Cenoman eine zunehmende Vereinheitlichung der marinen Faunenvergesellschaftungen

tungen in Nordafrika und Arabien zu verzeichnen. Bereits im Apt zeigen die Foraminiferenfaunen eine annähernd pan-tethyale Verbreitung. Die wenigen vorliegenden Daten über Ostrakoden aus der Region dieses Zeitraums sind diskutabel. Auf der einen Seite sind hohe Ähnlichkeiten zwischen den Faunen des mittleren Ostens und Somalia zu verzeichnen, wobei diese durch Arten des flachmarinen Milieus gekennzeichnet sind (LUGER, 2003). Auf der anderen Seite sind ebenfalls bereits hohe Ähnlichkeiten der Ostrakodenfaunen zwischen Nordwestafrika (Marokko) und Somalia zu beobachten, bei denen es sich um Faunenelemente des offenen Schelfbereichs handelt. Zu dieser Zeit bestanden bei den Ostrakoden der südlichen Tethys keinerlei engere zu denen der nördlichen Tethys – ebensowenig sind Beziehungen zum zentral-westlichen Afrika zu verzeichnen (letzteres gilt auch für die Foraminiferen).

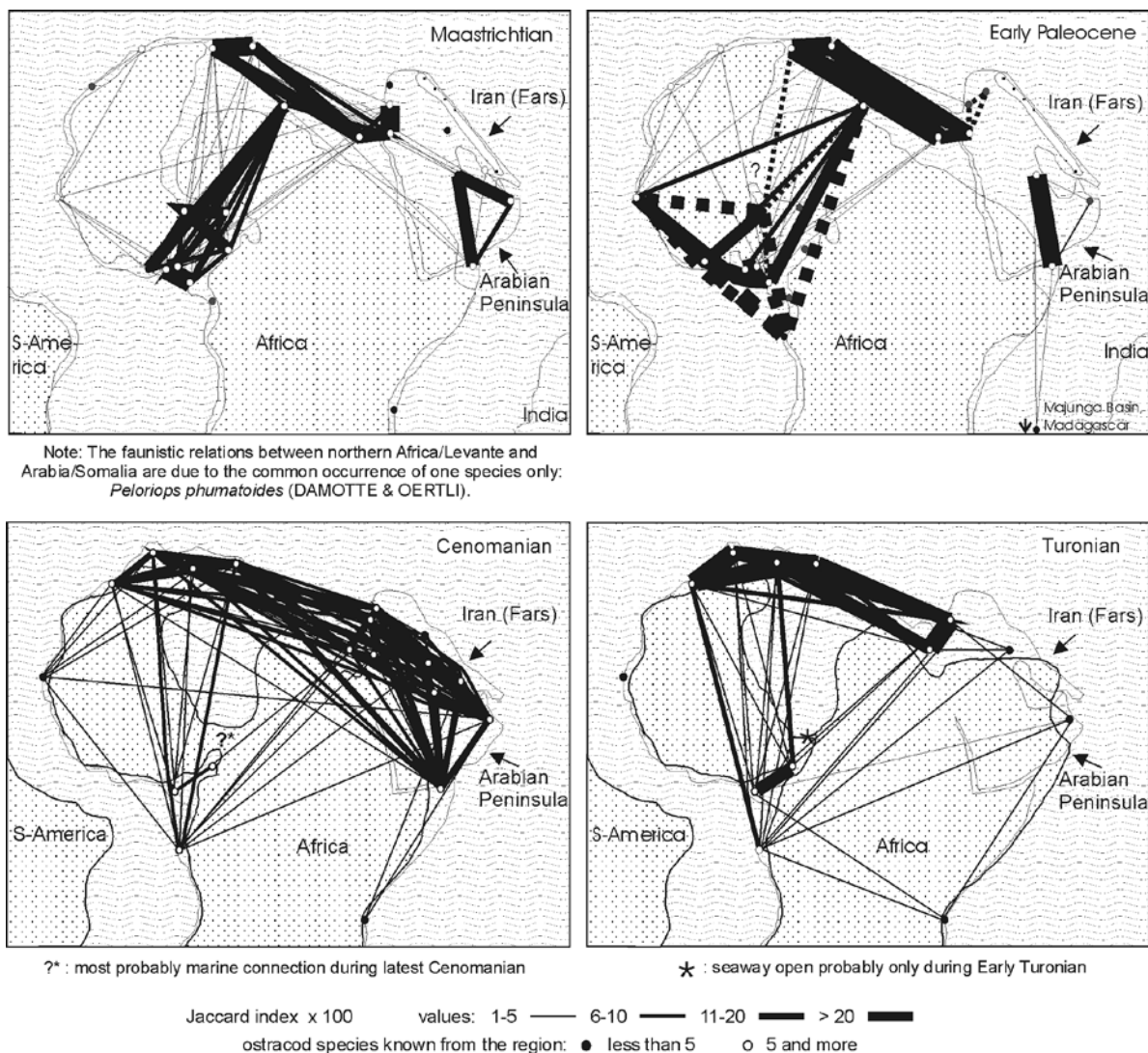


Abb. 34: Ergebnisse der Berechnungen der Faunenähnlichkeiten der Ostrakoden des nördlichen Afrikas und Arabiens/Iran in ausgewählten Stufen der Oberkreide/Paleozän geplottet auf paläogeographische Karten nach SCOTESE 2001a, b und SCOTESE et al. 1988. Land- (gepunktet) und Meeresverteilung (Wellenlinien); für das Turon im ostarabischen Raum leicht verändert nach eigenen Beobachtungen. Die Dicke der verbindenden Linie gibt den Grad der Ähnlichkeit der Ostrakodenfaunen zwischen zwei Regionen wieder, bezeichnet aber keinesfalls Migationswege. Die für das (untere) Turon im ostarabischen Raum angegebenen Vorkommen sind in ihrer zeitlichen Zuordnung als nicht gesichert zu betrachten. Gestrichelte Linien (Paleozän) geben interessante Übereinstimmungen von Ostrakodenfaunen mit sehr geringer Artendiversität wieder (aus: LUGER, 2003). Bereits jetzt trat die im weiteren Verlauf der Entwicklung zwischen der paläogeographischen Verbreitung der

Foraminiferen und Ostrakoden zu verzeichnende Diskrepanz zu Tage. Im Alb schritt – bei zunehmender Datenbasis - die Vereinheitlichung der paläogeographischen Verteilung der betrachteten Mikrofaunen voran. Wiederum sind es die Großforaminiferen (allen voran die Orbitoliniden; ab dem obersten Alb auch Alveoliniden), die eine pan-tethyale Verbreitung erreichten (bei den Orbitoliniden erreichte *Orbitolina sefini* die weiteste Verbreitung bis nach Südengland, siehe Kapitel 5). Auch bei den Ostrakoden ist eine zunehmende Ähnlichkeit der Faunenelemente zu verzeichnen – diese beschränkte sich allerdings immer noch ausschließlich auf den südtethyalen Raum. Nach wie vor bestanden bei dieser Fossilgruppe keine engeren Beziehungen zu den europäischen oder zentral-westafrikanischen Ostrakodenassoziationen.

Mit dem Cenoman erreichte die Vereinheitlichung der Fossilvergesellschaftungen in der unteren Oberkreide Nordafrikas und Arabiens/Iran ihr Maximum. Zu dieser Zeit bestand in weiten Teilen der südlichen Tethys eine ausgedehnte Flachwasser-Fazies, deren Fauna mit Rudisten, Großforaminiferen und Ostrakoden von ANDREU (1993) mit dem Terminus „North African – Middle East palaeobiogeographical province“ bezeichnet wurde. LUGER (2003) führte in Bezug auf die Ostrakodenfaunen den Begriff „South Tethyan ostracod province“ ein. Innerhalb des Cenomans ist eine zunehmende Diverzifizierung im zentral-westlichen Bereich der Tethys bei den Großforaminiferen zu beobachten (Iberische Halbinsel, Pyrenäen, Südfrankreich versus „apulische Plattform“ [s.o.] bis Arabien). Während im mittleren Cenoman im südwestlichen Europa orbitolinide und alveolinide Großforaminiferen co-existierten, ist dies beispielsweise in Nordsomalia nicht der Fall. Dafür treten im arabischen Raum Orbitolinen (*Orbitolina qatarica*) im unteren Cenoman auf, die aus der nördlichen Tethys bisher nicht berichtet wurden. Die Ursache für diese Entwicklung bleibt nach dem jetzigen Kenntnisstand unklar. Bei den Ostrakoden jedoch ist eine zumindest partiell gegebene Ausbreitung der bisher auf den südtethyalen Raum begrenzten Arten mit südeuropäischen als auch zentral-westafrikanischen Faunen zu beobachten (ANDREU, 1993, GEBHARDT, 1999a-c). Allerdings beschränkte sich die Überlappung der Faunenelemente lediglich auf Südwesteuropa (portugiesischer Raum); im zentralen Westafrika hatte dies weitere Verbreitung (siehe ops. cit. und Abb. 35). Dieses Maximum der Verbreitung der „South Tethyan ostracod fauna“ stimmt mit einem Maximum der transgressiven Periode im Grenzbereich Cenoman/Turon überein (HAQ et al., 1987). Ob dabei eine Migration über Westafrika oder den von REYMENT (1980) für diese Zeit postulierten „Trans Sahara Seaway“ die hauptsächliche Ursache war - oder beides - kann derzeit nicht beurteilt werden.

Nach dem Cenoman erfolgte nicht nur in Somalia, sondern im gesamten ostarabisch/südiranischen Raum eine Phase der Emersion und Erosion (siehe Fig. 33; ebenso: ELLIS et al., 1996; BEYDOUN, 1997 und BOSENCE 1997). Inwieweit dieser Hiatus unterschiedlicher Dauer auf die paläogeographische Verteilung der Großforaminiferen Einfluß hatte, kann Mangels vorliegender Daten nicht beurteilt werden. Bei den Ostrakoden jedoch führte diese Unterbrechung zu der oben beschriebenen Aufspaltung der „South Tethyan ostracod province“ in die nordafrikanisch/levantinische „*Protobuntonia numidica* province“ und die ostarabisch/iranisch/nordsomalische „*Kaesleria* province“.

Während im Campan noch keine deutlichen Besonderheiten zwischen den europäischen (nordtethyalen) und den Afro-arabischen (südtethyalen) Großforaminiferenassoziationen zu beobachten sind, ist dies im Maastricht allerdings der Fall. Zu dieser Zeit tritt neben den pan-tethyal verbreiteten Gattungen wie *Orditoides* etc. (siehe oben) die Gattung *Loftusia* auf, die lediglich von den adriatisch-ägäischen Plattformen sowie

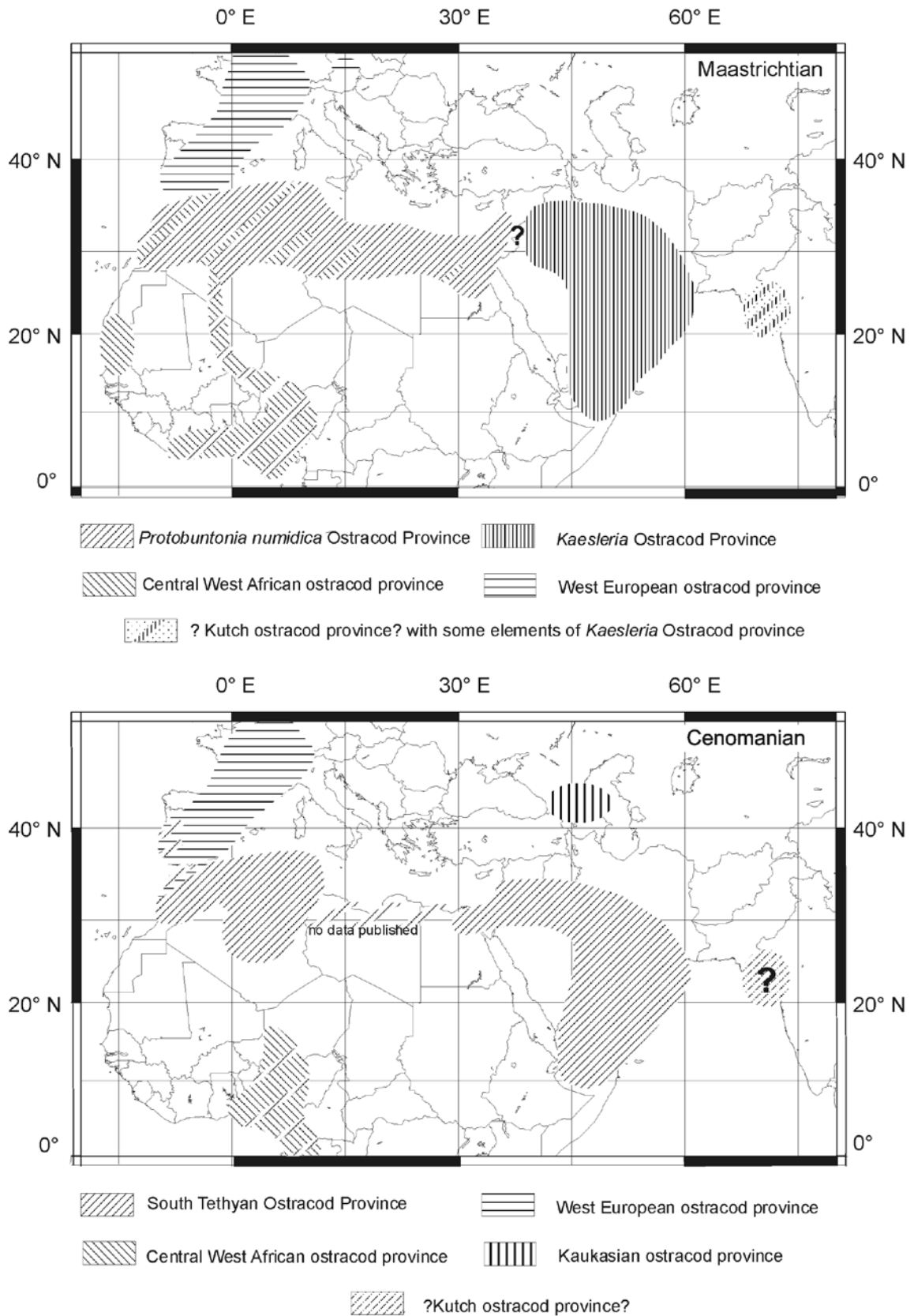


Abb. 35: Faunenprovinzen der Ostrakoden im Cenoman (A, unten) und Maastricht (B, oben) Afrikas, des vorderen Orients und Europas (aus: LUGER, 2003).

dem arabischen Raum und Nordostafrika bekannt ist. Ebenso treten die bisher nur punktuell aus der Türkei und Nordostsomalien bekannten Gattungen *Pseudomphalocyclus* und *Antalya* auf (siehe Abb. 32). Für die paläobiogeographische Bedeutung der beiden letzteren Gattungen fehlen bisher Untersuchungen aus den benachbarten Regionen. Ebenso ist es für die paläobiogeographische Interpretation der „*Kaessleria* province“ der Ostrakodenfaunen ein entscheidendes Hindernis, dass aus dem gesamten Raum der Verbreitung der Gattung *Loftusia* nördlich des Libanon keinerlei Daten über die Ostrakodenfaunen vorliegen. Es kann daher an dieser Stelle nur spekuliert werden, dass die Trennung der o.g. Ostrakodenfaunen eher auf lokale Gründe (warme Flachwasserfazies) denn auf Migrationsbarrieren zurückzuführen ist (LUGER, 2003).

9 Vergleich der faziellen Entwicklung der Kreide von Somalia und angrenzender Gebiete der arabischen Halbinsel und in Ostafrika

9.1 Somalia

Für den Vergleich der kretazischen Entwicklung Somalias mit der der angrenzenden Gebiete müssen zunächst die bestehenden Diskrepanzen zwischen dem untersuchten Gebiet in Nordsomalia mit der von BOSELLINI (1989, 1992) postulierten Situation in den südlich angrenzenden Gebieten Somalias dargestellt werden. Zwar ist dies größtenteils bereits in den Kapiteln 3.2 und 4 abgehandelt worden, jedoch müssen an dieser Stelle noch einmal die besonders hervorstechenden Differenzen hervorgehoben werden.

Der Übersichtlichkeit halber werden an dieser Stelle in den Abbildungen 36 und 37 Korrelationen der verschiedenen in Nordsomalia untersuchten lithologischen Einheiten vorgestellt.

Die Abb. 38 gibt anhand von zwei Profilen die unterschiedlichen Auffassungen des Autors gegenüber den von BOSELLINI (ops. cit.) gegebenen Darstellungen wieder (siehe auch LUGER und DOMINIK, 2009). Hierbei wird einerseits für Nordsomalia ein Ost – West Profil für Nordsomalia nach der für den Autor gültigen Version dargestellt, dem andererseits ein etwa Nord – Süd verlaufendes Profil im nördlichen Somalia nach der von BOSELLINI (ops. cit.) vertretenen Auffassung unverändert gegenübergestellt wird. Es wird dem Betrachter unvermittelt deutlich werden, dass hier erhebliche Diskrepanzen in der chronostratigraphischen Zuordnung der verschiedenen lithologischen Einheiten bestehen. Einerseits wird dies bereits an der Einstufung der den „Somali Wealden“ (angeblich diskordant) überlagernden Einheiten durch BOSELLINI (ops. cit.) in das Alb ersichtlich (hier: konkordant aus den Süßwasserablagerungen des basalen Unterapts hervorgehendes marines tieferes Unterapt). Besonders eklatant wird dies in der chronostratigraphischen Zuordnung der einzigen im zentral/-nördlichen Somalia vorliegenden Phase der offen marinen Schelfsedimentation erkennbar. Diese wird von BOSELLINI (ops. cit.) ohne nähere Begründung als „pelagisches Turon“ ausgewiesen (wobei bisher in Somalia an keiner Stelle turone Ablagerungen nachgewiesen wurden), kann jedoch in der vorliegenden Arbeit anhand der in diesen Ablagerungen enthaltenen Mikrofossilien eindeutig in das untere Oberapt eingestuft werden. BOSELLINI (ops. cit.) gibt darüber folgend nicht näher deklarierte mächtige Sedimente an, die am Top von einer Abfolge des „middle Senonian“ überlagert werden. Diskordant lägen diesen „Yesomma Sandstones“ des Paleozäns auf. Auch hier wird wiederum deutlich (und auch aus dem Text sowie in Abbildungen seiner Arbeiten ersichtlich), dass BOSELLINI (ops. cit.) einen Hiatus zwischen dem „middle Senonian“ und den „paleozänen“ „Yesomma Sandstones“ postuliert. Bereits in den Kapiteln 3.2 und 4 dieser Arbeit wurde auf diese Diskrepanz hingewiesen. Die hier dargestellten Profile mit ihren eindeutigen – biostratigraphisch zwingenden - Befunden weisen für Nordsomalia nach, dass hier eine bedeutende Diskordanz zwischen dem Cenoman und den marinen campanen Ablagerungen vorliegt. Auch das Maastricht ist in Nordostsomalia marin ausgebildet und geht ohne wahrnehmbare Diskordanz in die mächtige paleozäne Karbonatabfolge über (siehe auch CHERCHI et al., 1999). Die zwischen dem Cenoman und Campan (sowie zwischen Campan und Maastricht) in Nordsomalia angetroffenen Siliziklastika sind, sollten sie als „Yesomma Sandstones“ angesprochen werden, also eindeutig der höheren Oberkreide (~ „Late Senonian“) zuzuordnen.

Für den überregionalen Vergleich mit den benachbarten Gebieten werden in der vorliegenden Arbeit aber vorwiegend die Daten der eigenen Untersuchungen verwendet.

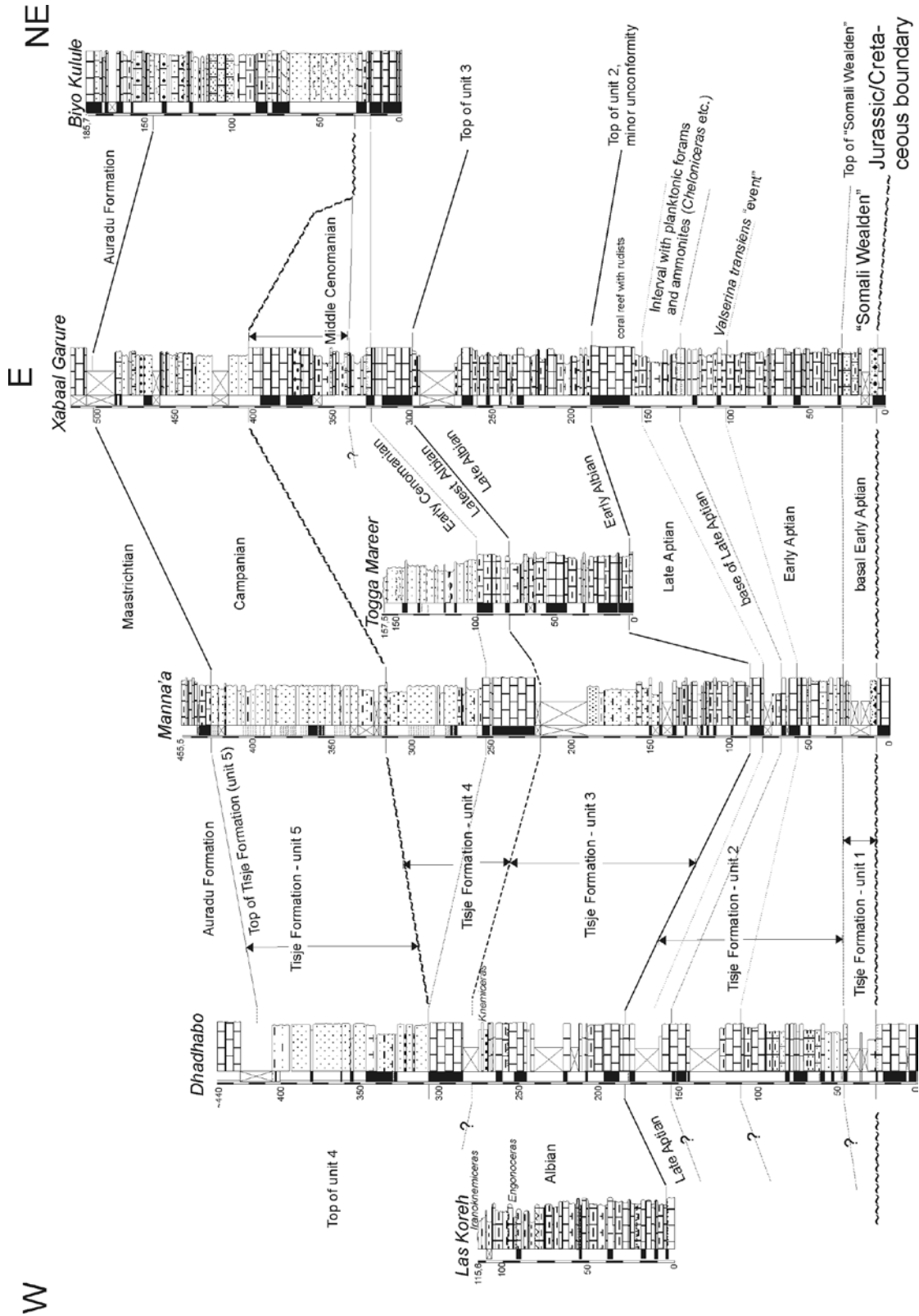


Abb. 36: Korrelation der lithologischen Untereinheiten der Tisje-Formation und der Auradu-Formation in ausgewählten Profilen Nordsomalias. Für Legende siehe Abb. 10.

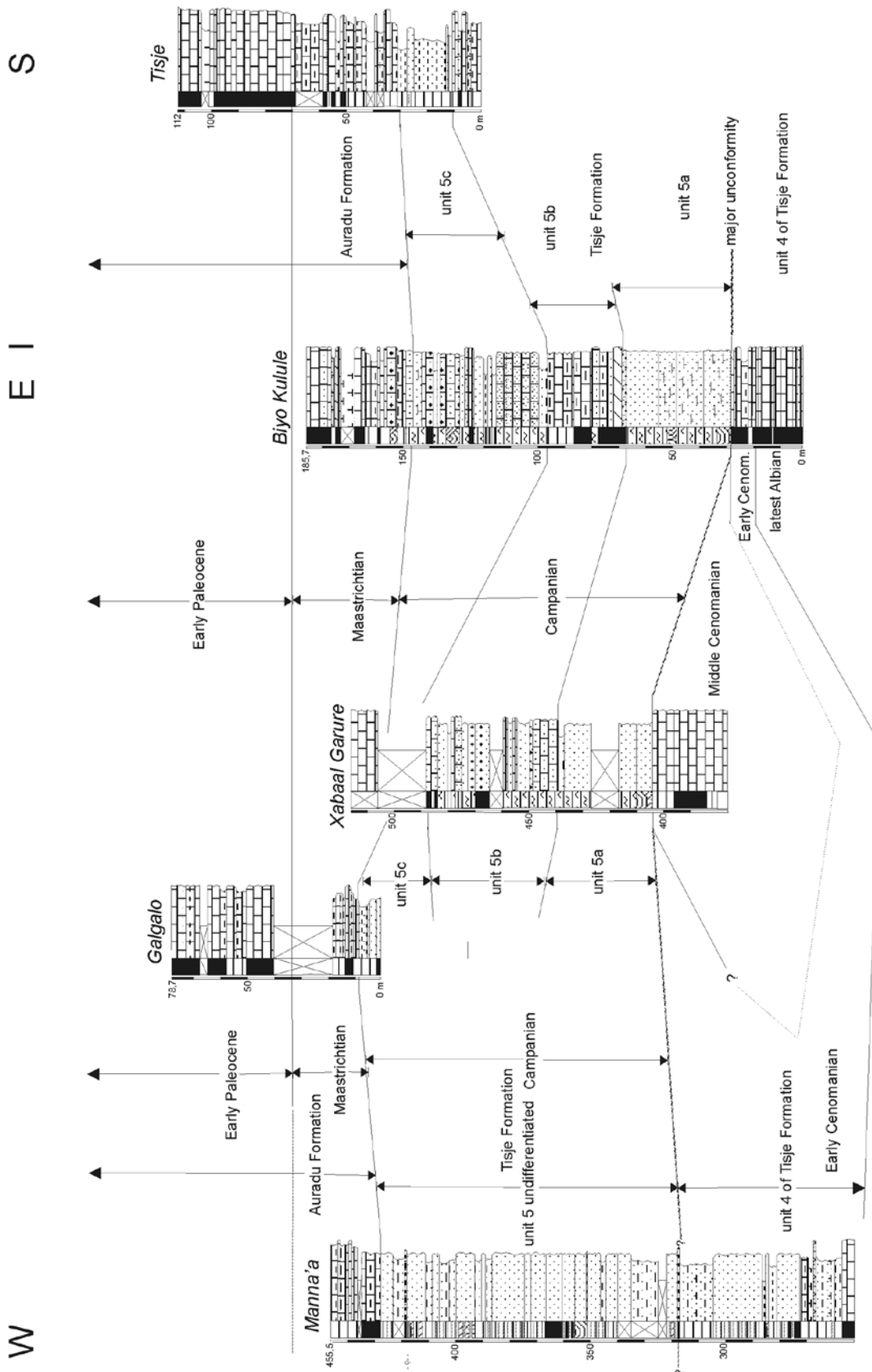


Abb. 37: Korrelation der lithologischen Untereinheiten der oberen Tisje-Formation und der tieferen Auradu-Formation in ausgewählten Profilen Nordsomalias. Für Legende siehe Abb. 10.

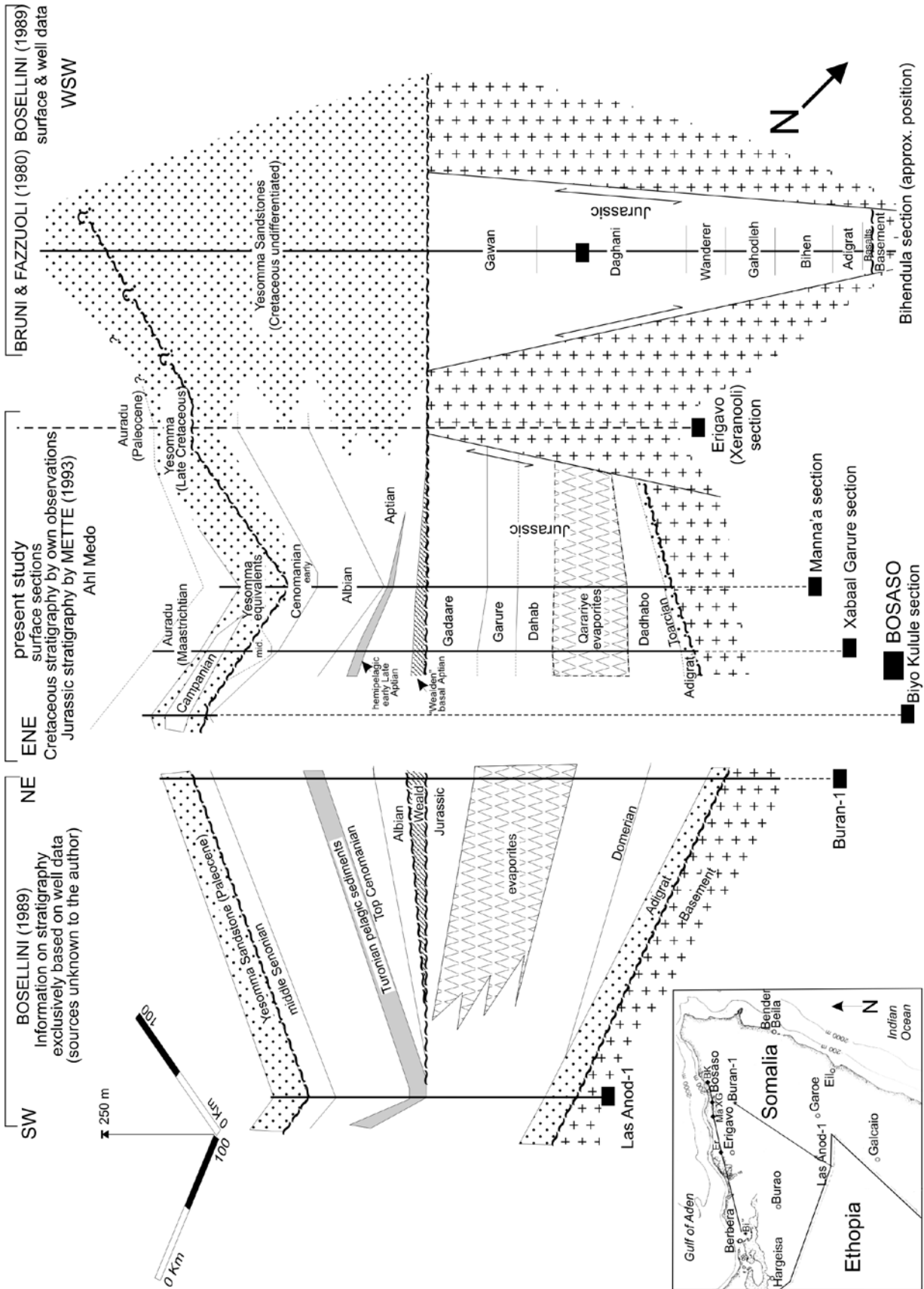


Abb. 38: Maßstäbliche Aufsicht auf die lithologischen Einheiten Nordsomalias aus nordöstlicher Sicht. Nord – Süd Profil nach BOSELLINI (1989, unverändert, Bohrdaten). Ost – West Profil nach eigenen Beobachtungen sowie in den Kontext dieser Arbeit gestellten Angaben aus BRUNI und FAZZUOLI (1980). Grau unterlegt sind die offenen marinen Schelfablagerungen (siehe auch LUGER und DOMINIK, 2009).

9.2. Die nördlich an Somalia angrenzenden Gebiete

9.2.1. Yemen

Zur Zeit der Kreide bis zur Öffnung des Golfs von Aden im Paläogen war das Gebiet des Yemen als südlicher Teil der damals noch zu Gondwana gehörigen arabischen Platte Nordsomalia unmittelbar benachbart. Deshalb wird diese Region hier zuerst und bevorzugt besprochen. Durch die verstärkte Erdöl-exploration im ausgehenden 20. Jahrhundert sind über die tektonische, stratigraphische und fazielle Entwicklung eine Vielzahl von Publikationen erschienen, von denen hier nur die von ELLIS et al. (1996), BOSENCE (1997), BEYDOUN (1997), BRENNAN et al. (1997) und HOLDEN und KERR (1997) erwähnt werden können. Von den im Detail abweichenden tektonischen Modellen für den Yemen wird an dieser Stelle nur das von BEYDOUN (op. cit.) wiedergegeben (siehe Abb. 39). Von den von BEYDOUN (op. cit.) für den Südyemen angegebenen tektonischen Elementen (Abb. 39) dürften in Nordsomalia (von West nach Ost) das „Balhaf Basin“ dem „Berbera trough“; das „Yahi – Mukalla High“ dem „Erigavo uplift“ und das „Say'un – al Masila Basin“ dem „Ahl Medo Basin“ entsprechen. Für die weiter östlich im Südyemen gelegenen tektonischen Einheiten kann für Nordsomalia hier keine eindeutige Aussage getroffen werden. Möglicherweise findet das „Fartaq High“ des Südyemen seine aufgeschlossene Entsprechung auf der nordöstlich dem Horn von Afrika vorgelagerten Inselgruppe von Abd Al Kuri bis Sokotra, wo ebenfalls unterkretazische Ablagerungen direkt dem Grundgebirge auflagern (BEYDOUN und BICHAN, 1970).

Bei genauerer Betrachtung der stratigraphischen Beckenentwicklung im Südjemen ergeben sich allerdings für den Zeitbereich Tithon bis Valangin erhebliche Unterschiede zu den im Bereich des Ahl Medo von METTE (1993) und in der vorliegenden Arbeit erzielten Beobachtungen. So hielt die marine Sedimentation nach BOSENCE (1997) und BEYDOUN (1997, siehe Abb. 40) mit der Nayfa-Formation sowohl westlich als auch östlich des Erigavo-Mukalla-Horsts vom Tithon bis zum Berrias und gefolgt von der Saar-Formation ununterbrochen bis in das Valangin an. Nach den zuvor genannten Autoren trat erst im oberen Valangin/(unteren) Hauterive eine Emersionsphase auf. Im Text seiner Publikation bemerkt BEYDOUN (op. cit., S. 627) an: "10. The Nayfa Formation directly overlies the Madhi where the Sab'atayn Formation evaporites were not deposited; where the Sab'atayn is present it generally unconformably overlies the Madbi and is apparently conformably followed by the Nayfa limestones. The Nayfa is in turn overlain by the Sarr Formation first recognised in the Al Qarn well in Wadi Hadramawt in 1990". Als stratigraphische Obergrenze gibt BEYDOUN (op. cit.) das höhere Valangin an. Sedimente dieses Zeitraums dürften in Nordsomalia während der oben genannten Emersionsphase erodiert und im Basalkonglomerat der Kreidetransgression amalgamiert worden sein (siehe Kapitel 4). In dieser Arbeit wird die unterschiedliche tektono/sedimentäre Entwicklung der zwischen den südyemenitischen Becken und dem Bereich des Ahl Medo „Basin“ bis Qandala (CHERCHI et al., 1993) Nordsomalias im Grenzbereich Jura/ Unterkreide als durch die randliche Position Nordsomalias in Bezug auf die südarabischen Sedimentationsräume bedingt interpretiert.

Nach dieser Emersionsphase hielt die Sedimentationsphase mit marinen Ablagerungen im Osten (Saaf Member of Qishn Formation) und kontinentalen Siliziklastika im Westen Yemens zunächst ununterbrochen bis in das obere Apt an. Danach erfolgte wie in den in Nordsomalia untersuchten Bereichen des Ahl Medo eine Emersionsphase zwischen dem obersten Apt und unteren Alb. Für die ältesten marinen Sedimente der Qishn Formation (Saaf Member) gibt BEYDOUN (op. cit.) das lokal eng begrenzte Vorkommen 750 m mächtiger tonig/mergeliger Ablagerungen in der Al-Furt-Bohrung im äußersten Westen des Jiza-Beckens an. Leider bleibt unklar, zu welchen Zeiten genau die marine Sedimentation im Say'un – al Masila Basin einsetzte.

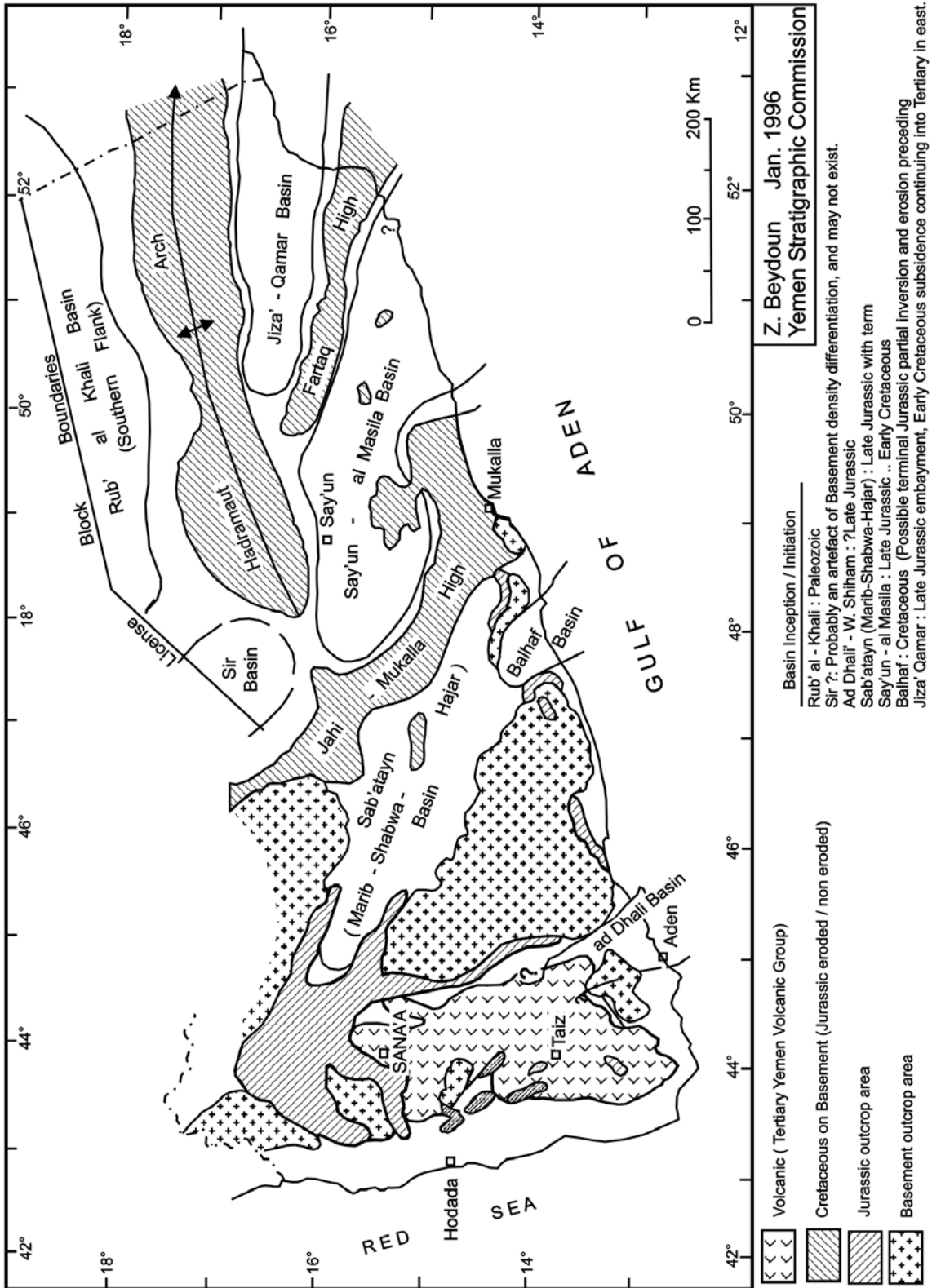


Abb. 39: Die strukturellen Elemente Yemens mit den wichtigsten Hochgebieten/Horsten und mesozoischen Becken (aus BEYDOUN, 1997, neu gezeichnet).

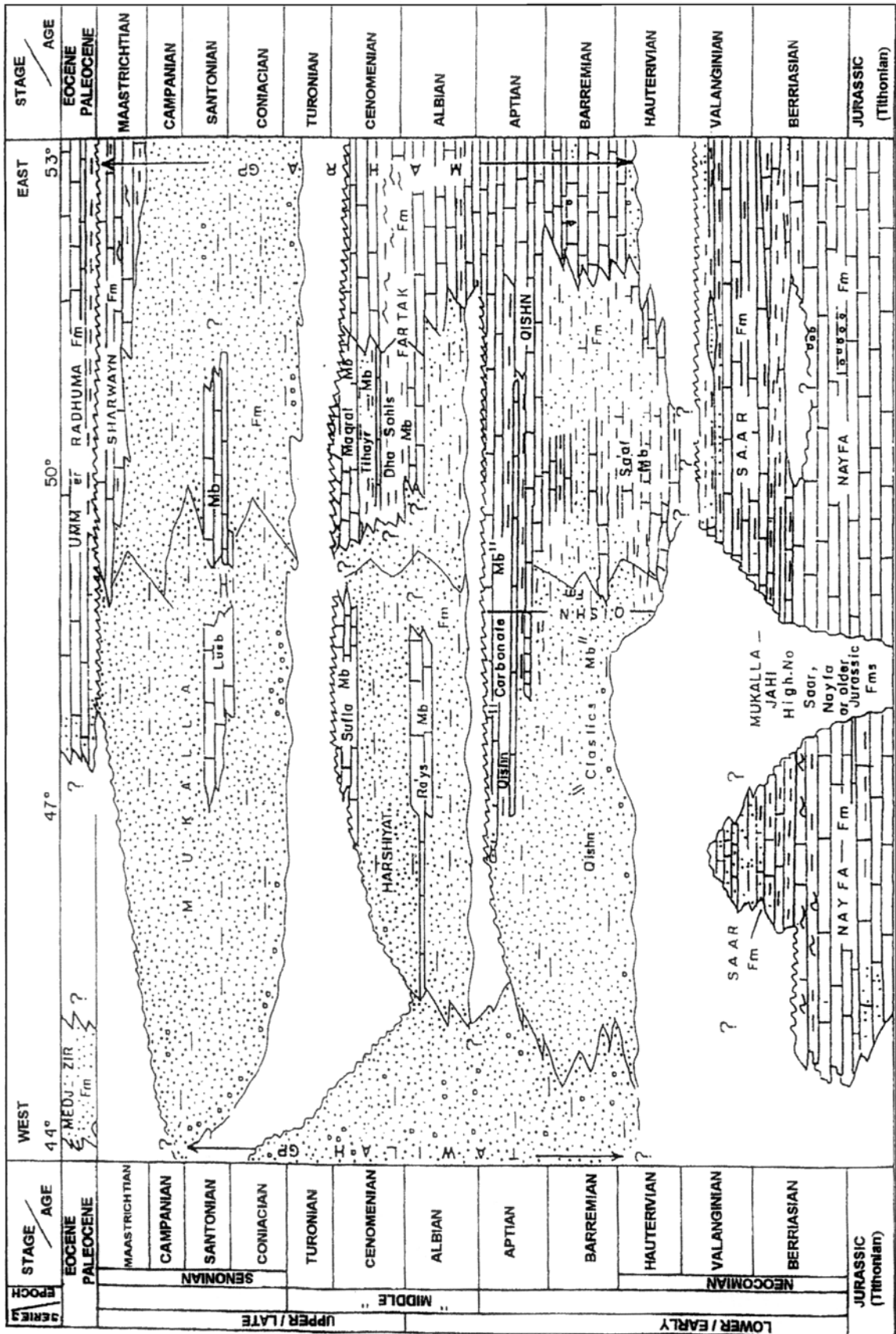


Abb. 40: Revidierte stratigraphische Nomenklatur und Fazies der kretazischen Sedimente des Yemens nach BEYDON (1996; aus: BEYDOUN, 1997 [unverändert]). Horizontale Verteilung der Fazies grob maßstäblich, vertikale Verteilung nicht auf die Mächtigkeiten der Ablagerungen skaliert.

Es ist an dieser Stelle nicht notwendig, die in der Literatur teilweise mit unterschiedlichen Bezeichnungen versehenen Ablagerungen der Members der isochronen Harshyat-Formation (Westen, fluviatil siliziklastisch) und Fartak-Formation (Osten, marin karbonatisch) des Albs bis höheren Cenomans des Yemen zu diskutieren (siehe Abb. 40), da diese in ihrer Verteilung und Ausbildung sehr ähnlich derer Nordsomalias sind (Tisje-Formation, Einheiten 3 und 4). Festzuhalten ist, dass im Yemen wie in Nordsomalia eine deutliche Emer-sionsphase mit partieller Erosion nach dem Cenoman zu beobachten ist. Ebenso wie in Nordsomalia (Tisje-Formation Einheit 5a) setzt die Sedimentation im Yemen zunächst sukzessive diachron von Osten wieder mit teilweise grobkörnigen siliziklastischen Ablagerungen ein (Mukalla-Formation). Hierbei ordnet BEY-DOUN (1997) diese bereits dem oberen Turon zu, wohingegen in der vorliegenden Arbeit die transgressive siliziklastische Sequenz der Einheit 5a der Tisje-Formation erst dem Campan zugeordnet wird. Ebenso wie in Nordsomalia treten innerhalb der vorwiegend siliziklastisch geprägten Mukalla-Formation vor dem Maastricht Einschaltungen mariner Ablagerungen auf (Lusb-Member), die von BEYDOUN (op. cit.) ohne nähere Begründung dem Grenzbereich Coniac/Santon zugeordnet werden. Es erscheint immerhin möglich, dass die Sedimente des Lusb-Members eher Äquivalente der Einheit 5b der Tisje-Formation darstellen, wobei letztere eindeutig dem Campan zuzuordnen sind. Darüber folgen wie in Somalia erneut siliziklastisch geprägte Sedimente der oberen Mukalla-Formation. In guter Übereinstimmung der chronostratigraphischen Zuordnung mit der Auradu-Formation von Nordostsomalia ist das von Osten nach Westen hin diachrone Einsetzen der marinen, kalkig/mergeligen Sharwayn-Formation im Maastricht des Yemen (BEYDOUN, 1997, siehe Abb. 40). Ebenso breitete sich die marine Sedimentation im Paleozän im Yemen wie in Nordsomalia weiter nach Westen aus (Umm-er-Radhuma-Formation). Allerdings postulieren sowohl BEY-DOUN (op. cit., siehe Abb. 40) als auch BOSENCE (1997) eine Sedimentationsunterbrechung an der K/T-Grenze, die in Nordostsomalia aller Wahrscheinlichkeit nach nicht vorliegt. Nach ELLIS et al. (1996) hielt dieser Hiatus im Yemen sogar bis in das obere Paleozän an. In keinem der aufgeführten Zitate werden für den Hiatus an der K/T-Grenze im Yemen Begründungen angegeben.

Abschließend für den Vergleich zwischen der kretazischen Schichtenfolge des Yemens und Nordsomalias muß festgehalten werden, dass die für den Yemen vorliegenden jüngeren Publikationen generell einen stark generalisierten Charakter aufweisen, ohne auf biostratigraphische Datierungen einzugehen. Die zur Verfügung stehenden chronostratigraphisch/faziellen Darstellungen (und Beschreibungen) sind ebenso generalisiert und beziehen in den meisten Fällen unterschiedliche Entwicklungen der Sedimentationsgeschichte in den verschiedenen Becken nicht mit ein. Hierin mag beispielsweise die unterschiedliche Ausdeutung der Entwicklung an der Jura/Kreide-Grenze in Nordsomalia und Yemen ihre Ursache haben. So kann die im westlichen Jiza-Becken des nördlichen Yemens beobachtete Schichtenfolge durchaus bereits in Beziehung zur Entwicklung zur der durch kontinuierliche Subsidenz gekennzeichneten Sedimentabfolge des Rub-al-Kali-Beckens im Oman stehen (SHEBL und ALSHARNAN, 1994, siehe unten). Würde diese Situation unkritisch auf eine vermeintlich für den gesamten Yemen gültige Darstellung extrapoliert, so wäre bei unterschiedlicher Entwicklung in den Teilbecken Yemens ein sinnvoller Vergleich mit der Entwicklung in (Nord)Somalia von vorn herein nicht durchführbar.

Festzuhalten bleibt immerhin, dass ab dem Apt (in der hier präsentierten Definition, siehe Kapitel 6.1) nach der oben geschilderten Auffassung des Autors eine weitgehende Übereinstimmung im Ablauf des Sedimentationsgeschehens Nordsomalias und des Südyemen besteht.

9.2.2 Die nordöstliche arabische Halbinsel (Abu Dhabi, Bahrein, Oman, Qatar, Saudi Arabien, südlicher Iran)

Wegen der engen Beziehungen der Beckenentwicklung auf der nordöstlichen arabischen Halbinsel und im südlichen Iran erscheint es nicht notwendig, die sedimentäre Entwicklung dieser Region nach den einzelnen Ländern getrennt zu schildern. Anstelle dessen soll im Verlauf dieses Unterkapitels der Versuch unternommen werden die geodynamische Entwicklung des Großraums im Zusammenhang kurz darzustellen. Wegen der bestehenden nomenklatorischen Differenzen und lokal abweichenden sedimentären Abläufe ist es jedoch unvermeidlich einzelne Regionen gesondert zu besprechen.

Der Beginn der Auffaltung der „Oman Mountains“ und der Zagros-Ketten im Iran im Laufe der Oberkreide kann dabei nur cursorisch abgehandelt werden. Ein stark vereinfachter Überblick über die geologischen Strukturen und Faziesräume der arabischen Halbinsel wird in Abb. 41 wiedergegeben.

Die Beschreibung der geologischen Entwicklung des nordostarabischen-südiranischen Raumes gestaltet sich aus verschiedenen Gründen als problematisch. Einerseits ist dieser große Ablagerungsraum durch lokale Schwellen/Horste - die sich im Laufe des Mesozoikums herausbildeten - unterteilt und wurde durch die im Laufe der orogenetischen Bewegungen in den Oman Mountains und im Zagros Range des Iran entstandenen Veränderungen beeinflusst. Auf der anderen Seite ist durch die Unzahl der entweder für Oberflächenaufschlüsse oder durch Bohrungen verschiedener Konsortien geprägten Begriffe sowie lokale Bezeichnungen für identische Gesteinseinheiten eine kaum mehr zu beherrschende nomenklatorische

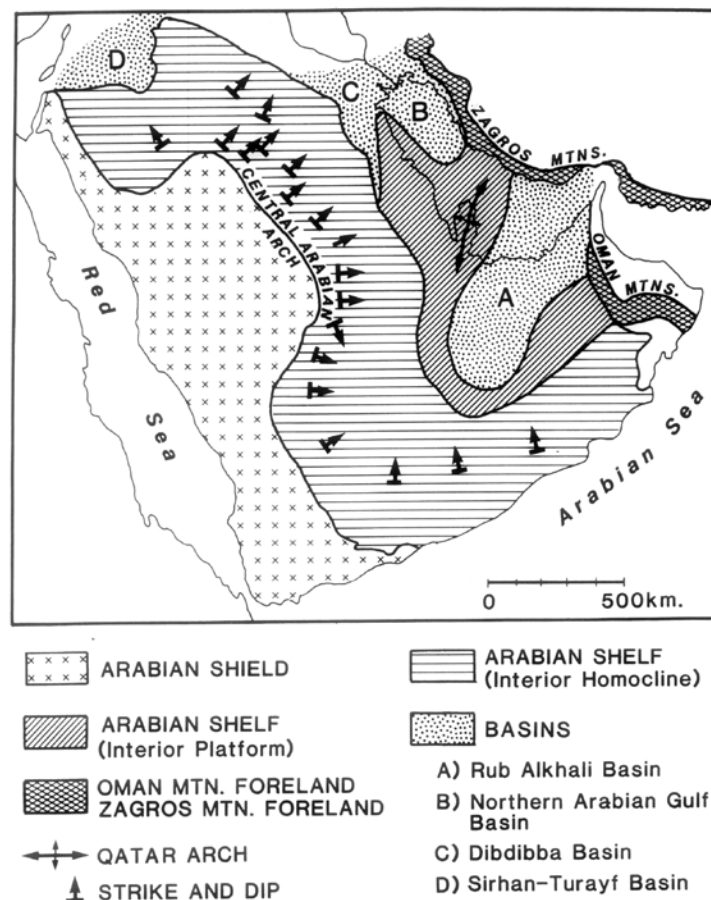


Abb. 41: Stark vereinfachter Überblick über die Großstrukturen und Faziesräume der arabischen Plattform (aus: ALSHARHAN und NAIRN, 1986).

Vielfalt entstanden. Dies findet besonders in der „Chrono-Sequence Stratigraphy of the Arabian Plate“ von SHARLAND et al. (2004, enclosure 1) ihren Ausdruck, bei der alt eingeführte Bezeichnungen für Einheiten der Kreide z.B. des Omans (von HUGHES CLARKE, 1988 revidiert) keine Verwendung mehr finden. Am Abschluß des Kapitels wird der Versuch unternommen, die nordsomalischen und südiranischen chronostratigraphischen Einheiten mit der von SHARLAND et al. (op. cit.) publizierten Darstellung in Abb. 43 für ausgewählte Gebiete zur Zeit des obersten Jura bis unteren Paleozäns zu integrieren.

Im Bereich des Omans über Saudi Arabien bis zum südlichen Iraq wird von SHARLAND et al. (2004) noch innerhalb des obersten Jura (tieferes Tithon) eine Sequenzgrenze angegeben, wobei der dadurch entstandene Hiatus entweder bis zum oberen Tithon (Bereich Abu Dhabi bis Iraq, basale Sulay Formation) oder bis zum Berrias (Oman, Rayda-Formation) andauerte. GLENNIE et al. (1974, zitiert in: HUGHES CLARKE, 1988) fassen die Schichten der tieferen Unterkreide im Bereich des Oman und angrenzender perikratonaler Gebiete als Kahmah-Guppe zusammen (Berrias bis Apt). Nach HUGHES CLARKE (1988) umfasst die Kahmah-Gruppe (von der Basis zum Top) die Rayda-, Salil-, Habshan-, Lekhwair-, Kharabib- und Shuaiba-Formationen. SIMMONS und HART (1987) benutzen für diese Abfolge in den zentralen Oman-Bergen bereits die gleiche Untergliederung und geben detaillierte Informationen zur Mikrofauna und -flora. Ihnen zufolge besteht dort eine deutliche Diskordanz zwischen dem Unterapt und den hangenden Schichten des unteren Albs bis oberen Cenomans (Wasia-Gruppe). Letztere - wie auch HUGHES CLARKE (1988) - beschreiben die Rayda-Formation als feinschichtige Wechsellagerung mikritischer Kalke und Mergeln mit Fossilien einer pelagischen Fazies (Radiolarien, Tintinniden, Belemniten etc.; nach Westen und Südwesten auskeilend). Als Alter gibt HUGHES CLARKE (1988) das Berrias bis Valangin an. SIMMONS und HART (1987) beschränken die Rayda-Formation auf das Berrias. ALSHARHAN und NAIRN (1986) fassen die Ablagerungen der tieferen Unterkreide in Qatar, Saudi Arabien und angrenzender Gebiete als Thamama-Gruppe zusammen (altersmäßig Äquivalent zur Kahmah-Gruppe des Oman). Synchrone Ablagerungen des flacheren Schelfbereichs in Qatar und Abu Dhabi werden von ihnen nach HASSAN et al. (1975) als Habshan-Formation bezeichnet.

Die Rayda-Formation des Omans wird von ALSHARHAN und NAIRN (1986) als (zumindest überwiegend) noch dem Tithon zugehörend betrachtet. Sie (op. cit., S. 368) geben nur für den Bereich des Oman einen deutlichen Hiatus zwischen dem Tithon und Berrias innerhalb dieser Formation an. Die Habshan-Formation (Abu Dhabi) – deren unterer Teil äquivalent zur oberen Rayda-Formation sei - ist nach diesen Autoren dem Berrias bis Valangin (?basales Hauterive, siehe Abb. 42) zuzuordnen. Im Bereich von Abu Dhabi über Saudi Arabien bis Iraq überlagert nach ALSHARHAN und NAIRN (1986) die Sulay-Formation als Basis der Thamama-Gruppe die jurassischen Ablagerungen mit ca. 170m mächtigen „complexely inter-bedded aphanitic pellet-oolite-detrital calcarenitic limestone, and calcarenite (POWERS, 1968)“. POWERS (1968) stuft die Sulay-Formation in das Tithon bis Valangin ein. Diese Angabe kann hier nicht kommentiert werden, da nach Kenntnis des Autors lediglich Altereinstufungen der überlagernden Habshan-/Salil-/Yamama-Formationen (der Thamama-Gruppe, Berrias - Valangin) vorliegen. Die Ablagerungen der Rayda-Formation des Oman (HUGHES CLARKE, 1988) als auch die der Sulay-Formation Saudi Arabiens und angrenzender Gebiete (ALSHARHAN und NAIRN, 1986) gehen zum Hangenden kontinuierlich entweder in feinschichtige Wechsellagerungen pelagischer Sedimente der Salil-Formation (Oman, HUGHES CLARKE, 1988) oder lateral sowie vertikal in Flachwasserkarbonate (Kalkarenite oder Calcirudite) der Habshan/Yamama-Formationen über (Saudi Arabien und Umgebung, ALSHARHAN und NAIRN, 1986, siehe Abb. 42). HUGHES CLARKE

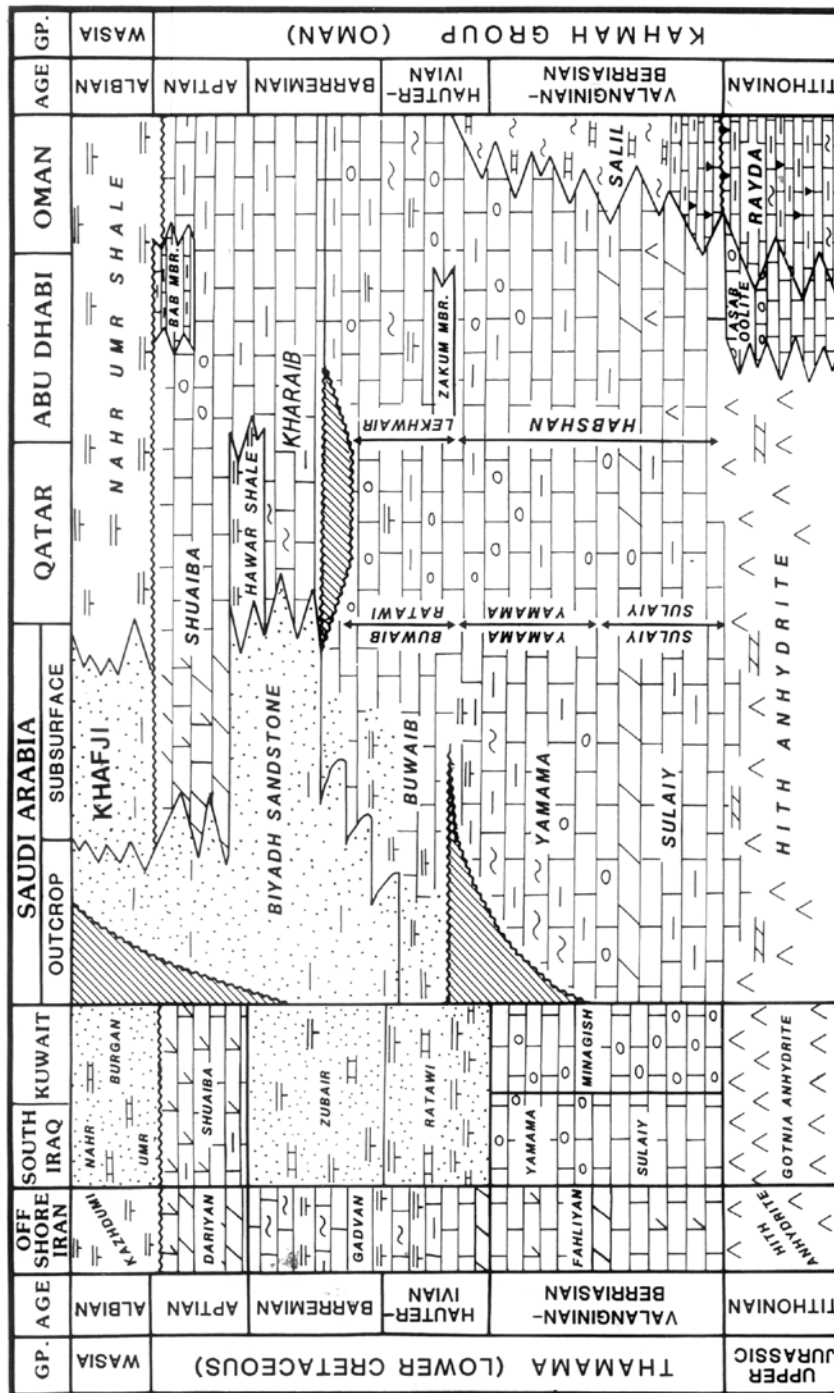


Abb. 42: Generalisierte litho-/chronostratigraphische Entwicklung des obersten Juras und der Unterkreide der Arabischen Plattform (aus: ALSHARNAN und NAIRN, 1986, Fig. 3; unverändert).

(1988) gibt für die (hemi)pelagischen Fossilien der Salil-Formation ein Alter des Valangin bis Hauterive an. MASSE et al. (1997) weisen Flachassersedimenten mit Großforaminiferen und Rudisten – die sie als Salil-Formation ansprechen – dem Barrem bis u. Apt zu (Jebel Akhdar, nördlicher Oman). Das Alter der Habshan-Formation von Abu Dhabi und deren westlicher Äquivalente der Sulay- und Yamama-Formationen wird von ALSHARHAN und NAIRN (1986) als Berrias bis Valangin angegeben (siehe Abb. 42). Nach HUGHES CLARKE (1988) und SIMMONS und HART (1987) wird die Salil-Formation im Oman überwiegend konkordant von Flachwasser-Kalken überlagert, die sie mit dem oberen Teil der Habshan-Forma-

tion von Abu Dhabi und Oman korrelieren. Als Alter gibt HUGHES CLARKE (1988) Valangin bis Hauterive an; nach SIMMONS und HART (1987) ist die Salil-Formation auf das Valangin beschränkt. Im Oman geht die Salil-Formation zum Hangenden in die Habshan-Formation über (SIMMONS und Hart, 1987: Valangin-Hauterive; HUGHES CLARKE (1988, S. 44): „approximately Hauterivian“. Die Habshan-Formation wird nach HUGHES CLARKE (1988) diskordant von den hangenden, überwiegend kalkigen (häufig oolithischen) Flachwasserablagerungen der Lekhwair-Formation überlagert und greift nach Süden und Osten über zunehmend ältere Sedimente hinweg. Der untere Teil der Lekhwair-Formation ist nach dem zuvor genannten Autor vorwiegend pelitisch ausgebildet und geht zum Hangenden zunehmend in kalkige Sedimente über, die im Oman fließend in die Ablagerungen der Kharaib-Formation übergehen. Als Alter gibt er für beide Formationen insgesamt das Hauterive bis Barreme an. SIMMONS und HART (1987) weisen der Lekhwair-Formation dem Valangin bis fraglichem Hauterive zu, die Kharaib-Formation mit Rudisten und Großforaminiferen wird von ihnen dem oberen Hauterive bis Barreme zugeordnet. In beiden genannten Arbeiten wird für den obersten Teil der Kharaib-Formation eine Zuordnung zum unteren Apt nicht ausgeschlossen (→ Qishn-Formation im Yemen, SHARLAND et al., 2004). Folgt man den Fossilangaben in SIMMONS und HART (1987) und ALSHARHAN und NAIRN (1986), erscheint für den oberen Teil ein unteraptisches Alter nach der hier vertretenen biostratigraphischen Interpretation wahrscheinlich. Somit würde die Kharaib-Formation nach der vom Autor vertretenen chronostratigraphischen Zuordnung der genannten Mikrofossilien (e.g. *Palorbitolina lenticularis* BLUMENBACH im höheren Teil der Formation [siehe SIMMONS und HART, op.cit.]) zumindest größtenteils mit der unteren Tisje-Formation Nordsomalias (Einheiten 1 bis mittlere Einheit 2) korrelieren. Nach ALSHARHAN und NAIRN (op. cit) wird der obere Teil der Kharaib-Formation von einer geringmächtigen tonigen Schichtenfolge eingenommen, die als Hawar-Member bezeichnet wird. Nach SHARLAND et al. (2004) ist das Hawar-Member im nordwestlichen Oman bis Saudi Arabien entwickelt und wird von ihnen ohne nähere Begründung dem oberen Barreme zugeordnet.

Für den Bereich von Abu Dhabi weisen ALSHARHAN und NAIRN (1986) an der Basis der Lekhwair-Formation ein Zakum-Member aus (siehe Abb. 42, Hauterive), das durch eine Wechsellagerung poröser Kalke und Dolomite mit pelitischen Sedimenten gebildet wird. Nach den genannten Autoren (op. cit., Fig. 3 [hier: Abb. 42]) geht die Lekhwair-Formation lateral in die Ratab-Formation (Qatar) sowie in die nach (Süd?)Westen hin zunehmend sandigen Ablagerungen der Buwaib-Formation bzw. unteren Biyadh-Sandsteine (Kontinentalschelf von Saudi Arabien) über. Die überlagernde Kharaib-Formation geht konkordant in die vorwiegend flachmarinen Kalke mit Rudisten und Großforaminiferen der Shuaiba-Formation über. Nach SIMMONS und HART (1987, nördlicher Oman) und ALSHARHAN und NAIRN (1988, Arabische Halbinsel) wird die Shuaiba-Formation am Top durch eine deutliche Diskordanz begrenzt. HUGHES CLARKE (1988) bemerkt für den Oman: „The upper boundary is essentially conformable, but is a sharp change from clean carbonates beneath to shales-marls of the Nahr-Umr above. The top surface of the clean carbonates often evidences erosion and karst development. In the Lekhwair area, this boundary is more transitional“. Nach SHARLAND et al. (2004) wird die Shuaiba-Formation mit Ausnahme von Teilen von Abu Dhabi (Bab-Member und untere Nahr Umr-Formation) im gesamten Bereich der Arabischen Halbinsel am Top ebenfalls von einer „late Aptian Unconformity“ begrenzt. HUGHES CLARKE (1988) hingegen bemerkt für das Top des Bab-Members („Middle Aptian“) eine Diskordanz zur überlagernden Nahr Umr-Formation. Als Alterseinstufung der Shuaiba-Formation finden sich unterschiedliche Angaben. Nach SIMMONS und HART (1987) ist sie auf das untere Apt beschränkt (Oman). ALSHARHAN und NAIRN (1988) stufen sie anhand der Großforaminiferen

und Rudisten sowie der Ammoniten aus dem Bab-Member in das untere bis mittlere Apt einn (arabische Halbinsel). HUGHES CLARKE (op. cit., S. 47) gibt für das Alter an: „Fossil content is indicative of an Aptian and perhaps earliest Albian age“. SHARLAND et al. (op. cit.) weisen der Formation wiederum ein Alter vom unteren bis zum mittleren Apt zu.

ALSHARHAN und NAIRN (1994) geben eine ausführlichere Beschreibung der mesozoischen Entwicklung Qatars. Sie weisen besonders auf die Bedeutung lokaler post-jurassischer halokinetischer Tektonik für den Bereich des Golfs von Arabien während der Kreide bis zum Cenoman hin. Für die unterkretazische Thama-Gruppe führen sie eine etwas abweichende Untergliederung ein (von der Basis zum Top): Sulay- und Yamama-Formationen (Berrias bis Valangin), Ratawi- und Kharab-Formationen (Hauterive bis Barreme) sowie Hawar- und Shuaiba-Formationen (Apt). Dies ist besonders in Hinsicht für ihre Beschreibung der Shuaiba-Formation von Interesse, die sie im offshore-Bereich in vier Abschnitte unterteilen: Flachwasser-Sedimente an der Basis, hemipelagische bis pelagische Sedimente im mittleren Teil und hochenergetische Ablagerungen mit Korallen, Rudisten etc. am Top. Auch sie geben einen Hiatus (unklarer chronostratigraphischer Ausdehnung) zur überlagernden Wasia-Gruppe (Alb) an. Somit dürfte die Shuaiba-Formation der oberen Einheit 2 der Tisje-Formation Nordsomalias entsprechen.

Der Zeitbereich Alb bis oberes Cenoman wird nach SIMMONS und HART (1987) und HUGHES CLARKE (1988) im Oman von den flachmarinen, überwiegend kalkigen Sedimenten mit zahlreichen Großforaminiferen der Wasia-Gruppe repräsentiert. Nach HUGHES CLARKE (op. cit.) setzt sich die Wasia-Gruppe aus der Nahr-Umr-Formation (Alb) und Natih-Formation (oberes Alb bis oberes Cenoman) zusammen. SIMMONS und HART (1987) unterteilen die Wasia-Gruppe in gleicher Weise, allerdings beschränken sie die Natih-Formation ausschließlich auf das Cenoman. ALSHARHAN und NAIRN (1994) untergliedern die Wasia-Gruppe des Oman in fünf Einheiten (von der Basis zum Top): Nahr-Umr-Formation (unteres bis höheres Alb, flachmarine Pelite und Sandsteine), Mauddud-Formation (oberes Alb bis unteres Cenoman, flachmarine Kalke), Khatiyah- und Ahmadi-Formationen (mittleres Cenoman, kreidige Kalke, Kalkmergel und Mergel) sowie Mishrif-Formation (oberes Cenoman, flachmarine Kalke). Nach beiden Arbeiten überlagert die Nahr-Umr-Formation die liegenden Ablagerungen der Thama-Gruppe mit einem Hiatus und wird am Top durch eine scharfe Erosionsdiskordanz begrenzt. SHARLAND et al. (2004) geben ebenfalls - für den größten Teil der Arabischen Plattform – karbonatische Sedimente (Osten, Oman) bis randlich marine(?) siliziklastische (Westen, Iraq) Ablagerungen für den Zeitbereich Alb bis Cenoman (?unteres Turon) an, die am Top durch einen Hiatus unterschiedlicher Dauer begrenzt werden. Das Maximum der Regression siedeln diese Autoren - wie bereits ATHERSUCH (1994) - im mittleren Turon an (siehe Abb. 33, ebenso für die Formationsnamen der liegenden und hangenden lithologischen Einheiten). Diese Beobachtungen korrelieren wiederum prinzipiell mit dem eklatanten Hiatus zwischen den Einheiten 4 (maximal bis mittleres Cenoman) und 5 (Campan) der Tisje-Formation in Nordsomalia.

Nach dem Hiatus im mittleren Turon begann die Sedimentation im Bereich der arabischen Halbinsel diachron, wobei zunächst die beckentiefsten Teile im Bereich des Golfs von Arabien (Iran) von einer erneuten Transgression erfasst wurden (Aruma-Gruppe, siehe ATHERSUCH, 1994, Fig. 12.1; hier integriert in Abb. 33). Hughes-Clarke (1988, Oman) bemerkt hierzu (S. 49): „The Aruma Group is widely used around the Gulf to comprise all units between the regional hiatus/disconformity topping the Wasia Group and the Cretaceous/Tertiary boundary, which is usually (!; Anm. des Autors) also a hiatus. In S. Iraq-Kuwait, the Group is divided into six formations, none of which extend into the southern Gulf areas. In Interior Oman, a simple

twofold subdivision of the Aruma into the Simsima Formation, above, and the Fiqa Formation, below, is used." Für die Fiqa-Formation gibt er an (S. 50): "The lower doundary is always sharp, with age and facies changes evidencing a hiatus. The upper boundary is generally sharp, with age, facies and seismic evidence of a disconformity between the Fiqa and Simsima or Tertiary units." Weiterhin führt er an: "Environment and age: Dominantly deeper-marine pelagic facies in the north, passing to shallow-marine carbonates in the south. Microfossils and nannofossils evidence a Santonian to Campanian age span." Für die Simsima-Formation beschreibt er (op. cit, loc. cit.): „With hiatus and minor basal clastics, lies disconformably on the underlying units, generally Fiqa. Conformably overlain by the argillaceous Shammar Member of the Umm er Radhuma Formation, although a hiatus embracing latest Maastrichtian to early Paleocene can be shown to be present." Weiterhin: "Environment and age: The sediments give evidence of a shallow-marine and generally high energy environment. The varied fossils indicate a Maastrichtian age." Zur regionalen geologischen Entwicklung merkt er an (op. cit., S. 51): „The Simsima Formation represents the first marine sediments re-established over Oman after the disturbance caused by the nappe emplacement in the Oman Mountains. (...) In the reference section in the Suneinah-1 well, the Simsima lies on sediments with much detritus from the nappes, which can be referred to the Juweiza Formation (Glennie et al., 1974). In the Oman Mountains, the Simsima can lie directly on the nappes, although a basal clastic unit, the Qahlah Formation (see Glennie et al., 1974), may be present. ...". (S. 52): "It may not have been deposited over large parts of South Oman, but is present in the west and is continuous into the Rub al Khali basin. ...".

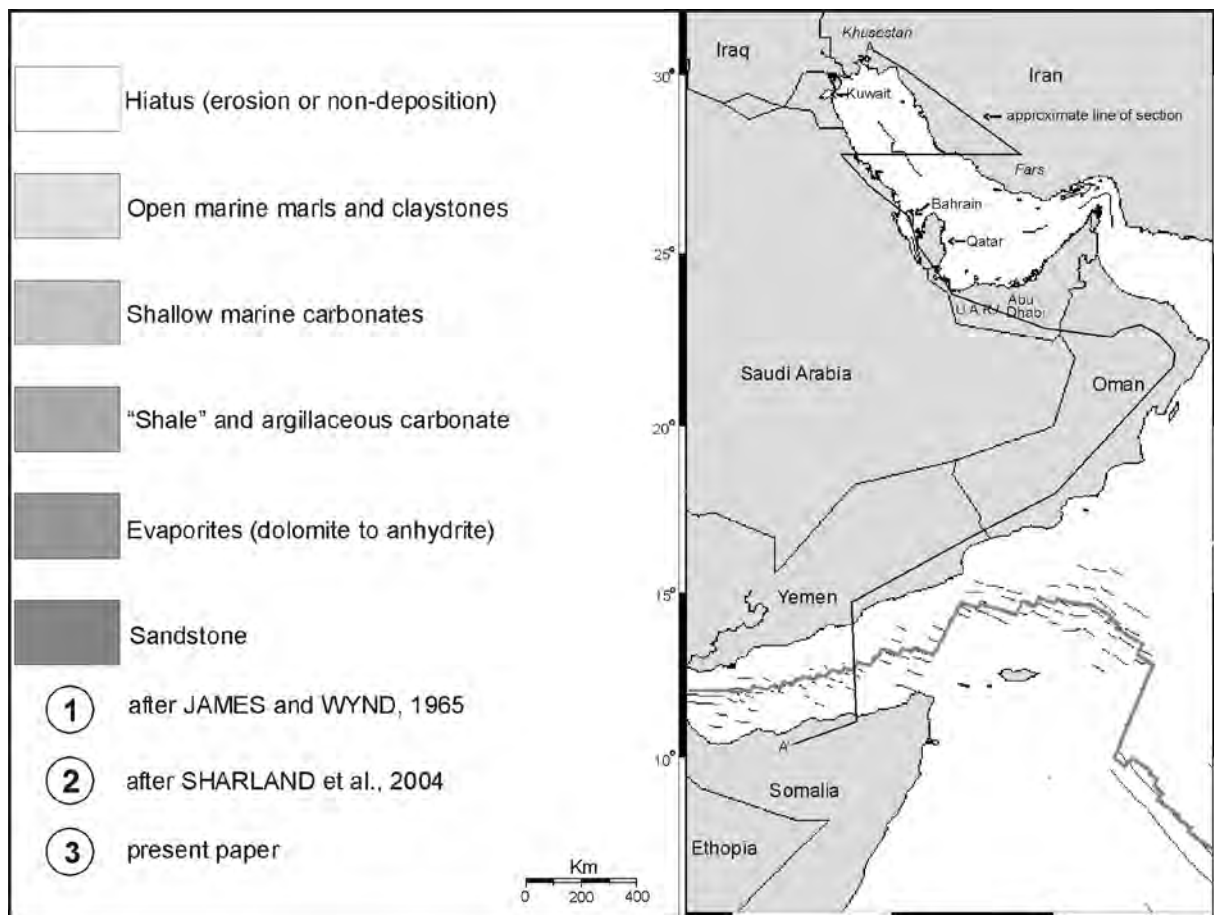
Für den Bereich der nordöstlichen Vereinigten Arabischen Emirate beschreibt ABDELGHANY (2005) erstmals Großforaminiferen des Maastrichts aus den Ausläufern der nördlichen Oman-Berge im Bereich der oberen Qahlah-Formation. Ansonsten liegen im Bereich der arabischen Halbinsel hierzu keine Informationen vor.

ATHERSUCH (1994) datiert in einer überregionalen Studie für den Golf von Arabien anhand von Ostrakoden den Ersteinsatz der marinen Abfolge im Bereich Abu Dhabi, (?nordost) Saudi Arabien, Iran und dem südlichen Iraq auf das oberste Turon(?) bis Coniac (Kasib- [Iraq] oder Laffan-Formation der Aruma-Gruppe [übrige Gebiete]). Im Bereich des Oman und in Kuwait setzt nach ihm die Sedimentation erst wieder im oberen Santon ein. In dieser Studie ordnet ATHERSUCH (op. cit.) seine basale Ostrakoden-Biozone für den Golf von Arabien (*Ovocytheridea* AUR 1496-Zone) bereits dem unteren Coniac zu. Bislang liegen aus dem höheren Teil der Schichtenfolge bis zum Maastricht/Paleozän hierzu nur aus dem Oman (Fiqa- und Simsima-Formationen der Aruma-Gruppe), Saudi Arabien (Aruma-Formation) und dem Iran (Ilam- und Tarayat-Formation der Aruma-Gruppe) publizierte Informationen vor (ATHERSUCH, op. cit.).

SHARLAND et al. (2004, enclosure 1) heben in ihrer Tabelle über die „CHRONO-SEQUENCE STRATIGRAPHY OF THE ARBIAN PLATE“ klar die Diskordanz/den Hiatus im mittleren Turon hervor. Wie bereits zuvor beschrieben, verdeutlichen auch sie in ihrer Darstellung den diachronen Einsatz der Sedimentation nach diesem Ereignis im Bereich der arabischen Halbinsel. Nach ihnen erfolgt im Gebiet des westlichen Oman/ Abu Dhabi noch im oberen Turon mit „Shale and argillaceous carbonate“ ein erneuter Einsatz der Sedimentation. Fast zeitgleich wurde der Bereich des westlichen Abu Dhabi wieder (mit augenscheinlich ähnlichen Sedimenten, Laffan-Formation) in das Ablagerungsgeschehen einbezogen. Mit dem Coniac bis Santon setzte nach ihrer Abbildung vom südlichen Iraq (Sadi-Formation) bis nach Abu Dhabi (Halul-Formation) die marine Sedimentation erneut mit „shallow marine carbonates“ ein. Da diese Arbeit essentiell auf einem sequenzstratigraphischen Ansatz beruht und einen großen regionalen Umfang hat, wird an keiner Stelle

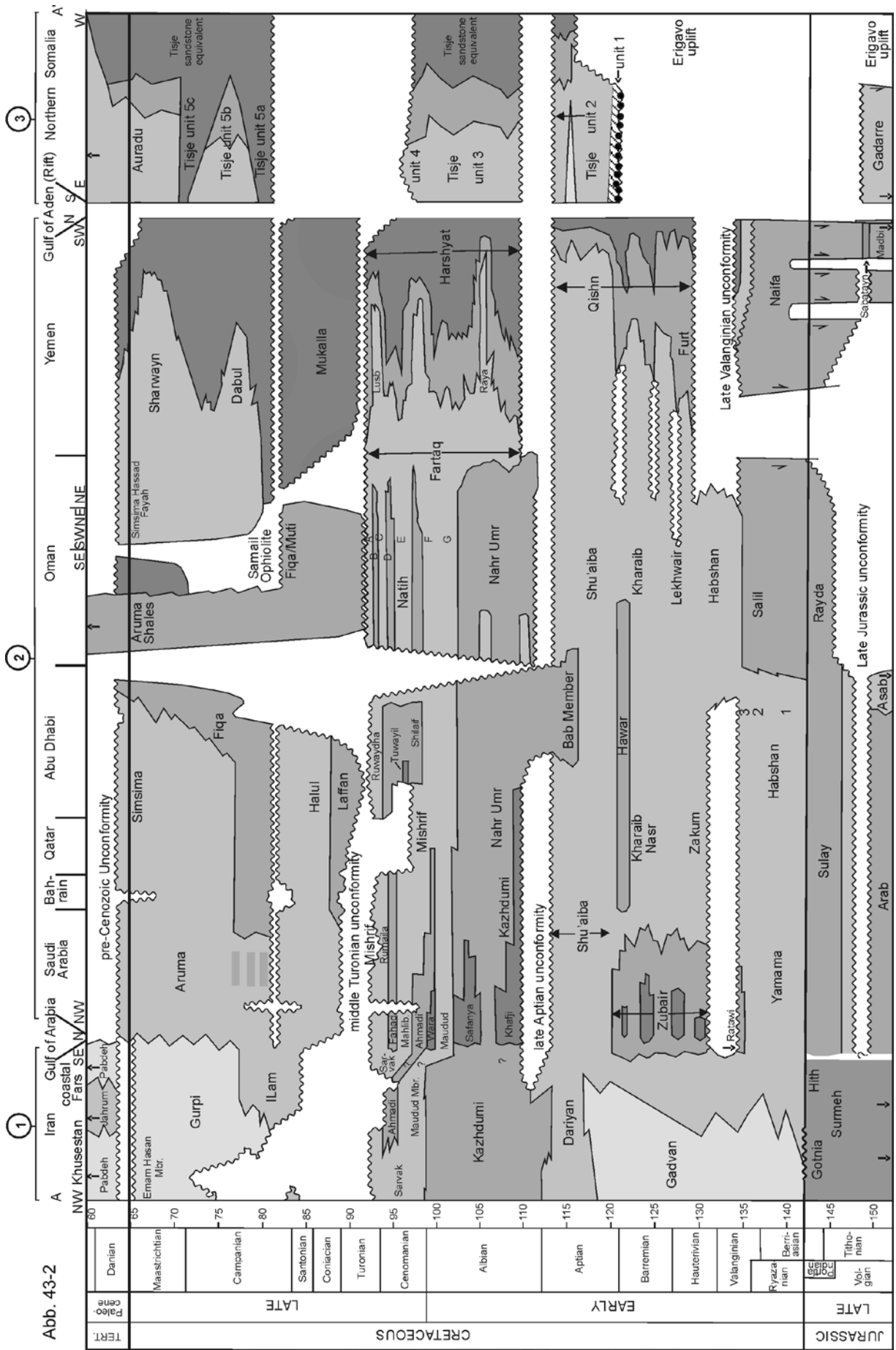
detailliert auf die exakte Beschaffenheit der Sedimente und deren Fossilgehalt eingegangen. Nach SHARLAND et al. (op. cit.) existiert im Bereich zwischen dem südlichen Iraq bis Abu Dhabi innerhalb der marinen kalkigen Ablagerungen im Santon eine Diskordanz, die zeitlich mit dem Einschub der „Samail Ophiolite“ in den Oman-Bergen zusammenfällt. Darüber folgen auch in ihrer Darstellung die flachmarinen, karbonatischen Sedimente der Aruma-Gruppe (oder deren namentliche Äquivalente). Interessanterweise geben diese Autoren den genannten Hiatus ebenso aus den vorwiegend kontinentalen Sandsteinen der Mukalla-Formation des Yemen und östlichen Oman an, wohingegen sie – den Samail Ophioliten direkt benachbart – im westlichen Oman eine ununterbrochene Sedimentation von „Shale and argillaceous carbonate“ angeben, die nicht von dem von ihnen für den restlichen arabischen Raum (südlicher Iraq bis Abu Dhabi) dargestellten Hiatus („preCenozoic Unconformity“) an der K/T-Grenze betroffen sei.

Für den Iran kann im Rahmen dieser Arbeit nur der südliche Teil betrachtet werden, da dieser im Mesozoikum die Nordgrenze der Arabischen Platte bildete (südlich der Zagros-Sutur; siehe Abb. 41: Zagro Mts.).



43-1: Legende für Abb. 43-2. Abb. 43-2 (nächste Seite): Chronostratigraphisch-(litho)fazielle Korrelation der sedimentären Einheiten des obersten Juras bis basalen Paleozäns von Iran (Khusestan, [1] A) über Saudi Arabien, Bahrain, Qatar, Abu Dhabi, Oman, Yemen [2] bis Nordsomalia (Ahl-Medo-Berge bis Erigavo-uplift, [3] A'). Für die chronostratigraphische Zuordnung der lithologischen Einheiten des Iran [1] und der arabischen Halbinsel [2] übernimmt der Autor keine Verantwortung.

Abb. 43-2 →



Grundlegende zusammenfassende Arbeiten hierzu bilden die Studien von JAMES und WYND (1965), KOOP und STONELEY (1982) sowie der Überblick von DAVOUDZANEH (1997). Erste umfangreiche Studien zur Mikropaläontologie dieser Region legten SAMPÒ (1969) sowie GROSDIDIER (1973) vor. Im Bereich von Lurestan und Fars bilden die kalkigen, teils dolomitischen und brekziösen Sedimente der Fahliyan-Formation die basalen Ablagerungen der Kreide. Nach JAMES und WYND (1965) überlagern sie die Ablagerungen des Juras konkordant und werden von ihnen pauschal in das Neokom eingestuft. Auch KOOP und STONELEY (1982) bezeichnen die basalen Ablagerungen der Kreide in der Provinz Fars als Fahliyan-Formation, jedoch weisen sie einen deutlichen Hiatus zwischen Jura und Kreide aus. Konkordant überlagernd sind nach beiden Arbeiten die fossilreichen Sedimente der Gadvan-Formation, die nach JAMES und WYND (1965) dem „Late Neocomian to Aptian“ zuzurechnen sind. Zum Hangenden folgen wiederum konkordant die fossilreichen Ablagerungen der Dariyan-Formation, die JAMES und WYND (1965) dem Apt zuordnen. Nach einem deutlichen Hiatus überlagern die fossilreichen, teils pelagischen Ablagerungen mit planktonischen Foraminiferen der Kazdhumi-Formation die Sedimente der Gadvan-Formation (JAMES und WYND, op. cit.). Wie bereits zuvor ist hier eine Faziesdifferenzierung festzustellen: Tiefer marine, teils bituminöse tonige Sedimente in Khuzestan und Nordwest Fars sowie flacher marine, Ablagerungen in der östlichen Fars-Provinz. Als Alter der Formation geben JAMES und WYND (1965) das Alb bis Untercenoman an; lokal wird durch die Anwesenheit von *Parahoplites* sp. ein Oberapt-Alter für die Basis der Formation angezeigt (ein Hiatus scheint an diesen wenigen Lokalitäten nicht vorzuliegen). KOOP und STANLEY (1982) erwähnen dies nicht und beschränken die Kazdhumi-Formation auf das Alb. In konkordanter Abfolge werden diese Sedimente von den fossilreichen, mergelig/kalkigen Ablagerungen der Sarvak-Formation überlagert. JAMES und WYND (1965) weisen für diese Formation an der Typlokalität ein Alter des Alb bis Cenoman (?Turon) aus; KOOP und STANLEY (1982) geben pauschal ein Cenoman/Turon-Alter an. Es muss an dieser Stelle festgehalten werden, dass nach GROSDIDIER (1973) in Fars keine Fossilien des Turons beobachtet wurden.

Nach dem Cenoman erfolgte in der gesamten Region eine ausgeprägte Regression, die mit einer prä-Coniac-Tektonik verbunden war. KOOP und STANLEY (1982) merken hierzu an (S. 156): „The Middle Cretaceous isopachs (...) are strongly affected by pre-late Cretaceous tectonism and erosion along conspicuous N-S linear trends of the northern Gulf as well as more localized salt pillowing in the Fars – southern Gulf region. This tectonism marked the onset of collision phenomena along the outer continental shelf margin of the Arabian plate as the Neo-Tethys oceanic seaway began to close.“ Weiterhin (S. 156 pp.): “The upper Cretaceous map (...) shows a significant change in thickness and facies patterns in response to the complex plate margin tectonics along the Zagros suture line near the end of the Turonian. Intraself elements became more pronounced. Truncation and onlap are strongly in evidence at this pre-late Cretaceous unconformity. (...). Oceanic sediments and ophiolites were emplaced onto the continent margin during the late Cretaceous (probably Campanian).“ Nach JAMES und WYND (1965) sind die soeben wiedergegebenen Phänomene auf Fars (Osten) und Khuzestan (Mitte) beschränkt, in Lurestan (Westen) dagegen nicht zu beobachten, wo die Sedimentation ununterbrochen über die K/T-Grenze angehalten haben soll. Den eben genannten Autoren zufolge setzte die Sedimentation im Küstengebiet von Fars und angrenzender Gebiete in Santon mit Flachwasser-Karbonaten der Ilam-Formation erneut ein (in Lurestan kamen dagegen zu dieser Zeit hemipelagische Sedimente mit planktonischen Foraminiferen zur Ablagerung). Die Ilam-Formation wird in das (lokal: Coniac) Santon bis Campan eingestuft. Sie wird mit einem untergeordneten

Hiatus von den Mergeln und Kalksteinen der Gurpi-Formation überlagert, die sich durch einen Reichtum an planktonischen Foraminiferen auszeichnet. Je nach Lage im Ablagerungsraum wird die Basis der Gurpi-Formation in das Campan oder Maastricht eingestuft. Die Abwesenheit von Fossilien des obersten Maastrichts und basalen Paleozäns in der betrachteten Region wird als Indiz für einen Hiatus an der K/T-Grenze gewertet (JAMES und WYND, 1965).

9.3 Die südlich von Somalia gelegenen Gebiete (Kenia, Tansania, Madagaskar)

Im Folgenden soll - für die in Kapitel 10 abschliessende Diskussion der geodynamischen Prozesse während der Kreide - zur Komplettierung auch die sedimentäre Entwicklung dieses Zeitraums in Ostafrika und Madagaskar beschrieben werden. Allerdings kann dies hier – wegen der überwiegend geringen Datenmenge für die Kreide – nur in groben Zügen erfolgen.

Im Unterschied zu den zuvor behandelten Gebieten begann die Sedimentation im hier betrachteten Raum (einschließlich des südwestlichen Somalias; ALI KASSIM et al., 2002) in den spätproterozoisch/frühmesozoisch angelegten Riftgräben des Karro-Zyklus (siehe auch Kapitel 2.2). Die in ihnen enthaltenen prä-kretazischen Sedimente bilden den Hauptteil der Schichtenfolge (teilweise > 10.000 m mächtig); sie werden aber an dieser Stelle nicht dargestellt; hier sollen nur die kretazischen Ablagerungen betrachtet werden. Jedoch sei an dieser Stelle noch einmal darauf hingewiesen, dass die genannten Gebiete (incl. Indien) bis zum Anfang des Riffings zwischen Ostafrika und Madagaskar/Indien/Seychellen-Block im mittleren Jura integrale Bestandteile Gondwanas bildeten (siehe Abb. 3-5). Im weiteren Verlauf der endgültigen Desintegration des östlichen Gondwanas beeinflussten die damit verbundenen Prozesse bis in die Kreide - und darüber hinaus - die Sedimentationsgeschichte der im Folgenden beschriebenen Regionen.

9.3.1 Kenia

Die Beurteilung der kretazischen Sedimentationsgeschichte Kenias wird durch die Seltenheit von Aufschlüssen der Ablagerungen dieser Zeit erheblich behindert. Nach SCHLÜTER (2006) sind kretazische Sedimente nur im äussersten Nordosten und in einem küstenparallel verlaufenden Streifen nordöstlich von Mombasa an der Oberfläche aufgeschlossen. Die Mehrzahl der Daten liegt aus Erkundungsbohrungen verschiedener Konsortien sowie von seismischen Untersuchungen vor. Dementsprechend dürftig ist die Anzahl der der wissenschaftlichen Öffentlichkeit zugänglicher Publikationen, wobei die Genauigkeit der aus den Bohrungen bekanntgemachten Beobachtungen auch von den jeweiligen Autoren selbst häufig als unzureichend betrachtet wird.

Nach SCHLÜTER (1997) sind die Ablagerungen der Kreide in Nordost-Kenia im Mandera-Becken durch die Marehan-Gruppe vertreten, die den jurassischen Sedimenten diskordant auflagern (JOUBERT, 1960). ALI KASSIM et al. (2002) sehen das Mandera-Becken als kenianische Fortsetzung des Luuq-Mandera-Beckens Südwest-Somalias an, die sie dem – ihrer Auffassung nach hier NNE/SSW verlaufendem - Anza-Rift zuordnen und korrelieren die darin enthaltenen kretazischen Ablagerungen mit der somalischen Garbaharre-Formation, dessen unteren Teil („Busul-Member“) sie anhand von nicht genauer definierten Pelecypoden-Funden dem Neokom zuweisen.

SAGGERSON und MILLER (1957) scheiden für die Marehan-Gruppe eine untere Danissa-Formation und eine obere Marehan-Formation aus. Im mittleren Teil der als „Wealden“ bezeichneten, ausschließlich siliziklastischen Danissa-Formation werden in den überwiegend sehr feinkörnigen, siltigen Schichten Pflanzenreste (*Weichselia reticulata*, *Ptilophyllum* [?]) sowie unidentifizierte Pelecypoden beobachtet (SAGGERSON und MILLER, 1957). Die Altersstellung der Danissa-Formation bleibt bis auf „Unterkreide“ unklar; ihre Gesamtmächtigkeit wird auf ca 120 m geschätzt (SCHLÜTER, 1997). Die überlagernde Marehan-Formation erreicht nach SCHLÜTER (op. cit.) eine Mächtigkeit von ca. 700 m. Ihm zufolge besteht die Marehan-Formation aus überwiegend massigen, schrägeschichteten Sandsteinen mit Einschaltungen von tonigen Sandsteinen und Siltsteinen, die bis auf schlecht erhaltene Pflanzenreste keine Fossilien enthalten. Im oberen Teil dieser Formation treten häufig Rippel-geschichtete Sandsteine auf, die auf einen flachmarinen Ablagerungsraum hinweisen. Die genaue Altersstellung der Marehan-Formation ist unklar.

Im Westen wird das Mandera-Becken vom Anza-Rift begrenzt (siehe Abb. 4). Nach BOSWORTH und MORLEY (1994) handelt es sich hierbei um den südlichsten Teil eines NNW-SSE streichenden – den afrikanischen Kontinent durchlaufenden und bis hin zum Syrte Becken in Libyen reichenden - Riftsystems, das eine komplexe Entwicklungsgeschichte aufweist (für nähere Einzelheiten siehe angeführtes Zitat). Kretazische Schichten sind fast ausschließlich aus Bohrungen oder geophysikalischen Untersuchungen bekannt. Das südliche Anza-Rift wird als Gebiet einander verschneidender Becken unterschiedlicher Alter angesehen, die in ihren ältesten Teilen Ablagerungen des Karoo-Zyklus enthalten. Kretazische Ablagerungen werden aus der im westlichen Teil des Anza-Rifts gelegenen Sirius 1 – Bohrung beschrieben, wobei es sich um Karbonate lakustrinen Ursprungs des Barremes handeln soll (BOSWORTH und MORLEY, op. cit.), die diskordant von oberkretazischen Sedimenten überlagert werden. Ablagerungen des Apts und Albs fehlen hier; sie treten dagegen im südlich davon befindlichen nördlichen Teil des Lamu Embayment auf (Bohrung Wal Merer 1), wo sie in mariner Fazies entwickelt sind. Nach BOSWORTH und MORLEY (op. cit.) ist die nördliche Begrenzung dieser marinen Sedimente nicht bekannt; sie halten es für möglich, dass auch in Anza-Rift ähnliche Bildungen zur Ablagerung kamen. Ihnen zufolge wird letztere Annahme durch das verbreitete Vorkommen von aufgearbeiteten Palynomorphen dieses Alters in den überlagernden oberkretazischen Sedimenten unterstützt (diverse Bohrungen). Für das zentrale Anza-Rift („basin“) geben die genannten Autoren die Anwesenheit von mehreren hundert Metern mächtigen Sedimenten (vermutlich cenomanen Alters an, wodurch eine Öffnung des Rifts zum Indischen Ozean über das Lamu Embayment angezeigt wird. Im Nordwesten des Beckens wurden nach ihnen zu dieser Zeit grobklastische Sedimente abgelagert, die nach Ihrer Vermutung von Nordwesten her entlang der Beckenachse transportiert wurden. BOSWORTH und MORLEY (op. cit.) zufolge sind Sedimente postcenomanen und präcampanen Alters aus dem Anza-Rift nicht bekannt. Für das Campan geben sie für den gesamten Bereich des Anza-Beckens fluviatile Sandsteine mit episodischen Einschaltungen lakustrischer Pelite an; allein aus der Bohrung Hothori 1 werden über 300 m mächtige lakustrine Sedimente berichtet, mit nach Süden hin an Mächtigkeit zunehmender Tendenz. Für das Maastricht berichten die genannten Autoren Mikrofossilien und Spuren von Anhydrit, die eine kurzzeitige Ingression des Meeres in diesen Raum belegen (Bohrung Duma 1). Ablagerungen des Paläogens sind aus dem Nordteil des Beckens nicht bekannt; allerdings steigt die Mächtigkeit von Sedimenten dieser Zeit östlich von Marsabit von 0 auf 600 m an und erreichen ihr Maximum mit bis zu 3000 m im Südosten (wobei allerdings keinerlei Aussagen über das genaue Alter dieser Schichten getroffen werden).

Östlich/südöstlich des Anza Grabens (Beckens) und südlich des Mandera Beckens befindet sich das Lamu Embayment (Basin [u.a. COFFIN und RABINOWITZ, 1988; BOSWORTH und MORLEY, 1994; NYAGAH, 1995] siehe Abb. 4; auch: Mombasa-Becken in SCHLÜTER, 1997), das etwa SW/NE entlang der Küste Kenias (und Tansanias, siehe unten) verläuft. Das Lamu-Becken bildet die westliche Flanke eines während des Juras auseinanderbrechenden - bereits im ausgehenden Paläozoikum angelegten - Riftbeckens, weshalb die sedimentären Prozesse hier während der Kreide wesentlich durch die fortschreitende Desintegration des östlichen Gondwanas dominiert wurden. Die Ablagerungen der Kreide (und des unteren Paleozäns) werden von NYAGAH (1995) zur „Megasequence II“ – der Sabaki-Gruppe - zusammengefasst. Ihm zufolge wird die Sabaki-Gruppe zum Liegenden (Oberjura) und Hangenden (Oberpaleozän) durch Diskordanzen weiter Erstreckung begrenzt. Grundsätzlich gehen die auf dem Festland gelegenen geringmächtigeren und stärker terrestrisch beeinflussten Sedimente nach NYAGAH (op. cit.) in stärker marine, mächtigere Ablagerungen auf dem Kontinentalschelf über, wobei innerhalb des Beckens strukturell bedingte fazielle Änderungen zu beobachten seien. Für seine Beschreibung und Untergliederung benutzt letzter Autor sowohl Daten aus Aufschlüssen als auch diversen Bohrungen. NYAGAH (op. cit.) untergliedert die kretazischen Ablagerungen in fünf lithologische Einheiten. Zunächst gliedert er die „Ewaso Sands“ als eine vorwiegend siliziklastische Einheit deltatischen Ursprungs aus, die auf dem Kontinent erbohrte Mächtigkeiten von bis zu 1697 m (Walmerer-1 Bohrung) aufweist und die jurassischen Ablagerungen diskordant überlagert. Als Alterseinstufung gibt er das „Neokom“ bis Alb an; die Sedimente seien reich an Palynomorphen – wobei die von ihm genannten Formen keine klaren Altersaussagen erlauben. Weiterhin bemerkt er (op. cit., S. 51): „In a basinward direction the marine equivalents of these sands is the Walu Shale.“ Ihm zufolge gehen die Ewaso-Sandsteine lateral in die Walu –“Shales“ über oder werden von diesen überlagert (Bohrung Walmerer-1: 268 m; Bohrung Walu-2: 2105 m [beckenwärts]). Er beschreibt die Walu-„Shales“ als (op. cit., loc. cit.): „... succession of bluish-grey to dark grey shales containing an abundance of marine fauna...(in ... wells). ... Recent works indicates that the Walu Shale contains a relatively rich and diverse microfauna consisting of an in-situ bathyal assemblage and an allothonous assemblage of shallow water. This in-situ fauna is dominated by agglutinated foraminifera *Haplophragmoides*, *Ammodiscus* and *Bathysiphon*. *Hedbergella* cf. *sigalis* (*sigali?*, Anm. des Autors) is the only planktonic foraminifer found.“ ... (ff. S. 52): „Deposition of similar shales is recorded along the entire east African and related to a regional mid-Cretaceous transgressive phase.“. KAMEN-KAYE (1978) bemerkt hierzu (S. 88): „Faunas later than those of the Jurassic-Cretaceous transition at Freretown carry the marine record to the end of the Aptian stage of the Early Cretaceous. ... Subsurface planktic foraminifera provide a continuous record for the remainder on the Cretaceous.“ Allerdings führt er in seiner Tabelle 5 keine planktonischen Foraminiferen des Coniac auf (wie auch sonst keine Fossilien dieser Zeit). Es bleibt daher dem Autor unklar, weshalb NYAGAH (1995) in Fig. 4 den Walu-„Shales“ im beckenwärtigen Teil ein Alter vom Berrias bis zum Maastricht ohne Schichtlücken zuweist. Allerdings bleibt seine Aussage, dass im ostafrikanischen Raum eine regionale „mittelkretazische“ Transgression vorlag unwidersprochen (nämlich: Apt, siehe Kapitel 6 [Assoziation A7] und 9.3.2 [KAPILIMA, 1984]),.

Als dritte kretazische lithologische Einheit führt NYAGAH (1995) den „Hagarso Limestone“ auf und bemerkt hierzu (S. 52): „Overlying the Ewaso Sands in the Walmerer-1 well is a limestone unit with veins of calcite and anhydrite and which has a thickness of 360 m. The limestone unit is interbedded with calcareous shales and mudstones. (Einschaltungen der Walu “Shales”)“ Die von ihm aufgeführten Foraminiferen, die er als

„durchgehend für ein Alter des Albs bis Maastrichts“ angibt, lassen mit Sicherheit lediglich Rückschlüsse auf das Alb und Cenoman zu (wobei allerdings keine Abbildungen vorliegen). Eine vierte Einheit, der „Freretown Limestone“ wird nach NYAGAH (op. cit.) von Kalkareniten mit Foraminiferen (i.e.: Orbitoliniden heutzutage unklarer artlicher Zuordnung) gebildet, die ebenfalls die „Ewaso Sands“ überlagern und sich beckenwärts (nach Süden) mit den „Walu Shales“ verzahnen.

Als oberste Einheit der kretazischen Ablagerungen im Lamu-Becken scheidet NYAGAH (1995) die „Kofia Sands“ in der Küstenbohrung Kofia-1 (928 m) und im Offshore-Bereich (Bohrung Simba 1: 1152 m) aus. Er weist diesen sandig/siltigen, deltaischen Ablagerungen pauschal ein Alter des Turons bis Maastrichts zu, obwohl aus diesen teilweise an Pflanzenresten reichen Sedimenten (Bohrung Kipini-1) ansonsten keinerlei Fossilien bekannt sind. Ihre exakte Alterstellung innerhalb einer regressiven Phase in der Oberkreide bleibt daher ungeklärt.

9.3.2. Tansania

Die Erforschung der kretazischen Schichten Tansanias begann bereits früh im vorigen Jahrhundert durch deutsche und englische Wissenschaftler (siehe unten). Bedingt durch die raschen lateralen Fazieswechsel (besonders in der Unterkreide) wurden so eine Reihe von „Formationen“ aufgestellt, deren genauere Beziehungen bis heute als nur teilweise geklärt werden können.

An der Oberfläche aufgeschlossene mesozoische Ablagerungen sind nur aus einem etwa NNE/SSW verlaufenden Bereich entlang der Küste von Tansania bekannt. Generell überlagern hier vorwiegend diskordant jurassische Sedimente ältere – dem Karoo-Zyklus zugeordnete Ablagerungen - oder das Grundgebirge (SCHLÜTER, 1997). Berühmt durch die in ihnen enthaltenen Vertebratenvergesellschaftungen sind zunächst die Tendaguru-Schichten in Südost Tansania zu nennen, die im Wesentlichen dem (oberen) Jura zugerechnet werden. In dieser Region überlagern die vorwiegend sandigen *Trigonia schwarzi*-Schichten (HENNIG, 1914; zitiert in SCHLÜTER, 1997) die Schichten des „Upper Saurian Members“ (Tithon?) der Tendaguru-Schichten überwiegend diskordant und wurden von verschiedenen Autoren unterschiedlichen Altern der Unterkreide zugeordnet: oberes Valangin bis unteres Apt (DIETRICH, 1933; HENNIG, 1937); SPATH (1933) schrieb die Ablagerung dieser marinen Schichten dem Hauterive bis unterem Apt zu (für genaue Lokation und Profil siehe: ZILS et al., 1995). AITKEN (1956) beschrieb dem gefalteten Oberjura diskordant überlagernde Ablagerungen südlich von Mandawa und wies ihnen ein Alter des Hauterive bis Barreme zu. SCHRANK (2005) stuft die *T. schwarzi*-Schichten anhand von Dinoflagellaten in das obere Valangin bis Hauterive ein. Nach SCHLÜTER (1997) ist es möglich, dass die Schichten der Unterkreide auf einem Paläorelief abgelagert wurden und so nicht generell synchron sind.

Die Ablagerungen der tieferen Unterkreide sind bisher nur aus dem Südosten des Landes bekannt. Dabei handelt es sich um die marinen kalkig-mergeligen, teils sandigen fossilführenden Ntandi-Schichten (FRAAS, 1908; Ntandi-Formation in: SCHLÜTER, 1997) südlich des Mbwekuru-Flusses (Transkription von Mbwekuru auch als Mbemkuru; Mbwemburu; Mbemkuruku). Diese wurden von SPATH (1930, 1933) dem Hauterive bis Apt zugeordnet und von AITKEN (1956) als Äquivalente der *Trigonia-schwarzi*-Schichten betrachtet. Ihre Mächtigkeiten und Beziehungen zum Liegenden/Hangenden wurden nicht beschrieben.

Die fossilfreie, vorwiegend kalksandige Tarawanda-Formation, deren Typlokalität nach SCHLÜTER (1997) ca. 32 Km NNE von Magindu im östlichen Tansania gelegen ist (westlich von Dar-es-Salaam; Beziehungen zum Liegenden und Hangenden nicht erwähnt), ist in ihrer Alterstellung innerhalb der Unterkreide völlig

ungeklärt.

Als relativ gesichert in ihrer chronostratigraphischen Zuordnung ist eine Reihe von Formationen zu betrachten, die ausschließlich im Küstenstreifen Südost-Tansanias zwischen Kilwa und Lindi auftreten. Hierbei handelt es sich vermutlich um zumindest teilweise synchrone Schichtenfolgen, deren Basis – diskordant den älteren Einheiten aufliegend – auf das untere Apt datiert wird. Die verschiedenen Namen für diese Schichten (Formationen) sind wahrscheinlich auf rasche laterale küstenparallele Fazieswechsel innerhalb des vorwiegend flachmarinen, NNE/SSW verlaufenden Schelfmeeres dieser Zeit durch die unterschiedlichen Bearbeiter entstanden. Hierbei sind zunächst die Niongala-Schichten (oder Niongala-Formation in SCHLÜTER, 1997) zu nennen, die zuerst von FRAAS (1908) bei Niongala erwähnt wurden (am Mbemkuru-Fluss, ca. 15 Km westlich der Straße Kilwa-Lindi gelegen, freundl. pers. Mitt. Dr. R. BUSSERT, TU-Berlin). Diese fossilreichen Schichten wurden durch FÖRSTER und WEIER (1983) anhand von Ammoniten eindeutig dem unteren Apt zugewiesen. Etwas weiter nördlich (ca. 40-50 Km südwestlich von Kilwa) treten flachmarine, fossilreiche Kalke („Urgon“-Fazies) auf, die als Kiturika-Schichten (-Formation in: SCHLÜTER, 1979) bezeichnet werden und von SCHLÜTER (op. cit.) ohne nähere Begründung dem Apt zugewiesen wurden. Aus diesem Gebiet werden bereits von frühen Autoren (DIETRICH, 1925; FAHRION, 1937) häufig auftretende Schichten mit Orbitolinen berichtet, die von DIETRICH (op. cit.) als *Orbitolina bulgarica* var. *Janenschi* und verglichen mit, aber nicht als *O. lenticularis* BLUMENBACH beschrieben wurden (erratische Nennung in: BATE und BAYLISS, 1969). Da sich allerdings aus der hauptsächlich an externen Merkmalen erfolgten Beschreibung kein Bezug dieser Formen zur modernen Orbitolinen-Klassifikation herstellen lässt, muß hier eine Neu-Bearbeitung dieser Formen erfolgen. Daher sind diese Nennungen für eine nähere Datierung nicht geeignet. Allerdings berichten BATE und BAYLISS (1969) im Bereich des Wami-Flusses nordwestlich von Dar-es-Salaam Großforaminiferen des Apts (*Palorbitolina lenticularis* [BLUMENBACH]). Ebenfalls nordwestlich von Dar-es-Salaam beschreibt KAPILIMA (1984) hemipelagische Mergel und Kalke, die (ober)jurassische Ablagerungen diskordant überlagern. Anhand von planktonischen Foraminiferen im oberen Teil der an der Basis stark konglomeratischen und sandigen Abfolge weist er diese als Chalinze-Formation bezeichneten Sedimente dem mittleren oberen Apt zu. SPÄTH (1980) stufte zuvor diese Schichten anhand der in ihnen enthaltenen Belemnoiden in das Alb ein. BATE und BAYLISS (1969) berichten aus einem Profil wenig südlich des Wami-Flusses (Kiwangwa Hill, nordwestlich Bagamoyo) Ostrakoden und planktonische Foraminiferen des Albs bis Turons. Auch weiter südlich, im Bereich der Mandawa-Antikline (zwischen Lindi und Kilwa) berichten BATE und BAYLISS (1969) das Vorkommen von unter- und oberaptischen Ostrakoden sowie oberaptischen kleinen benthonischen sowie planktonischen Foraminiferen (spec. indet.) aus Oberflächenaufschlüssen. Ihnen zufolge ist in der Bohrung Lindi 1 (direkt westlich Lindi) im weiteren Verlauf eine ähnliche Schichtenfolge entwickelt. Coniac und Santon konnten in der Bohrung nicht nachgewiesen werden, dafür aber Campan und Maastricht in (hemi-)pelagischer Fazies mit Ostrakoden und planktonischen Foraminiferen.

Nach den Untersuchungen durch KAREGA (1995) beinhaltet die kretazische Abfolge des Mandawa-Beckens im Küstenbereich des südlichen Tansania (zwischen Kilwa und Lindi) Korallen-führende Kalke des Berrias sowie Sand-, Silt- und Kalksteine des Valangin bis Hauterive. Eine weitverbreitete Transgression im Apt und Alb spiegelt sich ihr Zuzufolge in Sand- und Siltsteinen, Konglomeraten überlagert von flachmarinen Kalken mit diversen Arten von *Orbitolina* wider. Die von ihr untersuchten Proben entstammen entweder Oberflächenaufschlüssen oder oberflächen-nahen Bohrungen; sie werden von ihr dem unteren Alb bis unterem Cenoman einer offen-marinen Fazies („outer shelf“) zugewiesen.

Die oberkretatischen Sedimente des Küstenbereichs des südlichen Tanzania wurden zunächst von SCHLÜTER (1997) zur Kilwa-Gruppe zusammengefasst (die später auch auf die ähnlichen Sedimente des Paläogens ausgeweitet und nomenklatorisch formal eingeführt wurde [NICHOLAS et al., 2006]). Nach Bohrungsdaten können dabei das Turon, untere Coniac, obere Santon bis Campan und Maastricht nachgewiesen werden (KENT et al, 1971; zitiert in SCHLÜTER, 1997). Nach NICOLAS et al. (2006) überlagern hingegen hemipelagische Sedimente Ablagerungen des Santons (bis zum Oligozän) diskordant die des Albs in derselben Region. Gut erhaltene Faunen des Obercampans und Maastrichts aus diesen Schichten werden von PEARSON et al., 2004, 2006 und van DONGEN et al., 2006 berichtet. Eine kontinuierliche Sedimentation über die K/T-Grenze hinweg wurde jedoch in keiner dieser Arbeiten beschrieben. NICHOLAS et al. (2007) weisen noch einmal besonders daraufhin, dass hier die Sedimente in der höheren Oberkreide (und im Alttertiär) auf einem passiven Kontinentalrand akkumulierten.

Ein besonderes Problem bildet nach SCHLÜTER (1997) der obere Teil des Makonde-Plateaus zwischen Lindi und der Grenze zu Mosambik aus vorwiegend kontinentalen Sand-/Silt- und Tonsteinen, die von unterschiedlichen Autoren der Kreide zugerechnet werden (Makonde-Formation). AITKEN (1956) schrieb diese Schichten dem Apt zu.

9.3.3. Madagaskar

Für die folgende Diskussion der geodynamischen Entwicklung der Großregion Ostafrika/Arabien/Madagaskar/Indo-Seychellenblock ist es unerlässlich auch die sedimentäre Abfolge des heutigen Mikrokontinents Madagaskars kurz zu erörtern. Madagaskar bildet das westlichste Relikt des im Laufe des Juras und der Kreide entstehenden – und noch in der Kreide sukzessive bereits wieder zerfallenden – Ostgondwanas. Die geologische Erforschung Madagaskars und dessen Sedimentbecken begann relativ früh und intensiv durch französische Geologen in den 30'er Jahren des letzten Jahrhunderts und gipfelte in der umfassenden Monographie von BESAIRIE (mit COLLIGNON, 1973). Insgesamt sind entlang der West- und Nordküste Madagaskars drei Sedimentbecken von abnehmender Größe zu verzeichnen: Morondava-Becken (Süd); Majunga-Becken (Mitte) und Antsiranana-Becken (Nord, siehe insgesamt Abb. 44).

Die Sedimentation in Madagaskar begann im ausgehenden Paläozoikum in den damals noch das gesamte Gondwana in etwa NNE/SSW Richtung durchschneidenden Karoo-Gräben in allen drei Teilbecken. Zu dieser Zeit wurden hier sehr hohe Sedimentmächtigkeiten (bis zu 11000 m im südlichen Morondava-Becken [BOAST und NAIRN, 1982]; nach Norden hin abnehmend), zumeist sandiger Sedimente in (glazial-)kontinentaler bis randlich mariner Fazies akkumuliert. Nach BESAIRIE (1972) finden sich die ältesten, auf das mittlere Karbon datierten Ablagerungen im Süden des Morondava-Beckens, wohingegen im nördlichen Becken von Antsiranana (= Ambilobe Basin in GEIGER et al., 2004; = Diégo-Becken in BESAIRIE, op. cit.) die dem Grundgebirge auflagernden Sedimente bereits einem marinen Intervall (!) des oberen Perms angehören. Zusammen mit den vorwiegend marinen Ablagerungen der hangenden Trias werden die Ablagerungen des Karoo-Zyklus z.B. von GEIGER et al. (2004) in allen drei Becken Madagaskars zu der sogenannten „pre-break-up succession“ zusammengefasst („Karoo Supergroup“, Sakoa- bis Isalo-Formationen). Vor den detaillierten Studien von GEIGER et al. (op. cit.) im Morondava-Becken wurden diese in den Karoo-Rifts abgelagerten Schichten zusammen mit den hangenden jurassischen Ablagerungen als nur einem Rift-System angehörig betrachtet, welches zur Abtrennung von West- und Ostgondwanas geführt habe. Erst letztere Studie – in welcher auch die Ablagerungen des Karoo-Zyklus des Morondava-Beckens

ausführlich diskutiert werden - konnte zumindest für das Morondava- Becken nachweisen, dass es sich bei den Karoo-Rifts um nur bis zur Trias aktiven „failed rifts“ (=Aulakogene) handelt und sich erst danach ein

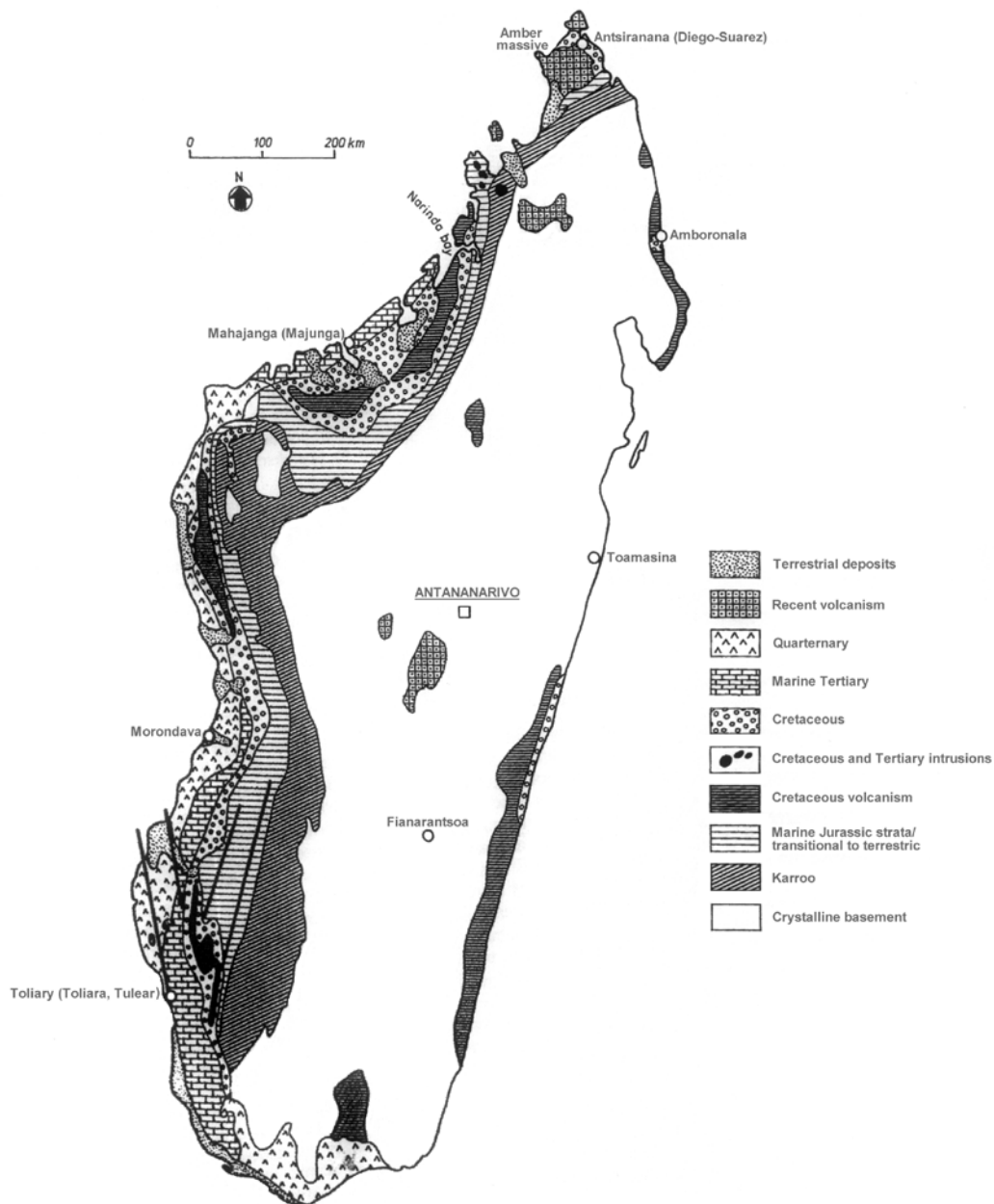


Abb. 44: Vereinfachte geologische Karte von Madagaskar (nach HERN-GREEN et al. 1982), leicht verändert.

neues Riftsystem entwickelte, welches letztendlich zum Auseinanderbrechen Gondwanas im oberen Mittleren Jura führte (s.u. und Kap. 10).

Nach GEIGER et al. (2004) entwickelte sich nach einem Hiatus in der obersten Trias und dem basalen Jura aus den diskordant auflagernden vorwiegend marinen Schichten des noch durch synsedimentäre Blocktektonik gekennzeichneten Toarciums bis Aaleniums, ?basales Bajocium, marin) im Bajocium bis unteren

Bathonium eine breite Karbonatplattform im westlichen Madagaskar (unpubl. Subsurface-Daten von OMNIS, fide GEIGER et al., op. cit.; siehe auch MONTENAT et al., 1996). Ihnen zufolge überlagern die Ablagerungen Übertage konkordant; die des älteren Juras sowie diese und ältere Einheiten Untertage eindeutig diskordant. Sie erstrecken sich etwa in Nord/Süd-Richtung entlang des östlichen Randes des Morondava-Beckens neben dem permo-triassischen Aulakogen. Demnach wäre das eigentliche Rift-Geschehen im unteren Jura sehr kurzzeitig gewesen und bereits mit dem mittleren Jura hätte die Drift zwischen Madagaskar und Afrika eingesetzt, um im Folgenden (Callovium) von einer offen marinen Sedimentation auf den Riff flanken und im Becken abgelöst zu werden, die bis in den obersten Jura anhielt (siehe Abb. 45). Die Alterseinstufungen der jurassischen Abfolgen sind sowohl durch Makro- als auch Mikrossossilfunde gut belegt (HOURCQ, 1950; COLLIGNON in: BESAIRIE, 1972; METTE, 2004; METTE & GEIGER, 2004a-c).

Nach der endgültigen Trennung West- und Ostgondwanas sind die kretazischen Sedimente Madagaskars auf einem lateral stark differenzierten Kontinentalschelf abgelagert worden. Ihre Entwicklung ist dabei von eustatischen Prozessen, unterschiedlicher regionaler Subsidenz und dem im Verlauf der Kreide weiter schreitenden Zerfall Ostgondwanas stark beeinflusst worden und in den einzelnen Becken deutlich differenziert ausgeprägt. Innerhalb des großen südlichen Morondava-Beckens sind hier extreme Variationen zu beobachten. Wiederum bildet die die früheren Arbeiten zusammenfassende detaillierte Arbeit von BESAIRIE (1972, mit COLLIGNON) im Zusammenhang mit den makropaläontologischen Untersuchungen von BASSE (1931 et seq.) und anderen sowie den mikropaläontologischen Untersuchungen von ESPITALE, J. & SIGAL, J. (1961, 1963) und GREKOFF (1963) und anderen die Grundlage für die darauf folgenden Arbeiten. Generell gilt, dass auch die sedimentären Abfolgen der Kreide nur in Ausnahmefällen gut erschlossen, und – sofern marin ausgebildet – zumeist reich an Makrofossilien sind (bzw. Mikrofossilien in den mergeligen Schichten).

Im südlichsten Morondava-Becken überlagern nach BESAIRIE (1972) glaukonitische Sandsteine und Mergel mit Ammoniten des Hauterives diskordant die marinen Ablagerungen des Calloviums. Weiterhin sind aus dieser Region – ohne direkten Bezug zu Liegenden – marine sandige Ablagerungen des höheren Apts überlagert von geringmächtigen, kondensierten sandigen Sedimenten des Albs und mächtigeren des Cenomans bis unteren - ?mittleren Turons bis schließlich Coniacs (Datierungen mit Ammoniten) bekannt. Darüber folgen kontinentale Sandsteine mit Holzresten, die BESAIRIE (op. cit.) dem Santon zuweist. Diese werden von überwiegend basaltischen Lavaergüssen überlagert. Den Abschluß der kretazischen Schichtenfolge bilden hier fossilführende kalkige Sandsteine, die wiederum anhand von Ammoniten auf das Maastricht datiert werden können.

Nördlich davon bis zum Fiheranana-Fluss wird eine andere Situation angetroffen (für die hier genannten Lokalitäten siehe e.g. LUGER et al. 1994, Fig. 5). Hier ist im Massiv des Analavelona als Ausnahme das Tithon mit einer reichen Ammonitenfauna (und anderen Makrofossilien) erhalten (BESAIRIE, 1972; LUGER et al. 1994). Nach BESAIRIE (1972) folgt darüber konkordant das Berrias (mit Ammoniten) in glaukonitisch/sandiger bis mergeliger Fazies. Nach BESAIRIE (op. cit.) gehen diese konkordant in Belemniten- und Ammoniten führende Mergel des Valangins über. Problemlos lassen sich im Gebiet zwischen Mangoky und Onilahy die diskordant überlagernden, harten und kondensierten, fossilreichen Kalke des Apts geringer Mächtigkeit verfolgen. Darüber kamen konkordant die vorwiegend sandigen Schichten des Albs und Cenomans zur Ablagerung. Ebenfalls sandig ausgebildet sind die Sedimente des basalen Turons (Ammoniten). Lokal folgen darüber fossilfreie Sandsteine, die von den sog. „basaltes inférieures“ überlagert

werden. Ebenfalls lokal ist das Auftreten von marinen Ablagerungen des oberen Santons bis basalen Campans, gefolgt von den sogenannten „basaltes moyens“ (BESAIRIE, op. cit.). Oberhalb der Vulkanite setzt sich hier die marine Sedimentation in vorwiegend kalkiger Fazies fort; das höhere untere Campan und Maastricht ist hier durch Ammonitenfunde belegt (COLLIGNON in BESAIRIE, 1972).

Nördlich anschließend ist ein erneuter Wechsel in der Ausbildung der kretazischen Schichtenfolge zu beobachten. Nach BESAIRIE (1972) sind hier lokal diskordant dem Kimmeridge auflagernde Mergel des Valangins verteten. Im südlichen Bereich dieses Beckenabschnitts folgen darüber diskordant marine Ablagerungen des oberen Apts bis Cenomans (unteren Turons?) mit lokal reicher Fossilführung. In seinem nördlichen Bereich überlagern nach BESAIRIE (1972) ab dem Alb kontinentale, vorwiegend sandige Sedimente die älteren Ablagerungen. Südlich davon tritt der Umschwung zur kontinentalen Fazies erst ab dem (?)Turon auf. Basaltischer Vulkanismus ist hier nicht entwickelt. Marines Campan und Maastricht sind dagegen durchgehend fossil belegt (COLLIGNON in: BESAIRIE, 1972).

Nördlich des Mangoky-Flusses überlagern wiederum marine Mergel des Valangins diskordant unterschiedlich alte Schichten des Jura. Im Süden dieses Gebietes hielt nach COLLIGNON (in: BESAIRIE, 1972) die Sedimentation bis in das Hauterive an. Hierbei wird von den Autoren die Schwierigkeit der stratigraphischen Zuordnung wegen des weitgehenden Fehlens von Ortho-Leitfossilien betont. Dies gilt auch für die dem Apt bis Cenoman zugeordneten Ablagerungen im Hangenden, aus denen nur lokal marine Faunen bekannt sind (vorwiegend Alb-Cenoman, siehe BESAIRIE, 1972, S. 314-316). Die marinen Sedimente des älteren Turons werden sowohl im Süden als auch im Norden der Region von basaltischen Vulkaniten „basaltes inférieurs“) überlagert; zwischen ihnen finden sich kontinentale Ablagerungen, die ebenfalls dem älteren Turon zugeordnet werden. Im Bereich nördlich des Morondova-Flusses sind die Sedimente der höheren Oberkreide des Coniacs bis zum Maastricht wieder marin entwickelt und enthalten Ammoniten (daneben planktonische Foraminiferen, SIGAL in BESAIRIE, 1972, lokal: Oberturon). Auch hier sind wiederholt Einschaltungen randlich mariner bis kontinentaler Ablagerungen zu beobachten. Eine klare Abtrennung des Maastrichts vom Paleozän kann anhand der vorliegenden Literatur nicht vorgenommen werden. Die von BESAIRIE (1972) als nächste Einheit ausgehaltene „Stufe“ ist das „Éocène“.

Im nördlichsten Morondava-Becken ist die sedimentäre Entwicklung in oberen Jura und der Kreide nur unzureichend bekannt. Einerseits beschreibt BESAIRIE (1972, S. 232) einen Hiatus zwischen dem Callovium und dem Apt/Alb, andererseits werden komplette Schichtenfolgen des obersten Juras bis in das Apt/Alb (unteres Turon) beschrieben (op. cit., S. 232, Taf. 56). Nach der „mittleren Kreide“ erwähnt BESAIRIE (loc. cit.): „des manifestations volcaniques et subvolcaniques importantes se sont produit donnant d'une part des intrusions microgranitiques (Andrafiavelo), des filons de delolélite et épanchements basaltiques puis rhyolitiques, les basaltes étant très largement prédominantes“ Über den vulkanischen Abfolgen gibt er sehr fossilreiche Ablagerungen des Coniacs bis Maastrichts an. RANOROARISOA et al. (1987) beschreiben aus einer dem nördlichen Morondava-Becken vorgelagerten Bohrung „Vaucluse“ (D.S.D.P. site 249) eine pelagische Abfolge mit planktonischen Foraminiferen und Nannoplankton des Campans bis Obermaastricht oberhalb eines mächtigen „complexe volcano-sédimentaire“ (bis >4027 m Teufe).

Getrennt durch den „Saint-Anré Uplift“ folgt nördlich des Morondava-Beckens das in der kretazischen Schichtenfolge besser untersuchte Becken von Majunga (= Mahajanga). In dieser Region wurden bereits in den 1950er und '60er Jahren ausführliche geologische Arbeiten durchgeführt (BESAIRIE und COLLIGNON,

1956 und BESAIRIE [mit COLLIGNON] 1966; 1972, siehe hier auch für andere frühere paläontologische Arbeiten). Prinzipiell weist das etwa NO/SW verlaufende Majunga-Becken eine dem Morondava-Becken sehr ähnliche spätpaläozoische bis jurassische Entwicklungsgeschichte auf. Nach BESAIRIE (op. cit.) ist der Übergang Tithon/Berrias in weiten Teilen des Beckens konkordant (Bohrungsdaten; nur lokal übertage aufgeschlossen). Darüber folgen wiederum konkordant teilweise Gips-führende Mergel mit Ammoniten (und Ostrakoden: GREKOFF, 1963; RAFARA, 1990) des Valangin bis Hauterives. Danach setzte nach BESAIRIE (1972) eine stark differenzierte Entwicklung in der Sedimentation ein, wobei der Übergang zum Barreme (mit einer nur lokal entwickelten Ammoniten-führenden Fauna) durch einen zunehmenden Kalkgehalt gekennzeichnet ist. In weiten Teilen das Becken überlagert das (höhere – obere) Apt transgressiv die Schichten des Valangins. Nach BOAST und NAIRN (1982) sind die Ablagerungen des Apts überwiegend kontinental mit nur lokalen marinen Einschaltungen, die eine Zuordnung der Schichten vom unteren bis zum oberen Apt erlauben (Ammoniten; COLLIGNON in: BESAIRIE, 1972). Nach ihren Angaben schwanken die Mächtigkeiten stark. Die überlagernden fossilreichen marinen Sedimente des Albs und Cenomans lassen sich nach BESAIRIE (op. cit.) im gesamten Majunga-Becken verfolgen. BOAST und NAIRN geben für die zentralen Beckenteile eine lokale Diskordanz zwischen dem mittleren Alb und dem transgressiven Cenoman an. Nach BESAIRIE (op. cit.) variiert die Lithologie der Sedimente des Albs von vorwiegend tonig/mergelig im Südwesten bis vorwiegend sandig im Nordosten des Beckens. Das Cenoman ist in vorwiegend sandiger Fazies entwickelt und geht zum Hangenden in randlich marine bis kontinentale Ablagerungen des oberen Cenomans (?unteren Turons) über. Es soll an dieser Stelle erwähnt werden, dass BESAIRIE (op. cit.) bei Andafia die Anwesenheit von *Orbitolina* gr. *conca* in kalkig/mergeliger Fazies an der Basis des Cenomans erwähnt. Dies wäre das bislang südlichste Vorkommen dieser Foraminiferengattung. Generell werden die Ablagerungen des oberen Cenomans von sub-aärischen bis submarinen Basalergüssen überlagert. In die Eruptiva sind terrestrische Sedimente eingeschaltet („coulées basaltiques interstratifiées, BESAIRIE, 1972: S. 165-169). Gelegentlich werden oberhalb der basaltischen Ergusslaven auch Rhyolithe beobachtet. Generell werden die Eruptiva dem Turon zugeordnet; sie sind nach BESAIRIE (op. cit.) auch von Intrusiva begleitet. Die Vulkanite des Majunga-Beckens werden von kontinentalen und randlich bis vollmarinen Sedimenten des Coniacs, des Santons (kontinental bis marin), des Campans (vorwiegend kontinental) und Maastrichts (marin bis kontinental, generell zum Hangenden verflachend) überlagert. Aus den Sedimenten des Maastrichts berichtet BESAIRIE (op. cit.) erstmalig auch die Anwesenheit von planktonischen Foraminiferen, die liegenden Schichten wurden anhand von Ammoniten-funden datiert (COLLIGNON in: BESAIRIE, 1972). Ebenso berichten diese Autoren die Anwesenheit von Faunen des unteren Paleozäns (Dans). ABRAMOVICH et al. (2002) führten detaillierte Untersuchungen an den Ablagerungen des Maastrichts und unteren Paleozäns südöstlich von Majunga durch. Ihnen zufolge herrschten im untersten Maastricht fluviatile Sedimente – reich an Dinosaurierresten – vor. Noch im unteren Maastricht vertiefte sich der Ablagerungsraum bis hin zu hemipelagischen Sedimenten (Mergeln) mit reichen Foraminiferenvergesellschaftungen. Diese werden nach einem Hiatus (mit erosivem Kontakt) von Kalksteinen überlagert, die an der Basis auf die planktonische Foraminiferenzone P1c?-P1d eingestuft werden. ABRAMOVICH et al. (op. cit.) zufolge vertiefte sich der Ablagerungsraum noch im unteren Paleozän weiter (mittleres bis äußeres Neritikum).

Das nördlichste und kleinste Teilbecken Madagaskars ist das von Antsiranana (=Diego; Diego-Surarez), welches sich etwa in nordöstlich/südwestlicher Richtung erstreckt - von der Nordspitze Madagaskars bis zur

Halbinsel Ampasindava. Anders als in den anderen Teilbecken liegen hier bereits marines Oberperm und Untertrias dem panafrikanischen Grundgebirge auf (BESARIE, 1972). Bis zur Transgression des Lias-Meeres (Toarcium) folgen darüber kontinentale Sedimente („Isalo-Formation“). Mit dem Bajocium stellten sich auch hier die Ablagerungsverhältnisse einer Karbonatplattform ein. Erst mit dem Callovium kam es wie in den anderen Becken wieder zur offen marinen Sedimentation bis zum unteren Tithon. Der Kontakt zwischen Jura und Kreide wird weder von BESARIE (1972) noch von BOAST und NAIRN (1982) erwähnt. Nach beiden Arbeiten beginnt die kretazische Sedimentabfolge mit Mergeln des Hauterives bis Valangins. Darüber folgen nach BOAST und NAIRN (op. cit.) Sandsteine bis Mergel, welche die liegenden Schichten diskordant überlagern. Bedingt durch die weiträumige Überdeckung durch spätere Vulkanite werden im Becken von Antsiranana Untersuchungen der frühen Kreideablagerungen generell erschwert. Beide oben angeführten Arbeiten beschreiben danach zunächst marines Alb. Während aus den hangenden Schichten des Untercentomans noch reiche Makrofaunen bekannt sind (COLLIGON, in: BESAIRIE, 1972), gehen diese Schichten rasch in Pyrit-führende Mergel mit einer reichen Mikrofauna über. BESAIRIE (op. cit.) erwähnt bereits planktonische Foraminiferen. RANDRIANASOLO (1981) beschreibt unweit südlich von Antsiranana planktonische Foraminiferen des oberen Albs bis basalen Turons. HERNGREEN et al. (1982) weisen aus Mergeln des Albs bis Maastrichts (und Dans) aus Oberflächenproben wenig südöstlich von Antsiranana ebenfalls planktonische Foraminiferen sowie Nannofossilien und Palynomorphen nach. Auch ihnen zufolge ist die Schichtenfolge der Oberkreide nicht durchgehend marin, sondern ist besonders im Turon durch konglomeratische Horizonte gekennzeichnet. RANDRIANASOLO und ANGLADA (1984) beschrieben die Schichtenfolgen des Turons der Region erneut und kamen zu der Schlussfolgerung, dass das untere Turon offen marin (mit planktonischen Foraminiferen) entwickelt sei und mit erosivem Kontakt von kontinentalen Sandsteinen mit zum Hangenden zunehmend kalkigen Einschaltungen überlagert wird. Noch im oberen Turon stellten sich wieder marine Bedingungen ein. Die regressive Periode im „mittleren“ Turon wird von den Autoren mit dem in der Region zu dieser Zeit zu beobachtenden Vulkanismus in Verbindung gebracht. Nach RANDRIANASOLO und PHILIP (1989) stehen die Ereignisse im mittleren Turon in direkten Zusammenhang mit der Trennung des Indien/Seychellen-Blocks von Madagaskar. Nach dem oberen Turon bis zum Maastricht (Dan) stellten sich in diesem Gebiet wieder offen marine Sedimentationsbedingungen mit fossilreichen Ablagerungen ein (RANDRIANASOLO, 1983); eine Diskordanz oder Hiatus zwischen dem Maastricht und dem unteren Paleozän wird von diesem Autor nicht berichtet.

9.4. Diskussion der geodynamischen Entwicklung des östlichen Gondwanas im Mesozoikum und frühen Känozoikum.

An dieser Stelle soll der Zerfall Ost- und Westgondwanas im Jura und in der Kreide diskutiert werden. Für die betrachteten Ereignisse (dem Auseinanderbrechen Ostafrikas und des Madagaskar/Indo-Seychellenblocks und südlich angrenzender Platten und dem sich anschließenden Zerfall Ostgondwanas in die Kontinente Antarktika, Australien, die Trennung des Indo/Seychellen-blocks) werden hierbei neben den grundlegenden geophysikalischen Daten auch die in der Diskussion bisher nicht hinreichend gewürdigten paläontologischen Beobachtungen berücksichtigt. Ein Einstieg in die Thematik wird von <http://www.scotese.com/earth.htm> oder http://www.osdn.de/cgi/make_map.pl gegeben (Stand 09/08). Zunächst soll als initiales

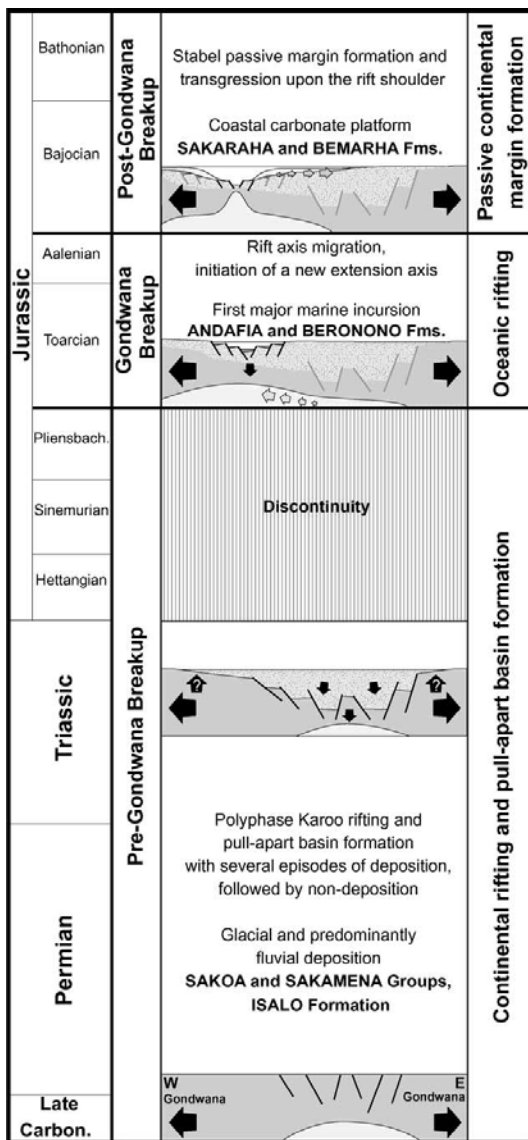


Abb. 45: Entwicklung des Rift-/Drift-Geschehens zwischen Ostafrika und dem Morondawa-Becken Madagaskars bis zum mittleren Jura (nach und aus GEIGER et al. 2004, Fig. 13; mit freundl. Erlaubnis der Autoren).

Ereignis das Auseinanderbrechen von Ost- und Westgondwana behandelt werden. Bereits am Anfang der Arbeit (Kapitel 2.1) wurde dies als kontinuierlicher - seit dem späten Paläozoikum ablaufender Prozess der einbrechenden Karoo-Rifts bis zum endgültigen Auseinanderbrechen Ost- und Westgondwanas im Callovium dargestellt. GEIGER et al. (2004) stellen dem gegenüber anhand von umfangreichen Untersuchungen insbesondere des Juras im Morondawa-Becken von SW-Madagaskar ein neues genetisches Modell vor, wobei sich allerdings die Resultate nur unwesentlich unterscheiden. Nach ihnen (siehe Abb. 45) seien die spätpaläozoisch angelegten Rifts mit der ausgehenden Trias zum Erliegen gekommen und erst nach einem Hiatus im basalen Jura habe sich mit einer erneuten Transgression im Toarcium ein neues Riftsystem entwickelt, welches innerhalb kurzer Zeit zum Auseinanderbrechen der genannten Teile Gondwanas geführt hätte (Bajocium/Bathonium). Der zeitliche Verlauf nach diesen Vorgängen wird von den genannten Autoren nicht weiter behandelt; es wird daher davon ausgegangen, dass hier keine Differenzen zu den ursprünglichen Modellen von BOSELLINI (1986, 1989, 1992) und COFFIN und RABINOWITZ (1988, 1992) bestehen. Nach GEIGER et al (2004) wäre mit dem Callovium das maximale „Spreading“ erfolgt, das bis zur tieferen Unterkreide (~Valangin/ Hauterive) entlang der „Davie Fracture Zone“ in Richtung Süden anhielt, als Madagaskar seine heutige Position einnahm. Seit den früheren Arbeiten (e.g. BESSE und COURTILLOT, 1988; POWELL et al., 1988; SCOTese, 1991, 2001a, b; SCOTese und GOLONKA, 1992, SCOTese et al., 1988 u.a.) bis zu den heutigen

Rekonstruktionen der plattentektonischen Abläufe (siehe oben) wird eine vollständige Trennung zwischen Afrika (West-) und Madagaskar/ Seychellen-Block/Indien/Antarktika und Australien in diesem Zeitraum angenommen.

BOSELLINI (1986, 1989; hier Abb. 46) weist auf eine Untergliederung des kenianisch/somalischen Kontinentalrandes in verschiedenen Teilbereiche hin. Ihm zufolge können vier Abschnitte unterschieden werden (von Süden nach Norden): Hier 1a: Ein Nord-Süd verlaufender Bereich östlich von Kenia, als „Jurassic/ Early Cretaceous right-lateral sheared margin“ bezeichnet. Hier 1b: Ein etwa Nordost-Südwest verlaufender Abschnitt – von Nordkenia bis Zentralsomalia reichend – als „Jurassic oblique-rifted margin“ benannt, der bis zum El Hamurre-Lineament reicht. Hier 2: Ein in gleicher Richtung verlaufender Teilbereich nördlich des El-Hamurre-Lineaments in Nordsomalia bis östlich von Sokotra, den er als Late Cretaceous-Paleogene left-lateral sheared „margin“ bezeichnet und (hier als 3. bezeichnet): Ein Ost-West Richtung verlaufender Ab-

schnitt im Golf von Aden entlang der nordsomalischen Küste, der von ihm mit der Bezeichnung „Neogene rifted margin“ versehen wird. In der gleichen Arbeit entwickelt (BOSELLINI, op. cit.) für den (hier als 2. benannten) Abschnitt seines Modells für die höhere Oberkreide ein von den gängigen Darstellungen deut-

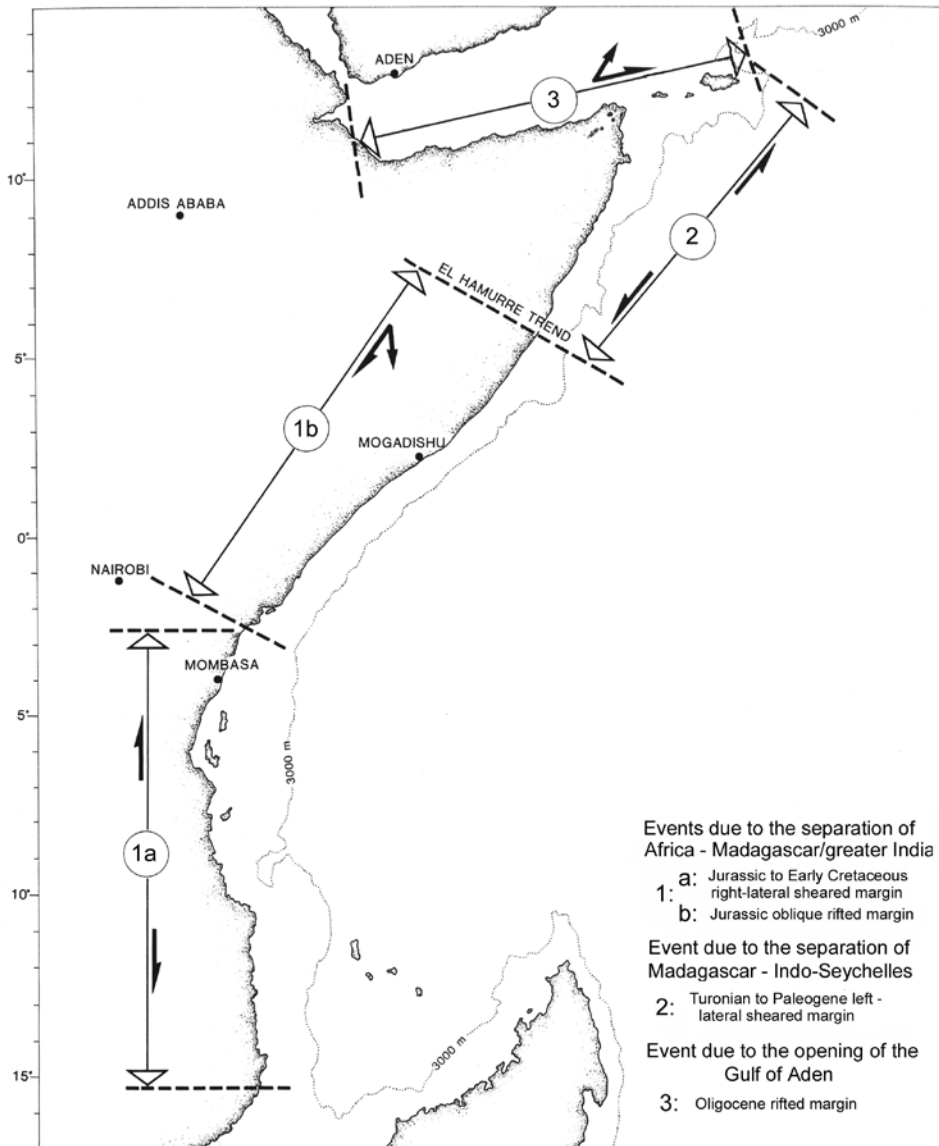
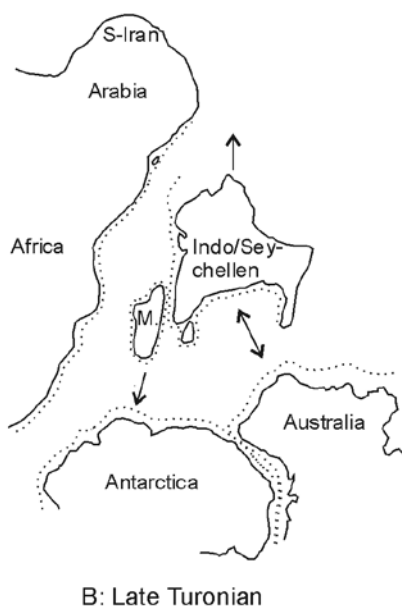
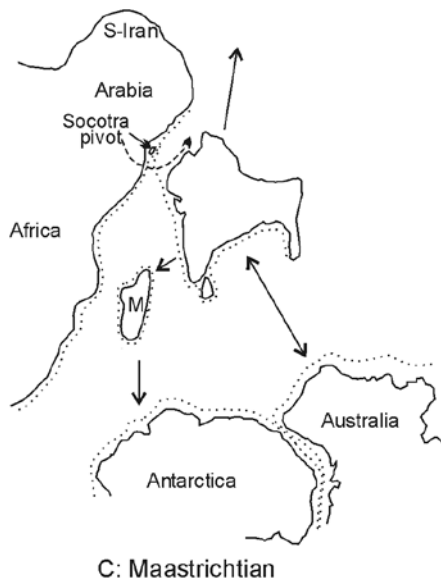


Abb. 46: Die vier verschiedenen Abschnitte des nordostafrikanischen Kontinentalrandes (nach BOSELLINI, 1989; verändert)

lich abweichendes Situationsmodell (nach NORTON und SCLATER, 1979). Er weist (S. 379) darauf hin, dass sich erst zu dieser Zeit eine aktive Blattverschiebung („transcurrent motion“) zwischen Nordsomalia/Arabien und dem Seychellenblock/Indien herausbildete, entlang welcher sich die beiden letzteren Einheiten während der Oberkreide und im Paleozän rasch nach Norden bewegten. Hierbei fällt auf, dass er Nord-somalia und dem Seychellen-Block/Indien eine wesentlich enger beieinander liegende Paläoposition zuweist. Auf diesen in der späten Oberkreide verlaufenden Prozess soll jedoch erst später wieder eingegangen werden.

Zunächst aber muss nach dem Auseinanderbrechen der afrikanischen Platte und des Madagaskar/Seychellen/Indien-Komplexes kurz auf das Ende der Drift zwischen beiden Einheiten eingegangen werden. Letzteres Ereignis wird von COFFIN und RABINOWITZ (1992) auf ca. 130 Ma (~Valangin) datiert. Die Transgressionen und Regressionen in Nordsomalia und dem Morondava-Becken von Madagaskar während des Juras und der Kreide im stehen dabei in deutlichem Zusammenhang mit den großtektonischen



Ereignissen im Raum des südlichen Gondwana (vgl. LUGER et al. 1994). Hierbei ist besonders auf das Auseinanderbrechen der antarktischen und australischen sowie der madegassisch/indischen Platte hinzuweisen, das nach POWELL et al. (1988) und LAWVER et al. (1992) im Zeitraum zwischen oberstem Jura und tiefer Unterkreide erfolgte. Es erscheint wahrscheinlicher diese Vorgänge als Ursache für das Ende der Drift zwischen der afrikanischen und der madegassisch/indischen Platte anzunehmen als vielmehr die von anderen Autoren bevorzugte Lösung durch die intraplaten-tektonischen Prozesse in Afrika – ausgelöst durch das Rifting zwischen Südamerika und Afrika zu dieser Zeit (siehe Abb. 47).

Besonderes Augenmerk wird an dieser Stelle der Trennung der Madagaskar- und der Seychellen/Indischen Platte und dem „Weg“ der nordwärts-Drift letzterer gewidmet, welche mit einem initialen Rifting während des mittleren Turons begann. Zum Drift-„Weg“ der Seychellen/indischen Platte ist besonders aus paläontologischer Sicht einiges den bisherigen plattentektonischen Modellen (e.g. durch Scotese div. Publ.) entgegenzusetzen. Einheitlich wird in der Literatur der Zeitpunkt des Auseinanderbrechens und Einsetzen der Drift zwischen beiden Platten im mittleren Turon akzeptiert. Allerdings besteht nach Ansicht des Autors Diskussionsbedarf über den Verlauf der raschen nordwärts Drift der Indo/Seychellen Platte. Nach den bisherigen Vorstellungen (mit Ausnahme der oben dargestellten von BOSELLINI, ops. cit.) verlief die Drift der „großindischen“ Platte weit isoliert als Insel im heutigen Pazifik. Die großräumige Hebung und Regression im Bereich des äussersten Nordsomalias und der Arabischen Platte – mindestens – während des mittleren Turons ist vermutlich im Zusammenhang mit den oben genannten Prozessen des Riftings zwischen Madagaskar und dem Indo/Seychellen Komplex zu betrachten.

Abb. 47: Grob schematisierte Rekonstruktion der geodynamischen Entwicklung der Relikte des östlichen Gondwana während der Kreide (basierend auf den Rekonstruktionen von BOSELLINI, 1989 und CHATTERJEE, 1992 u.a.). Für heutige Lage der Großstrukturen im Indischen Ozean siehe Abb. 48).

Durchgezogene Linien: heutige Kontinentumrisse. Punktiierte Linien: vermutete Schelfränder. Pfeile: vermutete Relativbewegungen. Begrenzte Linien: Ende der jeweiligen bisherigen Drift.

A: Valangin/Hauterive-Rekonstruktion mit dem Ende der Süddrift Madagaskars und der beginnenden Separation Antarktikas/Australiens. B: Karte der beginnenden Drift zwischen Madagaskar

und Indien im Oberturon. C: Oberkretazische Plattenkonfiguration im östlichen Gondwana (nach CHATTERJEE, 1992). Socotra pivot: vermuteter Drehpunkt der Indo/Seychellen-Platte gegenüber der Afro-/Arabischen-Platte im Maastricht.

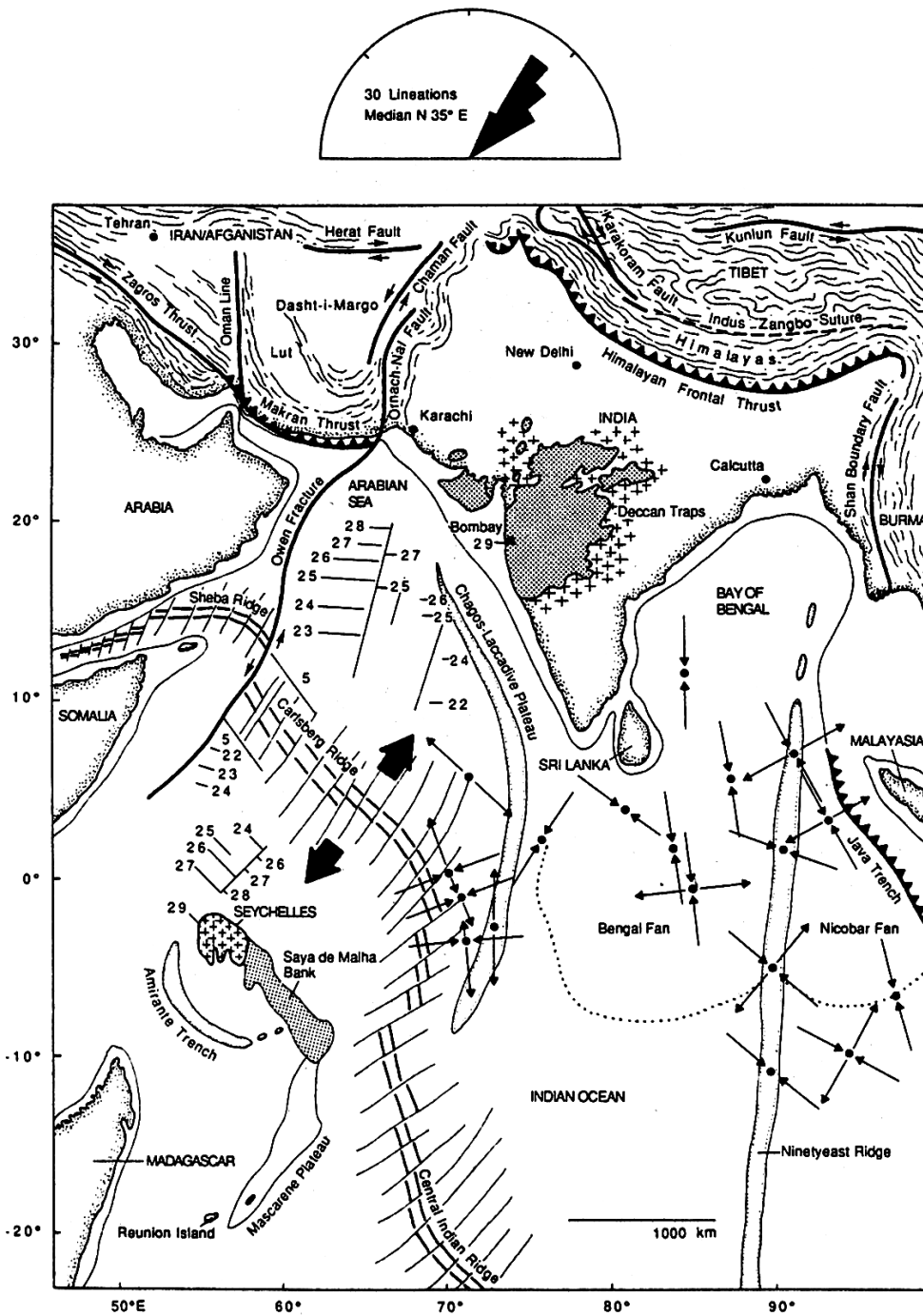


Abb. 48: Heutige Lage der wichtigsten tektonischen Elemente des Indischen Ozeans und Asiens (aus: CHATTERJEE, 1992; von diesem erstellt nach verschiedenen Autoren). Beachte: Lage der Owen Fracture Zone als strike/slip fault zwischen Afro-/Arabien und Seychellen/Indien-Block).

CHATTERJEE (1992) stellt ebenso wie BOSELLINI (op. cit., siehe Abb. 49) ein abweichendes Rift-Drift-Szenario zwischen Afrika/Madagaskar und dem Indo-Seychellen-Block vor. Anhand von Dinosaurierfunden und anderer nichtmariner Fossilien aus dem Maastricht - der „infra- und intratrappean beds“- verschiedener Lokalitäten Indiens weist er nach (S. 35-36), dass Indien nach der Trennung von Madagaskar keineswegs eine isolierte Insel war, sondern deutliche faunistische (und floristische) Beziehungen zu Laurasien aufweist. Hierfür spricht auch die rezente Lage der „Owen-Fracture“- (zone) wenig östlich von Nordostsomalien und

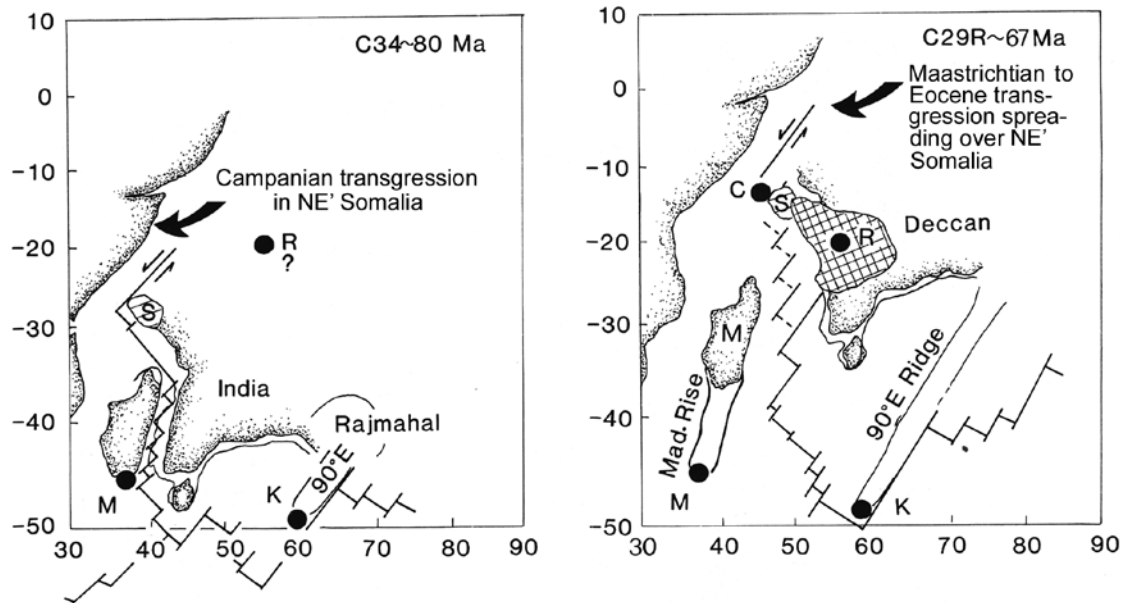


Abb 49: Rekonstruktion der Plattenkonfigurationen im westlichen Indischen Ozean bei C 34 (~ 80 Ma, links) und C 29 (~ 67 Ma, rechts) in Hinsicht auf die Verteilung der Hotspots (R.: Reunion-, C: Komoren-, K: Kerguelen- und M: Marianen-Hotspot; S: Seychellen-Block) modifiziert nach BOSELLINI (1989). Die vulkanische Aktivität der Deccan-Traps wurde (nicht nur) nach diesem Autor durch das Überfahren der Indischen Platte über den Reunion-Hotspot im Zeitbereich der Kreide/Tertiär-Grenze ausgelöst.

Arabiens (siehe Abb. 48), die vermutlich eine während der nordwärts Drift des zunächst noch zusammengehörigen Indo-/Seychellen-Blocks entstandene „strikeslip fault“ zu betrachten ist.

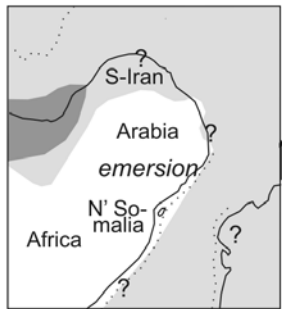
Obwohl die Methoden der Rekonstruktion paläobiogeographischer Beziehungen anhand terrestrischer Faunen- und Florenbeziehungen wegen der Lückenhaftigkeit des Vorkommens besonders der wichtigen Vertebratenfossilien Probleme aufweisen (aus Indien sind z.B. nur aus der Oberkreide umfangreiche Vertebratenfunde bekannt), so ergeben sich doch aus der Kombination mit der Gesamtheit der geologischen Befunde besonders hilfreiche Hinweise über deren Migrationswege und somit zur großdimensionalen geodynamischen Entwicklung (siehe hierzu besonders auch KRAUSE et al., 2006 [die in der höheren Oberkreide keinerlei Beziehungen zwischen den Vertebraten-Faunen Madagaskars und Indiens feststellen]).

CHATTERJEE (op. cit.) zieht aus seinen Beobachtungen den Schluss, dass der Austausch der Vertebraten-Faunen zwischen Indien und Laurasien über eine Landbrücke - durch Sokotra gebildet – erfolgt sein muss. Um diese sei die Seychellen/Indische Platte gegen den Uhrzeigersinn rotiert und anschließend nach Norden verdriftet.

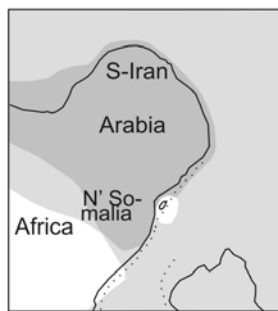
Eine integrierte Version der wichtigsten diskutierten kretazischen plattentektonischen/ geodynamischen Abläufe der oben dargestellten Regionen aus Sicht des Autors wird in Abb. 47 dargestellt.



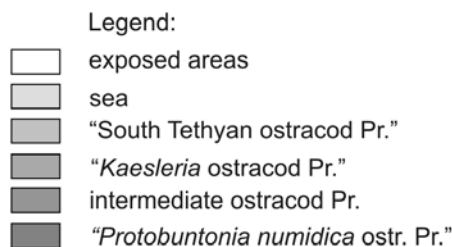
C: Maastrichtian



B: ~ Middle Turonian



A) Cenomanian



In Abb. 50 wird die Entwicklung der nordafrikanischen bis somalischen Ostrakodenprovinzen in der Oberkreide demonstriert. Es wird deutlich, dass noch im Cenoman eine den gesamten südthethyalen Raum beherrschende „South Tethyan Ostracod province“ existierte (siehe Kap. 8.3 und LUGER, 2003). Nach dem Beginn des Rifting und der einsetzenden Drift zwischen Madagaskar und der Indo/Seychellen-Platte im Turon zerfiel diese Provinz (vermutlich wegen des großräumigen Hiatus [minimal] im Turon und es bildeten sich zwei deutlich voneinander abgegrenzte Ostrakodenprovinzen aus. Während im nordafrikanisch/levantinischen Bereich eine kontinuierliche (phylogenetische) Entwicklung der bisherigen Ostrakodenfaunen bis nach dem Turon in die *Protobuntonia numidica*-Provinz (siehe Abb. 50) stattfand, entwickelte sich auf der arabischen Halbinsel, dem Südiran und Nordsomalia eine seit dem Coniac eine völlig eigenständige *Kaesleria* –

Abb. 50: Die Ostrakodenprovinzen der Oberkreide fokussiert auf das östliche Gondwana (für ausführlichere Abbildungen siehe LUGER, 2003).

A: Die „South Tethyan ostracod Province“, die nach Westen bis nach Marokko zu verfolgen ist.

B: Auflösung der „South Tethyan ostracod Province“ während des Turons durch weiträumige Emersion auf der arabischen Halbinsel. Die fortlaufende phylogenetische Entwicklung der Ostrakodenfaunen in Nordafrika und der Levante wird hier behelfsmäßig als „intermediate ostracod Province“ bezeichnet.

C: Die vollendete Aufspaltung des „south Tethyan ostracod Province“ nach dem Turon - am Beispiel des Maastrichts - in eine westlich (nordafrikanisch/levantinische) „*Protobuntonia numidica* Province“ und eine östliche „*Kaesleria* Province“. Man beachte die enge - durch Fragezeichen markierte - Nachbarschaft beider Provinzen. Die Ostrakoden-Daten von der Indo/Seychellen-Platte lassen bisher keine eindeutige Interpretation in dieser Beziehung zu.

Ostrakoden-Provinz in der nur bisher (d.h. mindestens seit dem

Cenoman) vertetene Gattungen mit neuen Arten persistierten oder neue Gattungen und Arten entstanden, wobei im Maastricht nur eine Art auch in der *Protobuntonia numidica*-Provinz auftritt (im Dan von den die K/T-Grenzeüberschreitenden Gattungen und Arten keine (LUGER, 2003). Die bisherigen geodynamischen Modelle des endgültigen Zerfalls des östlichen Gondwanas erklären dieses Phänomen nicht, da in sämtlichen dem Autor gekannten Arbeiten für die höhere Oberkreide eine zwischen den beiden Provinzen bestehende Meeresverbindung angegeben wird (Abb. 50). Diese hätte eigentlich eine teilweise Durchmischung der Faunenelemente zulassen müssen. Obwohl die Datenbasis aus dem westlichen Teil der *Kaesleria*-Provinz nur als unbefriedigend bezeichnet werden kann, ergeben sich hieraus zwei grundsätzliche Fragen: A) Gab es überhaupt eine marine Verbindung zwischen der *Protobuntonia numidica* – Provinz und der *Kaesleria* – Ostrakoden-Provinz nach dem Turon? oder B) liegt zwischen den beiden Faunenprovinzen

ein derart gravierender fazieller Unterschied vor, der einen Faunenaustausch von vornherein unmöglich machte? Im letzteren Fall hätte sich mit der Trennung von Madagaskar und der Seychellen/Indischen Platte ein grundlegender Wandel im Strömungsregime der zentral-östlichen Tethys eingestellt haben müssen, der zu einer scharfen Trennung zwischen eher kühleren Klimaten im NW und (sub?) tropischen Klimaten im SE führte. Die Wassertiefe kann hierbei nicht als Faktor angeführt werden, da auch aus der nordostafrikanisch/levantinischen *Protobuntonia numidica* – Provinz aus zahlreichen Gebieten marine Flachwasserfaunen bekannt sind (auch mit Großforaminiferen, Rudisten [z.B. KULBROK, 1996; Ägypten]). Ebenso erscheint das Fehlen einer wenigstens teilweisen Durchmischung der Faunen über einen Zeitraum vom Coniac bis zu der starken Transgression im oberen Paleozän (siehe z. B. LUGER, 1985; BASSIOUNI und LUGER, 1990, Ägypten) bemerkenswert, da sich – auch wenn deutliche fazielle (klimatische) Unterschiede bestanden? – derartige Phänomene in der Erdgeschichte nur in Ausnahmefällen beobachten lassen. Da sich allerdings auch bei den (Groß-)Foraminiferen eine Begrenzung einiger Gattungen auf die Karbonatplattformen der östlichen Tethys beobachten läßt (z.B. *Loftusia*, *Pseudomphalocyclus* u.a.), liegt es momentan nahe, der Erklärung B) den Vorrang zu geben.

10 Schlussfolgerungen

Im gesamten untersuchten Gebiet ist zwischen dem oberen Jura und den basalen Ablagerungen der Kreide eine scharfe Erosionsdiskordanz zu beobachten. Während dieser Zeit (maximal Tithon bis Barreme) müssen hier starke vertikale tektonische Bewegungen stattgefunden haben, da die ersten kretazischen Ablagerungen – das Basalkonglomerat – entweder tiefgründig verwitterte oberjurassische Sedimente oder denudiertes Grundgebirge überlagern. Das bis zu ca. 10 m mächtige Basalkonglomerat der Kreideabfolge ist sehr heterogen aufgebaut und enthält sehr große parautochthone Kalkgerölle mit Calpionelliden des Berrias/Valangins, die in Nordsomalia bisher an keiner Stelle in situ nachgewiesen werden konnten (siehe Kap. 4.1; im Verlauf dieser Arbeit erstmalig beschrieben [LUGER et al., 1996]). Hieraus ergibt sich, dass der Zeitraum der maximalen Heraushebung und Tektonik vermutlich in der tieferen – nicht basalen – Kreide anzunehmen ist. Dieser Zeitbereich fällt mit dem Ende der Drift zwischen Madagaskar und Ostafrika und dem Auseinanderbrechen bzw. beginnenden Drift zwischen den oben genannten Kontinentalplatten und Antarktika/Australien zusammen. Es liegt nahe, hierin die Ursache für obige Prozesse anzunehmen.

Im zentral-östlichen Ahl-Medo-Gebirge folgen hierauf zunächst entweder überwiegend kalkig/mergelige oder tonig/mergelige Sedimente einer limnischen Fazies („somaliascher Wealden“), die im Rahmen der vorliegenden Arbeit erstmalig mikropaläontologischen Untersuchungen unterzogen wurden. Die in ihnen enthaltenen Charophyteen konnten in das basale Apt eingestuft werden (SCHUDACK; in LUGER und SCHUDACK, 2001); daneben treten bisher weitgehend unbekannte Süßwassostrakoden auf (siehe Kap. 4.1 und 6.1). Diese Sedimente gehen – obwohl im östlichen Ahl-Medo durch zahlreiche Auftauchhorizonte in der vorwiegend kalkigen Fazies unterbrochen („Scheindiskordanz“) – im zentralen Ahl Medo kontinuierlich in flachmarine Ablagerungen über, die zum Hangenden zunehmend (mäßig) diversifizierte (Groß-)Foraminiferenfaunen des unteren Apts enthalten (insgesamt bis zu 10 Arten, einige in stratigraphischer Abfolge) und mächtige Sedimente eine nach Nordosten verflachenden Karbonatrampe repräsentieren (siehe Kap. 4.2: untere Einheit 2 der Tisje-Formation und Kap. 6.1: Intervalle A3-A6). Die Einstufung der untersten Schichten der kretazischen Abfolge Nordsomalias in das basale Apt erfordert eine – zumindest die Region betreffende – Neuorientierung bei der chronostratigraphischen Zuordnung einiger bisher in das oberste Barreme eingestuft (Groß-)Foraminiferen (siehe hierzu 6.1: Intervalle A3-A6).

Die Karbonatrampesedimente des unteren Apts werden – hier erstmalig aus der Region beschrieben – im zentral-östlichen Ahl-Medo mit einem abrupten Wechsel von hemipelagischen Kalken und Mergeln des unteren oberen Apts überlagert. Sie führen neben diversen Makrofossilien (unter anderem: großwüchsige Ammoniten) reiche Mikrofossilfaunen von Ostrakoden (bis zu 13 Arten) und Foraminiferen, wobei die in ihnen enthaltenen planktonischen Foraminiferen (bis zu 6 Arten, [benthonische Foraminiferen bis zu 36 Arten]); eine eindeutige Zuordnung zur *Leupoldina cabri*-Zone ermöglichen (siehe Kap. 6.1: Intervall A7). Diese nach Nordwesten rasch verflachenden Ablagerungen repräsentieren die einzige Phase hemipelagischer Sedimentation (~mittlerer Schelf) in der gesamten kretazischen Schichtenfolge Nordsomalias. Sie sind vermutlich äquivalent zu den flach marinen Sedimenten mit Großforaminiferen (*Palorbitolina lenticularis* BLUMENBACH) des Apts, die im Bereich von Erigavo (WNW) direkt dem denudierten Grundgebirge auflagern. Im Bereich des östlichen Ahl-Medo gehen die Ablagerungen des offen marinen Schelfs kontinuierlich wieder in flachmarine Sedimente einer Karbonatrampe des obersten Apts über (siehe Kap. 4.2, oberste Einheit 2 der Tisje-Formation und 6.1: Intervall A8 mit bis zu 6 Arten benthonischer Foraminiferen), wobei es im Bereich von Bosaso zur Ausbildung von Korallenriffen kam.

Zumindest hier werden die Ablagerungen des obersten Apts mit einem scharfen lithologischen Wechsel (und einem damit einhergehenden Hiatus) von Kalkmergeln und Kalken des tieferen Albs überlagert (siehe Kap. 4.3: Einheit 3 der Tisje-Formation). Die Sedimente des tieferen Albs sind lithologisch sehr variabel und enthalten teilweise reichhaltige Makro- (neben anderen: Ammoniten [*Knemiceras* sp.]) und Mikrofossilfaunen von benthonischen (Groß-)Foraminiferen - deren Assoziationen eine Untergliederung in drei Intervalle zulassen - sowie Ostrakoden (siehe Kap. 6.2: Intervalle B1-B3). Hierbei enthält das Intervall B1 interessanterweise häufig zunächst ausschließlich marine Ostrakoden (bis zu 10 Arten) neben anderen eindeutig marinen Fossilien und nur im oberen Teil (Groß-) Foraminiferen (max. 3 Arten). Eine Ausnahme bildet das Profil Las Koreh, in dem bereits an der Basis von B1 Großforaminiferen auftreten. Das Intervall B2 dagegen enthält neben Ostrakoden (bis zu 16 Arten) benthonische (Groß-)Foraminiferen (bis zu 30 Arten) in deutlich variierender Zusammensetzung. Aus dem Intervall B3 konnten dagegen keine Ostrakoden isoliert werden, hier werden bis zu 7 Arten von (Groß-)Foraminiferen beobachtet. Die sich innerhalb dieser Intervalle rasch lateral verändernden Faziesverhältnisse werden einer weiträumigen Lagune im Bereich der Karbonatrampenfazies zugeordnet. Die Sedimente des obersten Albs werden durchweg durch extrem fossilreiche, harte Kalke mit Korallen (neben anderen Makrofossilien) und Großforaminiferen gebildet (untere Einheit 4 der Tisje-Formation, siehe Kap. 4.3), die in denen – mit der Lithologie in wechselnder Zusammensetzung – bis zu 6 Ostrakodenarten und bis zu 16 Arten charakteristischer (Groß-)Foraminiferen auftreten.

Ohne merklichen Hiatus gehen diese in die ebenso lithologisch variablen Kalke des unteren bis maximal mittleren Cenomans in Karbonatrampenfazies über (obere Einheit 4 der Tisje-Formation, siehe Kap. 4.4), in denen in stratigraphischer Abfolge wiederum drei Mikrofossilassoziationen einer Karbonatrampenfazies ausgegliedert werden können (Assoziationen C1-C3, siehe Kap. 6.3). Hierbei enthält die Assoziation C1 (unteres Cenoman mit Orbitolininen und Alveoliniden) bis zu 15 Arten von (Groß-)Foraminiferen und bis zu 19 Ostrakodenarten; die Einheit C2 (mittleres Cenoman mit Alveoliniden ohne Orbitoliniden; in gleicher Fazies wie C1 [!]) noch bis zu 7 Arten von (Groß-)Foraminiferen und bis zu 9 Ostrakodenarten; die Einheit C3 (noch mittleres Cenoman) dagegen nur noch 1 Foraminiferenart (vermutlich aus Erhaltungsgründen).

Wegen einer prägnanten Auftauchphase mit differenzieller, meist deutlicher Erosion der liegenden Sedimente nach dem Cenoman und vor dem Campan sind in den untersuchten Profilen nur unterschiedlich mächtige/alte Teile des Cenomans erhalten (siehe Kap. 4.4: Einheit 4 der Tisje Formation). Diesen liegen diskordant zunächst terrestrische, später flachmarine siliziklastische Sedimente auf, die wegen ihres kontinuierlichen Übergangs in flach marine, extrem fossilreiche Kalke und Mergel des Campans in Karbonatrampenfazies in östlichen Ahl Medo und Ahl Meskat bereits dieser Stufe zugeordnet werden (siehe Kap. 4.5: Einheiten 5a und 5b der Tisje-Formation und Kap. 6.). Die Einheit 5b der Tisje-Formation enthält neben den nicht zu verfehlenden, reichen Makrofossilfaunen auch stark diversifizierte – lateral und teilweise auch vertikal deutlich variierende Mikrofossilfaunen, die hier im Kapitel 6.4 als Assoziation D1 zusammengefaßt werden. In ihnen werden insgesamt bis zu 10 (Groß-)Foraminiferenarten und 34 (!) Ostrakodenarten beobachtet. Diese Einheit der Tisje-Formation wird von einer kontinuierlichen Abfolge siliziklastischer Ablagerungen überlagert – einem regressiven/transgressiven Zyklus (hier: Einheit 5c der Tisje-Formation) - die kontinuierlich in die wiederum extrem fossilreichen Kalke und Mergel des Maastrichts der unteren Auradu-Formation übergehen (siehe Kap. 4.6). Wegen der nur geringen Anzahl der Proben aus den jeweiligen Abschnitten des Maastrichts werden diese hier zusammengefasst als Assoziation E1 dargestellt.

Das Intervall E1 beinhaltet – sowohl in lateraler als auch in vertikaler Richtung unklar definierte - (Groß-) Foraminiferenassoziationen mit insgesamt 27 Arten und 29 Ostrakodenarten.

Im Profil Tisje im südwestlichen Ahl-Meskat konnte die in den anderen Profilen durchweg überschottete Kreide/Tertiär-Grenze beobachtet werden, die hier nicht durch einen lithologisch wahrnehmbaren Hiatus innerhalb massiger Kalke, wohl aber durch das plötzliche Erlöschen der reichen Obermaastricht-Faunen und den Ersatz durch nur kleinwüchsige Foraminiferen innerhalb einer konkordanten Sedimentabfolge ausgezeichnet ist (siehe Assoziation F1 in Kap. 6.6). Inwieweit hier tatsächlich eine lückenlose Sedimentation während der K/T-Grenze vorliegt, kann wegen der Abwesenheit von eindeutigen Leitfossilien in den dem tiefsten Paleozän zugeschriebenen Ablagerungen nicht mit endgültiger Sicherheit beurteilt werden. Die hangenden Großforaminiferen-führenden Mergel und Kalke der Auradu-Formation sind dem mittleren unteren Paleozän (Dan) zuzuordnen (siehe Kap. 6.6; Assoziation F2). Die Assoziation F2 ist nur in einem geringmächtigen mergeligen Abschnitt oberhalb der mächtigen, massigen Kalke von F1 zu beobachten. Immerhin lässt sich diese Assoziation F2 mit 12 (Groß-)Foraminiferenarten und 16 Ostrakodenarten mit Sicherheit dem mittleren unteren Paleozän (~ mittleres Dan) zuordnen. Die überlagernden – größtenteils massigen Kalke - enthalten eine relativ monotone (Groß-)Foraminiferenfauna, die von *Lockhartia diversa* SMOUT dominiert wird. Die mächtigen hangenden Schichten des Paleozäns wurden im Rahmen dieser Arbeit nicht erfaßt.

Ein Vergleich der faziellen Entwicklung der Kreide von Somalia und angrenzender Gebiete (siehe Kap. 9) ergibt besonders deutlich für Nordsomalia eine klare Übereinstimmung der geodynamisch/sequentiellen Entwicklung in Hinsicht auf Faziesverteilung und Hiaten mit der zu dieser Zeit direkt nördlich angrenzenden Arabischen Plattform (siehe Kap. 9.2, 9.4), weshalb Nordsomalia während der Kreide als Südrand der Arabischen Platte angesehen wird. Allerdings sind hier die auf der Arabischen Plattform gut repräsentierten Schichten der tiefen Unterkreide während der sogenannten „Late Valaginian unconformity“ vermutlich insgesamt aufgearbeitet/erodiert worden (im Basalkonglomerat der kretazischen Sedimente amalgamiert) und die dort entwickelten Schichten des Hauterives und Barremes nicht zur Ablagerung gekommen. In Hinsicht auf das höchste Barreme könnten sich im Bereich der arabischen Halbinsel aber auch Diskrepanzen hinsichtlich der hier geänderten chronostratigraphischen Zuordnung einiger Leitfossilien (Foraminiferen) ergeben haben, die durch die erstmalige Datierung des „somalischen Wealden“ auf das basale Unterapt entstanden sind.

Als besonders signifikant wird der (im arabischen Raum unterschiedlich lang andauernde) Hiatus im mittleren Turon betrachtet, der mit dem Auseinanderbrechen der Madagaskar- und der Indo-Seychellen-Platte synchron ist. Dieses zumindest in Madagaskar von heftigem basaltischen Vulkanismus begleitete Ereignis könnte die Ursache für die weitspannige Hebung im Nordostafrikanischen und Arabischen Raum darstellen (siehe Kap. 9.3.3; 9.4). Die in Folge einsetzende Norddrift des Indo-/Seychellen-Blocks – vermutlich entlang der Owen-Fracture-Zone (siehe Kap. 9.4) – hat möglicherweise eine Dekompression und entsprechende Absenkung in südiranisch/arabisch/nordsomalischen Raum verursacht.

Dieses Ereignis wirkte sich wahrscheinlich auch einschneidend auf die paläobiogeographische Verteilung bestimmter benthonischer Fossilgruppen mit nicht leicht verdriftenden Larvalstadien (hier: Ostrakoden) aus. Bereits LUGER (2003) stellte in einer bis dato umfassenden Analyse der marinen Ostrakodenfaunen des Apts bis unteren Paleozäns Afrikas nördlich des Äquators über Arabien bis Ostafrika für diesen Zeitraum einen einschneidenden faunistischen Umbruch fest. Während vom Apt bis zum Cenoman eine zunehmende

Vereinheitlichung der Ostrakodenfaunen von Nordwestafrika über Arabien bis Somalia stattfand („South Tethyan Ostracod Province“), ist nach dem Turon eine scharfe Abgrenzung zwischen dem nordafrikanisch/levantinischen und südiranisch/arabisch/nordsomalischen Raum zu beobachten (*Protobuntonia numidica* – Provinz versus *Kaesleria*-Provinz; siehe Kapitel 8.2). Erst mit der zumindest Nordafrika und Arabien erfassenden, großräumigen Transgression im Oberpaleozän stellte sich bei dieser Fossilgruppe wieder ein erneuter Austausch – die K/T-Grenze überschreitender oder im Paleozän neu entstandener wichtiger Faunenelemente – ein. Welche Faktoren für diese strikte Trennung im genannten Zeitraum ursächlich waren, verbleibt zum jetzigen Zeitpunkt wegen des Fehlens von Ostrakodendaten aus isochronen Ablagerungen nördlich des Libanon noch unklar. Jedoch weist die große Übereinstimmung der Foraminiferenvergesellschaftungen des Maastrichts aus diesen Gebieten (insbesondere der Türkei) mit denen aus Nordsomalia darauf hin, dass möglicherweise fazielle Gründe (in Sinne von Karbonatplattform/-rampen-Sedimentation in Nordsomalia/Türkei versus siliziklastisch beeinflusster flacher bis tieferer Schelffazies im nordafrikanisch/levantinischen Raum) in der höheren Kreide und im tieferen Paleozän eine wichtige Rolle gespielt haben könnten. Dennoch ist es in der Erdgeschichte auch bei den Mikrofossilien höchst ungewöhnlich, dass sich dies bei den Ostrakoden besonders auf der Gattungsebene widerspiegelt. Dies ist besonders bemerkenswert, da in dieser mehrere Millionen Jahre umfassenden Periode genügend Zeit zur Anpassung der einen oder anderen Gattung an die (vermeintlich) gegensätzlichen Lebensräume durch die Entwicklung neuer Arten zu Verfügung gestanden hätte.

Abschließend sei in Bezug auf die geodynamische Entwicklung der betrachteten Region angemerkt, dass mit dem beginnenden Rift und der Drift während des Oligozäns im Bereich des heutigen Golfs von Aden die Hebung der Nordsomalischen Küstenkordilliere und somit endgültige Trennung Somalias von der arabischen Plattform erfolgte.

Literatur

ABBATE, E., ABDI SALAH HUSSEIN, BRUNI, P., FAZUOLI, M. und SAGRI, M. (1987): Pre- and syn-rift deposits in a Tertiary basin along the Gulf of Aden (Daban, Basin, Northern Somalia). - GEOSOM 1987, Intern. Meeting: Geology of Somalia and Surrounding Regions, Abstracts. S. 1., Somali Nat. Univ., Deptm. Geology, Mogadishu.

ABBATE, E., ABDI SALAH HUSSEIN, BRUNI, P. und SAGRI, P. (1987): Geology of the Daban Basin. - GEOSOM 1987, Intern. Meeting: Geology of Somalia and Surrounding Regions, excursion B guidebook. S.43-63, Somali Nat. Univ., Deptm. Geology, Mogadishu.

ABBATE, E., ABUCAR MOALLIM HASAN, BRUNI, P. und SAGRI, M. with the collaboration of FAZZUOLI, M., SAID AHMED, A. und VISONA, D. (1987): B - The Mesozoic section of Bihendula. - GEOSOM 1987, Intern. Meeting: Geology of Somalia and Surrounding Regions, excursion B guidebook: 77-88, Somali Nat. Univ., Deptm. Geology, Mogadishu.

ABBATE, E., BIGAZZI, G., NORELLI, P., QUERCIOLO, C. und VISONA, D. (1987): Fission tracks ages and the uplift of the northern Somali Plateau. - GEOSOM 1987, Intern. Meeting: Geology of Somalia and Surrounding Regions, Abstracts. S. 2, Somali Nat. Univ., Deptm. Geology, Mogadishu.

ABBATE, E., BRUNI, P., FAZZUOLI, M. und SAGRI, M. (1987): The continental margin of Northern Somalia and the evolution of the Gulf of Aden. - GEOSOM 1987, Intern. Meeting: Geology of Somalia and Surrounding Regions, Abstracts. S. 3, Somali Nat. Univ., Deptm. Geology, Mogadishu.

ABBATE, E., BRUNI, P. und SAGRI, M. (1987): The Mesozoic to Tertiary deposits. - GEOSOM 1987, Intern. Meeting: Geology of Somalia and Surrounding Regions, excursion B guidebook. 12-22, Somali Nat. Univ., Deptm. Geology, Mogadishu.

ABBATE, E., DAL PIAZ, G.V., DEL MORO, A., GOSSO, G., IBRAHIM, H.A., RIGATTI, G. und SAID, A.A. (1987): Review of late Proterozoic-Cambrian evolution of northeastern Somali continental crust. - GEOSOM 1987, Intern. Meeting: Geology of Somalia and Surrounding Regions, Abstracts: 4-6, Somali Nat. Univ., Deptm. Geology, Mogadishu.

ABBATE, E., FICCARELLI, G., PIRINI RADRIZZANI, C., SALVIETTI, A., TORRE, D. und TURI, A. (1974): - Jurassic sequences from the Somali coast of the Gulf of Aden. - Riv. Ital. Paleont. Stratigr. 80: 409 – 478, Mailand.

ABDELGHANI, O. (2003): Late Campanian–Maastrichtian foraminifera from the Simsim Formation on the western side of the Northern Oman Mountains. – Cret. Res. 24, (4): 391-405., 11 Figs., Amsterdam.

ABDELGHANI, O. (2005): Campanian-Early Maastrichtian Age of the Qahlah Formation, on the Western side of the Northern Oman Mountains, United Arab Emirates. – The Sixth Annual U.A.E. University Conference: SCI 36-42, 1 Fig., Dubai.

ABDELGHANY, O. (2006): Early Maastrichtian larger foraminifera of the Qahlah Formation, United Arab Emirates and Sultanate of Oman border region. – Cret. Res. 27 (6): 898-906, 6 Figs., Amsterdam.

ABDULQADIR, M.M. und ARUSH, M.A. (1982): The Indo-Mediterranean characters of the Somali shallow marine benthic faunas from Jurassic up to Oligocene. – Boll. Soc. Paleont. It. 21 (2/3): 243-245, Rom.

ABRAMOVICH, S.; KELLER, G.; ADATTE, T.; STINNESBECK, W.; HOTTINGER, L.; STUEBEN, D.; BERNER, Z.; RAMANIVOSOA, B und RANDRIAMANANTENASOA, A. (2002): Age and paleoenvironment of the Maastrichtian to Paleocene of the Mahajanga Basin, Madagascar: a multidisciplinary approach. – Mar. Micropal. 47: 17-70, 4 Taf., Amsterdam.

- AHMAD, M. (1977a): On *Cladarocythere pterota* AHMAD gen. et sp. nov. – Stereo-Atlas of Ostacod shells: 4 (8): 45-48, 2 Taf., Llandudno.
- AHMAD, M. (1977b): On *Tanzanicythere* AHMAD nom. nov.. – Stereo-Atlas of Ostacod shells: 4 (27): 153, Llandudno.
- AHMAD, M., NEALE, J.W. und SIDDIQUI, Q.A. (1991): Tertiary Ostracoda from the Lindi Area, Tanzania . – Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.) Geol. Ser. 46 (2): 175-270, 35 Taf., London.
- AITKEN, W.C. (1956): The Jurassic-Cretaceous Junction in Tanganyika. – East-Central Reg. Committee Geol., First Meeting 1956: 67-71, Dar es Salaam.
- AL-ABDUL-RAZZAQ, S. (1979): *Glenocythere*, a new Ostracode genus from the Ahmadi Formation (Cretaceous) of Kuwait. - J. Paleont. 53 (4): 920-930, 3 Taf., Tulsa.
- AL-ABDUL-RAZZAQ, S. (1979): *Peloriops*, a new Ostracode genus from the Cretaceous of Kuwait. - 7th Intern. Symp. Ostracodes (Beograd 1979), Serbian Geol. Soc., p. 47 - 54, 2 Taf., Beograd.
- AL-ABDUL-RAZZAQ, S. (1983): Biostratigraphic zonation of the Ahmadi Formation (Cretaceous, Kuwait) using ostracode assemblages. In: Applications of Ostracodes, Proc. 8th Ostracod Symp., Houston (1982): 394-399, Houston.
- AL-ABDUL-RAZZAQ, S. und GROSSE, E. (1981): Ostracode index species from the Cenomanian of the South Shelf of the Tethys Sea. - Bull. Cent. Rech. Expl. Prod. Elf-Aquitaine 5 (2): 173-191, 2 Taf., Pau.
- ALEXANDER, C.I. (1929): Ostracoda of the Cretaceous of North Texas. - Texas Univ. Bulletin 2907: 137 S., 10 Taf., Austin.
- ALEXANDER, C.I. (1933): Shell structure of the ostracode genus *Cytheropteron*, and fossil species from the Cretaceous of Texas. - J. Paleont. 7 (2): 181-214, Taf. 25-27, Menasha, Wisconsin.
- AL-FURAIH, A.A.F. (1975): On *Paragrenocythere biclavata* AL-FURAIH gen. et sp. nov. – Stereo-Atlas of Ostracod shells 2 (37): 231-238, 4 Taf., Leicester.
- AL-FURAIH, A.A.F. (1980): Upper Cretaceous and lower Tertiary Ostracoda (Superfamily Cytheracea) from Saudi Arabia. - Publ. Univ. Libr. Univ. of Riyadh (now. King Saud), 211 S., 65 Taf., Riyadh.
- AL-FURAIH, A.A.F. (1983): Middle Cretaceous (Cenomanian) Ostracoda from the Wasia Formation of Saudi Arabia. - Paleontol. Contr. Univ. Kansas Paper 108: 6 S., 1 Taf., Univ. Kansas Paleont. Inst., Lawrence, Kansas.
- AL-FURAIH, A.A.F. (1984): Maastrichtian Ostracoda from the Aruma Formation of Saudi Arabia. - Rev. Micropaléont. 27 (3): 159 - 170, 3 Taf., Paris
- AL-FURAIH, A.A.F. (1985): The Ostracod Genus *Brachycythere* from the Upper Cretaceous of Saudi Arabia. - Rev. Esp. Micropal. 17 (1): 113 - 122, 2 Taf., Madrid.
- AL-FURAIH, A.A.F. (1986): *Kaesleria*, a new Ostracode Genus from the Aruma Formation (Upper Cretaceous) of Saudi Arabia. - J. Paleont. 60 (3): 701 - 710, 5 Abb., Tulsa.
- ALI KASSIM, M.; CARMIGNANI, L. und FAZZUOLI, M. (1987): Geology of the Luuq-Mandera Basin. - GEOSOM 1987, Intern. Meeting: Geology of Somalia and Surrounding Regions, Excursion A Guidebook, 43 S., Somali Nat. Univ., Deptm. Geology, Mogadishu.
- ALI KASSIM, M., CARMIGNANI, L., CONTI, P. und FANTOZZI, P.L. (2002): Geology of the Mesozoic-Tertiary basins in southwestern Somalia. – J. Afr. Earth. Sci. 34 (2002): 3-20, Oxford.
- ALSHARHAN, A.S. und NAIRN, A.E.M. (1986): A review of the Cretaceous Formations in the Arabian Peninsula and Gulf: Part I, Lower Cretaceous (Thamama Group) stratigraphy and palaeogeography. - J. Petrol. Geol. 9: 365-392, Beaconsfield.

- ALSHARHAN, A.S. und NAIRN, A.E.M. (1988): A review of the Cretaceous Formations in the Arabian Peninsula and Gulf: Part II., Mid-Cretaceous (Wasia-Group) stratigraphy and palaeogeography. - J. Petrol. Geol. 11: 89-112, Beaconsfield.
- ALSHARHAN, A.S. und NAIRN, A.E.M. (1994): Geology and hydrocarbon habitat in the Arabian Basin: the Mesozoic of the State of Qatar. – Geol. Mijnb. 72: 265-294, Amsterdam.
- ALTINER, D. und DECROUEZ, D. (1982): Étude stratigraphique et micropaléontologique du Crétacé de la région au NW de Pinarbasi (Taurus oriental, Turquie). - Rev. Paléobiol. 1 (1): 53-90, Genf.
- ANDREU, B., 1993. Associations d'ostracodes des marges Téthysiennes et Atlantiques Marocaines de l'Albien au Turonien. - Geobios 26 (1). 69-84, Lyon.
- ANDREU, B. (1996): Ostracodes du Crétacé supérieur-Paléocène des rides sud-rifaines, Maroc septentrional. – Rev. Micropaléont. 39 (2): 93-123, 4 Taf, Paris.
- ANDREU, B. und TRONCHETTI, G. (1996): Ostracodes et foraminifères du Crétacé supérieur du synclinal d'El Koubbat, Moyen Atlas, Maroc. - Geobios 29 (1): 45-71, 6 Taf. Villeurbanne.
- ANDREU-BOUSSUT, B., (1991). Les ostracodes du Crétacé moyen (Barrémien à Turonien), le long d'une transversale Agadir-Nador (Maroc). Strata 2 (14) : 1-765, 73 Taf., Toulouse.
- ANTONOVA, Z.A., SHMYGINA, T.A., GNEDINA, A.G. und KALUGINA, O.M. (1964): Foraminifera of the Aptian and Neocomian of the Pshakha-Ubin divide (northwestern Caucasus). Trudy Vsesoyuznogo Neftegazovogo Nauchno-issledovatel'skogo Instituta (VNII), Krasnodarskiy Filial 12: 3-72, 14 Taf., Moskau. (in russ.)
- APOSTOLESCU, V. (1955): Description de quelques Ostracodes du Lutétien du Bassin de Paris. - Cahiers Geol. 28-29: 241-279, 8 Taf, Thoiry (Ain).
- APOSTOLESCU, V. (1961): Contribution à l'étude paléontologique (Ostracodes) et stratigraphique des bassins crétacés et tertiaires de l'Afrique Occidentale. - Rév. Inst. Franç. Pétrole 16: 779 - 867, 18 Taf., Pau.
- ARNAUD-VANNEAU, A. (1969): Quelques précisions concernant l'appareil embryonnaire du genre *Palorbitolina* Schroeder. - Rev. Micropaléont. 12 (1): 16-20, 1 Taf, Paris.
- ARNAUD-VANNEAU, A. (1980): Micropaléontologie, paléoécologie et sédimentologie d'une plate-forme carbonatée de la marge passive de la Téthys. - Géol. alpine 11: 874 S., 115 Taf., Grenoble.
- ARNAUD-VANNEAU, A., BOISSEAU, T. und DARSAC, C. (1988): The genus *Trocholina* Paalzow 1922 and its main Cretaceous species. - Rev. Paléobiol. Vol. Spec. 2 (1): 353-377, 6 Taf., Genf.
- ARUSH, M.A. (1993): Sedimentological and Geochemical Studies of the Tisje/Yesomma Successions (Cretaceous/Tertiary of Somalia) and their source rocks. – Berliner geowiss. Abh. A 146: 116 S., Berlin.
- ATHERSUCH, J., 1987. Ostracod faunas from the Halul, Laffan and Nahr Umr Formations of offshore Abu Dhabi, U.A.E. J. -Micropalaeontology 5 (2), 1-10, 4 Taf., London.
- ATHERSUCH, J., (1988). The Biostratigraphy of Cretaceous Ostracods from Oman. In: HANAIL, T., IKEYA, N. UND ISHIZAKI, K. (Eds.): Evolutionary biology of Ostracoda, its fundamentals and applications; Proc. 9th Int. Symp. Ostracoda, Shizuoka, 1985; Developments in paleontology and stratigraphy 11: 1187-1206, 5 Taf. Kodansha Ltd., Tokyo and Elsevier, Amsterdam, Oxford, New York, Tokyo.
- ATHERSUCH, J., (1994): The biostratigraphic significance of Cretaceous ostracods from the Arabian Gulf. In: SIMMONS, M.D. (Ed.), Micropaleontology and Hydrocarbon Exploration in the Middle East: 253-241, Taf. 12.1-12.3., Brit. Micropal. Soc. Publ., Chapman und Hall, London.
- AZZAROLI, A. (1952): I macrofaminiferi della serie del Carcar (Eocene medio e superiore) in Somalia, a la loro distribuzione stratigrafica. – Paleontogr. Italica 47: 99-131, Rom.

- AZZAROLI, A. (1968): On the evolution of the Gulf of Aden. - Proc. 23rd Int. Geol Congr. Praha 1: 125–134, Prag.
- AZZAROLI, A. und FOIS, V. (1964): Geological outlines of the northern end of the Horn of Africa. - Proc. 22nd Int Geol. Congr., New Delhi, 4: 293 – 314, New Delhi.
- BABINOT, J.-F. (1980): Les Ostracodes du Crétacé supérieur de Provence. Systematique - Biostratigraphie - Paleoécologie, Paléogéographie. - These Doc. Etat, Univ. Provence, Marseille. - Trav. Lab. Geol. hist. Paleont. Univ. Provence, Marseille, 10, 2 tomes: 634 S., 1 Atlas, 50 Tab., 31 Fig., 53 Taf.
- BABINOT, J.-F., BERTHOU, P.Y, COLIN, J.P. und LAUVERJAT, J. (1978): Les Ostracodes du Cénomanién du bassin occidental portugais: biostratigraphie et affinités paléobiogéographiques. – Cah. Micropaléont. 3: 11-23, 4 Taf., Paris.
- BABINOT, J.-F. und BOURDILLON DE GRISSAC, C., (1989) : Associations d'Ostracodes de l'Albien-Maastrichtien du Dhofar (Oman). Affinités paléobiogéographiques et implications géodynamiques. - Bull. Soc. Géol. Fr. (8) 5 (2), 287-294, Paris.
- BABINOT, J.-F., COLIN, J.-P. und DAMOTTE, R. (1985): Crétacé supérieur. - In: OERTLI, H.J. (1985) (ed.): Atlas des ostracodes de France. - Mem. Elf Aquitaine 9: 211-255, Taf. 55-70, Pau.
- BABINOT, J.-F.; COLIN, J.-P. und RANDRIANASOLO, A. (2009): Les ostracodes de l'Albien-Turonien moyen de la région d'Antsiranana (Nord Madagascar): systématique; paléocologie; paléobiogéographie. – Carnets de Géologie, Article 2009/01 (25S. incl. 5 Taf.), Brest.
- BANNER, F.T. und DESAI, D. (1988): A review and revision of the Jurassic-Early Cretaceous Globigerinina, with especial reference to the Aptian assemblages of Speeton (North Yorkshire, England). – J. micropalaeontol. 7 (2): 143-185, 11 Taf., New York.
- BANNER, F.T. und PEREIRA, C.P.G. (1981): Some biserial and triserial agglutinated smaller foraminifera: their wall structure and its significance. – J. Foram. Res. 11 (2): 85-117, 10 Taf., Washington D. C.
- BANNER, F.T. und SIMMONS, M.D. (1994): Calcareous algae and foraminifera as depth indicator: an example from the Early Cretaceous carbonates of northeast Arabia. – In: SIMMONS, M.D. (Ed.): Micropaleontology and Hydrocarbon Exploration in the Middle East: 243-252, Brit. Micropal. Soc. Ser., Chapman and Hall, London.
- BARBIERI, F., CABDULQADIR, M.M., DI GERONIMO, I., FAADUMA, C.C., GIULINI, P. CARUSH, M.C., MICHELINI, G. und PICCOLI, G. (1979): Il Cretace nella regione di Hiraan in Somalia (Valle dello Webi Shabelle). – Mem. Sci. Geol. 32: 1-23, 3 Taf., Padova.
- BARNES, S. U. (1976): Geology and Oil Prospects of Somalia. - A.A.P.G. Bull. 60: 389–413, Tulsa.
- BARRINGTON BROWN, E. (1931): The Geology of northeastern British Somaliland. - Quart. Journ. Geol. Soc. London, 87: 259 – 280, London.
- BARTENSTEIN, H. (1962): Neue Foraminiferen aus Unterkreide und Oberkeuper NW-Deutschlands und der Schweiz. – Senckenbergiana leth. 43: 135-149, Taf. 15, Frankfurt/Main.
- BARTENSTEIN, H. (1965): Taxionomische Revision und Nomenklatur zu Franz E. Hecht „Standard-Gliederung der Nordwest-deutschen Unterkreide nach Foraminiferen“ (1938) Teil 4: Alb. – Senckenbergiana leth. 46 (4/6): 327-366, Frankfurt/Main.
- BARTENSTEIN, H. und BOLLI, H.M. (1986): The Foraminifera in the Lower Cretaceous of Trinidad, W. I. Part 5: Maridale Formation, upper part, *Hedbergella rohri* Zone). – Ecl. geol. Helv. 79 (3): 945-999, 6 Taf., Basel.
- BARTENSTEIN, H. und BRAND, E. (1951): Mikropaläontologische Untersuchungen zur Stratigraphie des nordwestdeutschen Valendis. – Abh. senckenb. naturforsch. Ges. 485: 239-337, 25 Taf., Frankfurt/Main.

- BARTENSTEIN, H. und KOVATCHEVA, T. (1982): A comparison of Aptian Foraminifera in Bulgaria and North West Germany. - *Ecl. geol. Helv.* 75 (3): 621-667, 5 Taf., Basel.
- BASSIOUNI, M.A.A. (2002): Mid-Cretaceous (Aptian – Early Turonian Ostracoda from Sinai, Egypt. – *Neue Paläont. Abhandl.* 5: 1-123, 23 Taf, Dresden.
- BASSIOUNI, M.A.A. und LUGER, P. (1990): Maastrichtian to Early Eocene Ostracoda from southern Egypt. Palaeontology, palaeoecology, palaeobiogeography and biostratigraphy. - *Berliner geowiss. Abh. A* 120 (2): 755-928, 25 Taf., Berlin.
- BASSIOUNI, M.A.A. und LUGER, P. (1996): Eocene Ostracoda from Somalia. - *Courier Forschungsinstitut Senckenberg* 192: 139 S., 27 Taf., Frankfurt/Main.
- BASSOULLET, J.P. und DAMOTTE, R. (1969): Quelques Ostracodes nouveaux du Cénomano-Turonien de l'Atlas saharien occidental (Algérie). - *Rev. Micropaléont.* 12 (3): 130-144, 2 Taf, Paris.
- BATE, R.H. (1972): Upper Cretaceous Ostracoda from the Carnavoran Basin Western Australia. - *Spec. Publ. Paleont.* 10: 85 S., 42 Abb., 27 Taf., The Palaeontological Association, London.
- BATE, R.H. (1975): Ostracods from Callovian to Tithonian sediments of Tanzania, East Africa. - *Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.) Geol.* 26 (5): 163-223, 14 Taf., London.
- BATE, R.H. und BAYLISS, D.D. (1969): An outline of the Cretaceous and Tertiary Foraminifera and of the Cretaceous Ostracoda of Tanzania. - *Proc. 3rd African Micropaleont. Coll. Cairo 1968*; 113-164, Cairo.
- BAUD, A., CHERCHI, A. und SCHROEDER, R. (1994): *Dictyoconus arabicus* HENSON (Foraminiferida) from the Late Barremian of the Lhasa Block (Central Tibet). – *Riv. It. Paleont. Strat.* 100 (3): 383-394, 2 Taf., Rom.
- BELTRANDI, M. D. und PYRE, A. (1973): Geological evolution of southwest Somalia. In: *Bassins sédimentaires du littoral africain - Sedimentary basins of the African coasts pt. 2: Littoral austral et oriental - South and east coast.* - *Ass. Serv. Geol. Afr.*: 159 – 178, Paris.
- BEN YOUSSEF, M. (1980): Étude stratigraphique et micropaléontologique du Crétacé des Djebels Koumine et Kharroub. - *Thèse Doct. 3e Cycle, Univ. Nice*: 104 S., 12 Taf., Nice.
- BERMUDEZ, P.J. (1952): Estudio sistematico de los foraminiferos rotaliformes. – *Boletin de Geologia Venezuela* 2 (4): 1-230; 35 Taf., Caracas.
- BERNAUS, J.M., ARNAUD-VANNEAU, A. und CAUS, E. (2002): Stratigraphic distribution of Valanginian–Early Aptian shallow-water benthic foraminifera and algae, and depositional sequences of a carbonate platform in a tectonically-controlled basin: the Organyà Basin, Pyrenees, Spain. - *Cret. Res.* 23 (1): 25-36, 9 Figs., Amsterdam.
- BESAIRIE und COLLIGNON (1956): Le syteme Crétacé a Madagascar. *Trav. Bur. Geol.; Serv. Géol.* 77: 66 + V S., 2 Tab., Tananarive.
- BESAIRIE, H. (mit COLLIGNON, M.; 1966): Le Géologie du Bassin de Majunga a Madagaskar. - 285 S., *Doc. Bur. Géol ; Serv. Géol.*, Tananarive.
- BESAIRIE, H. (mit COLLIGNON, M., 1972): Geologie de Madagascar. I. Les terrains sédimentaires. - *Annales Géologiques de Madagascar* 35: 1-463, Tananarive.
- BESSE, J. und COURTILLOT, V. (1988): Paleogeographic maps of the continents bordering the Indian Ocean since the Early Jurassic. – *J. Geophys. Res.* 93: 792-808, Washington, D.C.
- BETTENSTAEDT, F. (1952): Stratigraphisch wichtige Foraminiferen Arten aus dem Barreme vorwiegend Nordwest-Deutschlands. – *Senckenbergiana leth.* 33: 263-295, 4 Taf., Frankfurt/Main.

- BEYDOUN, Z.R. (1964): The Stratigraphy and Structure of the Eastern Aden Protectorate. - Overseas Geol. Min. Resources, Suppl. Ser. 5: 107 S., London.
- 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. (1989): The Hydrocarbon Prospects of the Red Sea-Gulf of Aden: A State-of-the-Art Review. - J. Petrol. Geol. 12 (2): 125-144, Beaconsfield.
- BEYDOUN, Z.R. (1997): Introduction to the revised Mesozoic stratigraphy and nomenclature of Yemen. – Mar. Petrol. Geol. 14 (6): 617-629, London.
- BEYDOUN, Z.R. und BICHAN, H.R. (1970): The geology of Socotra Island, Gulf of Aden. - Q. J. Geol. Soc. 125: 413-446, London.
- BIGNOT, G. (1984): Sur la repartition géographique de quelques Foraminifères benthiques africains et européens du Crétacé terminal. - Geol. Médit. 11 (2): 135-146, Aix-en-Provence.
- BILOTTE, M. (1985): Le Crétacé supérieur des plates-formes est-pyrénéennes. - Strata, Toulouse, S. 2 (Mem.) v. 5 : 438 S., 121 Abb., Toulouse.
- BIRSE, A.C.R, BOTT, W.F., MORRISON, J. und SAMUEL, M.A. (1997): The Mesozoic and Early Tertiary tectonic evolution of the Socotra area, eastern Gulf of Aden, Yemen. – Mar. Petrol. Geol. 14 (6): 675-684, London.
- BISCHOFF, G. (1963): Ostracoden-Studien im Libanon. 1. Die Gattung *Cythereis* in der Unterkreide. - Senckenbergiana leth. 44 (1): 1-77, 16 Taf, Frankfurt/Main.
- BISCHOFF, G. (1964): Ostracoden-Studien im Libanon. 3. Die Gattung *Cytherelloidea* im oberen Jura und in der Unterkreide. - Senckenbergiana leth. 45 (1/4): 1-27, 3 Taf., Frankfurt/Main.
- BISCHOFF, G. (1990): Ostracoden-Studien im Libanon. 5. The genus *Schuleridea* in the Late Jurassic and Early Cretaceous. - Senckenbergiana leth. 71 (1/2): 85-137, 11 Taf., Frankfurt/Main.
- BISMUTH, H., BOLTENHAGEN, C., DONZE, P., LE-FEVRE, J. und SAINT MARC, P. (1981): Nouvelles espèces d'Ostracodes dans le Crétacé moyen et supérieur du Djebel Semmama (Tunisie du centre-nord). – Cah. micropal. 1981 (3): 51-69, 2 Taf., Paris.
- BLANCKENHORN, M. (1900): Neues zur Geologie und Paläontologie Ägyptens. – Z. Deutsche Geol. Ges. 52: 403-479, Berlin.
- BLANFORD, W. T. (1870): Observations on the Geology and Zoology of Abyssinia made during the progress of the British Expedition to that country in 1867-68. - 487 S., Macmillan & Co., London.
- BLUMENBACH, J.E. (1805): Abbildungen naturhistorischer Gegenstände. Heft 8 (80): 1-2, Taf. 80., H. Dietrich, Göttingen.
- BOAST, J. & NAIRN, A.E.M. (1982): An outline of the geology of Madagascar. - In: NAIRN, A.E.M. & STEHLI, F.G. (Eds.): The Ocean Basins and Margins, Vol. 6: The Indian Ocean: 649-698, Plenum Press, New York/London.
- BOCCALETTI, M., DAINELLI, P., ANGELUCCI, A., ARUSH, M.A., CABDULQADIR, M.M., NAFISSI, P., PICCOLI, G. und ROBBA, E. (1988): Folding of the Mesozoic cover in Somalia: A compressional episode related to the early stages of Indian Ocean evolution. - J. Petrol. Geol. 11 (2): 157-168, Beaconsfield, Bucks.
- BOCCALETTI, M., GETANEH, A. und BONAVIA, F. F. (1991): The Marda Fault: a remnant of an incipient aborted drift in the Paleo-African Arabian Plate. – J. Petrol. Geol. 14: 79-82, Beaconsfield, Bucks.
- BÖCKELMANN, K. und SCHREIBER, W. (1990) in Koop. mit J.H. SCHROEDER: Sedimentology and Stratigraphy of Taleh and Karkar Formations (Eocene) in Northern Somalia. – Berliner Geowiss. Abh. A 120.2: 595-620, 4 Taf., Berlin.

- BOLD, W.A. VAN DEN (1958): Ostracoda of the Brasso Formation of Trinidad. - *Micropaleont.* 4 (4): 391-418, 5 Taf., New York
- BOLD, W.A. VAN DEN (1964): Ostracoden aus der Oberkreide von Abu Rawash, Ägypten. – *Palaeontogr. A* 123 (4-6): 111-136, Taf. 13-15, Stuttgart.
- BOLLI, H.M. (1959): Planktonic foraminifera from the Cretaceous of Trinidad, BWI. - *Bull. American Paleontol.* 39 (179): 257-277, Taf. 20-23, Ithaca.
- BOLTOVSKOY, E. und WRIGHT, R. (1976): *Recent Foraminifera.* - XVII + 515 S., Junk, The Hague.
- BONNEMA, J.H. (1940/41): Ostracoden aus der Kreide des Untergrundes der nordöstlichen Niederlande. – (Teile 1-8), *Natuurh. Maandbl.* 29 (9-12), 30 (1-6): Insgesamt 35 S., 7 Taf., Maastricht.
- BOSELLINI, A. (1986): East Africa continental margins. - *Geology* 14: 76-78, Boulder.
- BOSELLINI, A. (1987): The continental margins of Somalia: Their structural evolution and sequence stratigraphy. - *GEOSOM 1987, Intern. Meeting: Geology of Somalia and Surrounding Regions, Abstracts.* S. 38-39, Somali Nat. Univ., Deptm. Geology, Mogadishu.
- BOSELLIN, A. (1989): The continental margins of Somalia: Their structural evolution and sequence stratigraphy. - *Mem. Sci. Geol., Mem. Inst. Geol. Min. Univ. Padova* 41: 373-458, Padova.
- BOSELLIN, A. (1992): The continental margins of Somalia: Structural evolution and sequence stratigraphy. – *A.A.P.G. Mem.* 53: 185-205, Tulsa.
- BOSENCE, D.W.J. (1997): Mesozoic rift basins of Yemen. – *Mar. Petr. Geol.* 14 (6): 611-616, London.
- BOSQUET, J.A.H. (1852): Description des Entomostraces fossiles des terrains Tertiaires de la France et de la Belgique. – *Mém. Couronnes et Mém. des savants étrangers publiés par l'Academie Royale des Sciences, des lettres et des beaux-arts de Belgique* 24 (1850-1851): 1-142, 6 Taf., Bruxelles.
- BOSWORTH, W (1992): Mesozoic and early Tertiary rift tectonics in East Africa. – *Tectonophysics* 209: 115-137, Amsterdam.
- BOSWORTH, W und MORLEY, C.K. (1994): Structural and stratigraphic evolution of the Anza rift, Kenya. – *Tectonophysics* 236: 93-115, Elsevier Science B.V.
- BOUDAGHER-FADEL, M.K. (1996): Re-evaluation of the phylogeny of Early Cretaceous planktonic foraminifera (Praehedbergellidae). – *Cret. Res.* 17 (6): 767-771, 1 Fig., Amsterdam.
- BOUDAGHER-FADEL, M.K., BANNER, F.T., GORBACHIK, T.N., SIMMONS, M.D. und WHITTAKER, J.E. (1996): Evolution in the Early Cretaceous planktonic foraminiferal genus *Blefusciana*. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 201 (2): 243-258; 4 Fig., Stuttgart.
- BOUDAGHER-FADEL, M.K., BANNER, F.T., GORBACHIK, T.N., SIMMONS, M.D. und WHITTAKER, J.E. (1998): On the evolution of the Hedbergellidae from the Praehedbergellidae. – *J. Micropalaeont.* 17: 97-103, 3 Taf., London.
- BOZORGNIA, F. (1964): Microfacies and microorganisms of Paleozoic through Tertiary sediments of some parts of Iran. - *National Iranian Oil Company*: 1-21 S., 158 Taf., Teheran.
- BOWEN, R.N.C. (1953): Ostracoda from the London Clay. - *Proc. Geologist's Assoc.* 64 (4): 276-292, 1 Taf., Colchester.
- BRADY, H.B. (1880): Report on the Ostracoda dredged by H.M.S. Challenger during the years 1873-1876. In: *Report on the Scientific Results of the Voyage of the H.M.S. Challenger during the years 1873-1876.* - *Zoology* 1 (3): 1-184, 44 Taf., London.

- BRADY, H.B. (1884): Report on the foraminifera dredged by H.M.S. Challenger during the years 1873-1876. In: Report on the Scientific Results of the Voyage of the H.M.S. Challenger during the years 1873-1876. - Zoology. 9: XXI + 814 S., 115 Taf., Challenger Office, Edinburgh.
- BRANNAN, J., GERDES, K.D. und NEWTH, I.R. (1997): Tectono-stratigraphic development of the Qamar basin, Eastern Yemen. – Mar. Petrol. Geol. 14 (6): 701-730, Elsevier Science Ltd., London.
- BRENNER, P.J. und OERTLI, H.J. (1976): Lower Cretaceous Ostracodes (Valanginian to Hauterivian) from the Sundays River Formation, Algoa Basin, South Africa. - Bull. Centre Rech. Pau, SNPA 10 (2): 471-533, 8 Taf., Pau.
- BRONN, H.G. und ROEMER, F. (1851-1852): Lethea Geognostica: vierte Periode; Kreide-Gebirge. Aufl. 3, Bd. 2, Theil 5 (1851-1852), 412 S., E. Schweizerbart, Stuttgart.
- BROTZEN, F. (1942): Die Foraminiferengattung *Gavelinella* nov. gen. und die Systematik der Rotaliiformes. – Årsbok Sver. Geol. Undersökning 36 (8): 1-60, 1 Taf., Stockholm.
- BRUNI, S.P. und FAZZUOLI, M. (1976): Sedimentological observations on Jurassic and Cretaceous sequences of northern Somalia. - Boll. Soc. Geol. Ital. 95 (6): 1571–1588, Rom.
- BRUNI, S.P. und FAZZUOLI, M. (1980): Mesozoic structural evolution of the Somali coast of the Gulf of Aden. - International Symposium: Geodynamic evolution of the Afro-Arabian Rift System, Rome 1979. - Accad. Naz. Lincei - Atti Conv. Lincei 47: 193-207, Rom.
- BUTLER, E.A. und JONES, D.E. (1957): Cretaceous Ostracoda of Prothro- and Rayburns Salt Domes Bienville Parish, Louisiana. - Dept. Conserv. Louisiana, Geol. Surv., Geol. Bull. 32: 1-65, 6 Taf., Baton Rouge.
- BUTTERLIN, J. und FOURCADE, E. (1989): Stratigraphic range and geographic distribution of the Genus *Lockhartia* DAVIES, 1932 (Foraminifera, Rotaliidae). – Rev. Micropaléont. 31 (4): 225-242, 2 Taf., Paris.
- CALONGE, A., CAUS, E., BERNAUS, J.M. und AGUILAR, M. (2002): *Praealveolina* (Foraminifera) species: a tool to date Cenomanian platform sediments. – Micropal. 48 (1): 53-66, 7 Taf., New York.
- CALONGE-GARCIA, A. (1994): Los Alveolinidos Cretácicos de la Cordillera Iberica (España). – Rev. Esp. Micropal. 26 (1): 69-88, 2 Taf., Madrid.
- CALONGE-GARCIA, A. und MUÑOZ-FERNANDEZ, L. (1992): Aportaciones nuevas sobre los afloramientos con Praealveolinas de Montalbán (Teruel) y su importa bioestráfica. - Rev. Esp. Micropal. 24 (3): 71-82. 2 Taf., Madrid.
- CANUTI, P. und MARCUCCI, M. (1968): Microfacies Aptiens-Albiens de l'Ahl Medo e de Candala (Somalie). - Proc. 3rd African Micropal. Coll. Cairo. 549 – 559, 1 Taf., Cairo.
- CANUTI, P., FAZZUOLI, M., FICCARELLI, G. und VENUTI, F. (1983): Occurrence of Liassic faunas at Waaney (Uane), Province of Bay, southwestern Somalia. – Riv. Ital. Palaeont. Strat. 89: 31-46, Milano.
- CARBONNEL, G., ALZOUA, K. und DIKOUA, M. (1990): Les Ostracodes Paléocènes du Niger: Taxinomie - un Temoignage de l'existence eventuelle de la mer Transsaharienne? - Geobios 23 (6): 671-697, 4 Taf., Lyon.
- CARPENTER, W.B. und BRADY, H.B. (1870): Description of *Parkeria* and *Loftusia*, two gigantic types of arenaceous foraminifera. – Philosophical Transactions of the Royal Society: 721-754, Taf. 72-80, London.
- CASTRO, J.M., COMPANY, M., DE GEA, G.A. und AGUADO, R. (2001): Biostratigraphy of the Aptian–Middle Cenomanian platform to basin domain in the Prebetic Zone of Alicante, SE Spain: calibration between shallow water benthonic and pelagic scales. - Cret. Res. 22 (2): 145-156, 5 Figs., Amsterdam.

- CHATTERJEE, S. (1992): A kinematic model for the evolution of the Indian plate since the Jurassic. –In: CHATTERJEE, S. und HOTTON, N. (Eds.): *New Concepts in Global Tectonics*: 33-62, Texas Tech University Press, Lubbock.
- CHECCHIA RISPOLI, G. (1948): Su alcuni <<Pseudodiademiinae>> del Cretaceo della Somalia. - *Atti. Acc. Naz. Lincei, Mem. Cl. Sc. Fi. Mat. Nat.* VIII, v. 2: 1-16, Rom.
- CHERCHI, A. (1979): Microfaune aptiano- (?) albiane dei ciottoli urgoniani della Formazione del Cixerri (Sardegna SW) e loro interesse paleogeografico. - *Riv. ital. Paleont.* 85 (2): 353-410, 10 Taf., Rom.
- CHERCHI, A., FANTOZZI, P.L. und ABDIRAHMAN, H. (1993): Micropaleontological data on the Jurassic-Cretaceous sequences and the Cretaceous-Paleocene boundary in Northern Somalia (Bosaso region). – *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 316, Sér. II: 1179-1185., Paris.
- CHERCHI, A., GUPTA, V.J. und SCHROEDER, R. (1984): Late Aptian calcareous algae and larger foraminifera from Khalsi, Ladakh, India. - *Bull. Ind. Geol. Assoc.* 17 (2): 147-157, 3 Taf., Chandigarh.
- CHERCHI, A. und SCHROEDER, R. (1989): Présence de deux lignées phylétiques à vitesse évolutive différente dans les Préalveolines du Cénomaniens de l'Europe sud-occidentale. – *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 308, Sér. II: 801-807, 1 Taf., Paris.
- CHERCHI, A. und SCHROEDER, R. (1999): Late Barremian orbitolinid Foraminifera from northern Somalia. – *Boll. Soc. Pal. It.* 38 (1): 3-13, 3 Taf., Rom.
- CHERCHI, A., DE CASTRO, P. und SCHROEDER, R. (1978): Sull'età dei livelli a Orbitolinidi della Campania e delle Murge Baresi (Italia meridionale). - *Boll. Soc. Natur. Napoli* 87: 363-385, 3 Taf., Neapel.
- CHERCHI, A., SCHROEDER, R. und BIN GOTH, M. (1998): Early Aptian orbitolinid foraminifera from the Qishn Formation of Al Mukalla (Hadramawt, Southern Yemen). Comparison with adjacent regions. – *Z. geol. Wiss.* 26 (5/6): 543-561, 4 Taf., Berlin.
- CHIOCCHINI, M., MANCINELLI, A. und ROMANO, A. (1984): Stratigraphic distribution of benthic foraminifera in the Aptian, Albian and Cenomanian carbonate sequences of the Aurunci and Ausoni Mountains (southern Lazio, Italy). - *Benthos '83, 2nd Int. Symp. Benthic Foram.* (Pau 1983): 167-181, 5 Taf, Pau und Bordeaux.
- CLIFT, W.O. (1958): Sedimentary History of the Ogaden District, Ethiopia. - *Symposium sobre Yacimientos de Petroleos y Gaz XX Cong. Geol. Intern.:* 90-107, Mexico.
- COCCIONI, R., LUCIANI, V. und MARSILI, A. (2006): Cretaceous oceanic anoxic events and radially elongated chambered planktonic foraminifera: Paleocological and paleoceanographic implications. – *Palaeogeogr., Palaeoclimatol, Palaeoecol.* 235 (1-3): 66-92, 8 Fig., Elsevier, Amsterdam.
- COFFIN, M.F. und RABINOWITZ, P.D. (1988): Evolution of the conjugate East African - Madagascan margins and the western Somali Basin. - *Geol. Soc. Amer., Spec. publ.* 226: 78 S, Boulder, Oklahoma.
- COFFIN, M.F. und RABINOWITZ, P.D. (1992): The Mesozoic East African and Madagascan conjugate continental margins. *Stratigraphy and Tectonics.* - In: WATKINS, J.S., ZHIQIANG, F. und McMILLAN, K.J. (Eds.): *Geology and Geophysics of Continental Margins.* – AAPG. Mem. 53: 207-240, Tulsa.
- COLALONGO, M.L. (1963): *Sellialveolina viallii* n.gen. n.sp. di Alveolinide cenomaniano dell'Appennino meridionale. - *Giorn. Geol., Ser. 2a*, 30 (1962): 361-373, Taf. 29, Bologna.
- COLIN, J.P. (1974): Contribution à l'étude des Ostracodes du Crétacé supérieur de Dordogne. - *Geobios* 7 (1): 19-42, Taf. 8-10, Lyon.
- COLIN, J.P. und EL DAKKAK, N.W. (1975): Quelques ostracodes du Cénomaniens du Djebel Nezzazat, Sinai, Egypte. - *Rev. Esp. Micropal., no Extraord.* 1975: 49-60, 2 Taf., Madrid.

- CONRAD, M.A., SCHROEDER, R., CLAVEL, B., CHAROLLAIS, J., BUSNARDO, R., CHERCHI, A. und DECROUEZ, D (2004): Dating the Lower Cretaceous in the Organyà section (Catalan Pyrenees, NE Spain): a reinterpretation. – *Cret. Res.* 25 (1): 35-41, Amsterdam.
- CORYELL, H.N. und FIELDS, S. (1937): A Gatun ostracode fauna from Cativa, Panama. – *Amer. Mus. Novitates* 748: 1-12, 18 Abb., New York.
- CORYELL, H.N., SAMPLE, C.H. und JENNINGS, P.H. (1935): *Bairdopillata*, a new genus of Ostracoda, with two new species. – *Amer. Mus. Novitates* 777: 1-5, 4 Abb., New York.
- COX, L. R. (1935a): Jurassic Gastropoda and Lamellibranchiata. In: "The Mesozoic Paleontology of British Somaliland". London. Crown Agents, pt. 2: 148 – 197, 8 Taf., Cardiff.
- COX, L.R. (1935b): Cretaceous Gastropoda and Lamellibranchiata. In: "The Mesozoic Paleontology of British Somaliland". London. Crown Agents, pt. 2: 198 – 204, 1 Taf., Cardiff.
- COX, F.T. (1937): The Genus *Loftusia* in south western Iran. - *Ecl. Geol. Helv.* 30: 432-443, 5 Taf., Basel.
- CRESPIN, I. (1963): Lower Cretaceous Arenaceous Foraminifera of Australia. – *Bureau Min. Res., Geol., Geophys., Bull.* 66: 1-110, 18 Taf. (Erscheinungsort nicht angegeben).
- CRICK, G. C. (1897): On the fossil Cephalopoda from Somaliland, Appendix F. In: DONALDSON SMITH (1897): *Through Unknown African Countries: XVI + 471 S.* inkl. Abb., Taf., Karten. – E. Arnold, London, New York.
- CURRIE, E.G., GREGORY, J.W., SPATH, L.F., WEIR, J. und WYLLIE, B.K.N. (1925): The collection of fossils and rocks from Somaliland made by Messrs B.K.N. Wyllie and W.R. Smellie. - *Monogr. Geol. Depart. Hunt. Mus. Glasgow Univ.* 1: 180 S., 18 Taf., Glasgow.
- CUSHMAN, J.A. (1910): A monograph of the foraminifera of the North Pacific Ocean. Pt. 1. *Astrorhizidae* and *Lituolidae*. – *Bull. U. S. Nat. Mus., Smithsonian Inst.* 71 (1): 1-134, 203 Abb., Washington D.C.
- CUSHMAN, J.A. (1926): Foraminifera from the typical Monterey of California. - *Contr. Cushman Lab. Foram. Res.* 2: 53-69, Taf. 7-9, Sharon, Mass.
- CUSHMAN, J.A. (1927a): Some new genera of the foraminifera. – *Contr. Cushman Lab. Foram. Res.* 2: 77-81, Taf. 11, Sharon, Mass..
- CUSHMAN, J.A. (1928): Additional genera of foraminifera. – *Contr. Cushman Lab. Foram. Res.* 4: 1-8, Taf. 1-3, Sharon, Mass.
- CUSHMAN, J.A. (1933): Some new foraminiferal genera. - *Contr. Cushman Lab. Foram. Res.* 9 (2): 32-28, Taf. 3-4, Sharon, Mass.
- CUSHMAN, J.A. und ALEXANDER, (1930): Some *Vaginulinas* and other foraminifera from the Lower Cretaceous of Texas. - *Contr. Cushman Lab. Foram. Res.* 6 (1): 1 - 16, Taf. 1-3, Sharon, Mass.
- CUSHMAN, J.A. und BERMUDEZ (1948): Some Paleocene foraminifera from the Madruga Formation of Cuba. – *Contr. Cushman Lab. Foram. Res.* 24: 68-75, Taf. 10-17, Sharon, Mass.
- CUVILLIER, J. und SZAKALL, V. (1949): Foraminifères d'Aquitaine. Pt. 1. *Reophacidae* à *Nonionidae*. – 112 S., 32 Taf., Société Nationales des Petroles d'Aquitaine, Paris.
- DACQUE, E. (1904): Beiträge zur Geologie des Somalilandes. I. Teil: Untere Kreide. - *Beitr. Palaeont. Geol. Oest. Ung.* 17: 7-20, Wien.
- DACQUE, E. (1905): Beiträge zur Geologie des Somalilandes. II. Oberer Jura. - *Beitr. Palaeont. Geol. Oest. Ung.* 17: 119-160, 4 Taf., Wien.
- DAINELLI, G. (1943): *Geologia dell' Africa Orientale*. - Reale, Accad. Italia, 4 Vols., 1 geol. map 1:2.000.000, Rom.

- DAMOTTE, R. (1964): Contribution a l'etude des ostracodes du Sénonien de Sens (Yonne): Les Trachyleberididae. - Rev. Micropaléont. 7 (2): 100-111, 2 Taf., Paris.
- DAMOTTE, R. (1968): *Protocythere* TRIEBEL 1938, *Mandocythere* GRÜNDEL 1964 et *Costacythere* GRÜNDEL 1966 (Ostracodes) dans le Crétacé du bassin de Paris. - Bull. Soc. géol. Fr. (7) 10: 384-392, pl. 27, Paris.
- DAMOTTE, R. (1971): Quelques ostracodes du Cénomaniens de Dordogne et de Touraine. - Rev. Micropaléont. 14 (1): 3-19, 3 Taf., Paris.
- DAMOTTE, R. (1984): Ostracodes barremiens-cénomaniens en Algérie occidentale (coupe du Djebel Cheguiga, Monts de Daia, Oranie). - Geol. Médit. 11 (2): 155-172, 3 Taf., Aix-en-Provence.
- DAMOTTE, R. und FLEURY, J.J. (1987): Ostracodes maastrichtiens et paléocènes du Djebel Dyr, pres de Tebessa, (Algérie orientale). - Geol. Médit. 14 (2): 87-107, 3 Taf., Aix-en-Provence.
- DAMOTTE, R. und GROSDIDIER, E. (1963): Quelques Ostracodes du Crétacé inférieur de la Champagne humide. 1. Albien-Cénomaniens. - Rev. Micropaléont. 6 (1): 51-66, 3 Taf., Paris.
- DAMOTTE, R. und SAINT-MARC, P. (1972): Contribution a la connaissance des Ostracodes Crétacés di Liban. - Rev. Esp. Micropal. 4 (3): 273-296, 3 Taf., Madrid.
- D'ARCHIAC, E.J.A. (1837): Mémoire sur la formation crétacé du sud-ouest de la France. – Mém. Soc. géol. France (1) 2 (7): 157-293, 3 Taf., Paris.
- DAVIES, L.M. (1932): The genera *Dictyoconooides* NUTTAL, *Lockhartia* nov. and *Rotalia* LAMARCK: their type-species, generic differences and fundamental distinction from the *Dictyoconus* group of forms. – Trans. Roy. Soc. Edin., Edinburgh, vol. LVII, part II (1932-1933), N° 13: 397-428, 10 Abb., 4 Taf. h.-t. (I-IV), Edinburgh.
- DAVOUDZANEH, M.: Iran. - In: MOORES, E.M. und FAIRBRIDGE, E.M.: Encyclopedia of European and Asian Regional Geology: 384-405, Chapman and Hall, London etc.
- DE BLAINVILLE, H.M.D. (1826): Dictionnaire des Sciences Naturelles, pin-plo. Vol. 41: 558 S., F.G. Levrault, Paris.
- DE CASTRO, P. (1966): Contributo alla conoscenza delle Alveoline albiano cenomaniens della Campania. - Boll. Soc. Nat. Napoli 75: 219-275, 17 Taf., Napoli.
- DE CASTRO, P. (1972): Osservazioni dui generi *Rhapydionina* Stache e *Rhipidionina* Stache (Foraminiferida). - Atti Acc. Pontaniana, Napoli, n. ser. 21 (1971-1972): 1-4, 2 Taf., Napoli.
- DE CASTRO, P. (1981): Osservazioni su *Chrysalidina gradata* d'ORBIGNY, 1839 (Foraminiferida) dell'île Madame (Francia). - Atti Acad. Pontaniana, Napoli, n.ser. 30: 25 S., 8 Taf., Neapel.
- DE CASTRO, P. (1987): Observations sur *Praealveolina osimoi* (Zuffardi-Comerci, 1930) – Boll. Mus. Reg. Sci. Nat. Torino 5 (1): 113-134, 5 Taf., Turin.
- DE CASTRO, P. (1988): The Cretaceous Italian Alveolinids. – Rev. Paléobiol., Vol. Spéc.. 2 (Benthos '86): 401-416, 6 Taf., Genf.
- DE CASTRO, P. (1990): Osservazioni paleontologiche sul Cretacico della località-tipo di *Raadshoovenia salentina* e su *Pseudochubbina* n. gen. – Quaderni dell' Academia Pontaniana 10: 116 S., 41 Taf., Neapel.
- DELTEL, B. (1964): Nouveaux Ostracodes de l'Eocene et de l'Oligocene de l'Aquitaine meridionale. - Act. Soc. Linn., Bordeaux 100 (1962-1963): 127-221, 6 Taf., Bordeaux.
- DE MONTFORT, P.D. (1808): Conchyliologie Systématique et Classification Méthodique des Coquilles. – Vol.1: Lxxxvi + 408 S., F. Schoell, Paris.

- DEROO, G. (1966): Cytheracea (Ostracodes) du Maastrichtien de Maastricht (Pays-Bas) et des régions voisines; resultats stratigraphiques et paléontologiques de leur étude. – Mededel. Geol. Sticht. Ser. C, Section V: 2 (2): 197 S., 27 Taf., Maastricht.
- DIETRICH, W.O. (1925): Zur Kenntnis der Urgongesteine im südlichen Deutsch-Ostafrika. - Palaeontographica Suppl. 7, II. Reihe, Teil I, Lfg. 1: 25-40, Stuttgart.
- DIETRICH, O. W. (1933): Zur Stratigraphie und Paläontologie der Tendaguru-Schichten. – Palaeontographica Suppl. 7: 1-86, Stuttgart.
- DINGLE, R.V. (1969): Marine Neocomian Ostracoda from South Africa. – Transcr. Roy. Soc. S. Afr. 38 (2): 139-164, 14 Abb., Taf. 9, Cape Town.
- DINGLE, R.V. (1971): Some Cretaceous ostracodal assemblages from the Agulhaes Bank (South African continental margin). - Transcr. Roy. Soc. S. Afr. 39 (4): 393-418, Taf. 8, Cape Town.
- DINGLE, R.V. (1980): Marine Santonian and Campanian ostracodes from a borehole at Richards Bay, Zululand. - Ann. S. Afr. Mus. 82 (1): 1-70, 33 Fig., Cape Town.
- DINGLE, R.V. (1981): The Campanian and Maastrichtian Ostracoda of South East Africa. - Ann. S. Afr. Mus. 85 (1): 181 S., 81 Fig, Cape Town.
- DONGEN, B. E. Van, TALBOT, H.M., SCHOUTEN, S., PEARSON, P. N. und PANCOST, R. D. (2006): Well preserved Paleogene and Cretaceous biomarkers from the Kilwa area, Tanzania. – Organic Geochem. 37: 539-557, Science Direct.
- DONZE, P., COLIN, J.P., DAMOTTE, R., OERTLI, H., PEYPOUQUET, J.P. und SAID, R. (1982): Les Ostracodes du Campanien Terminal à l'Eocène inférieur de la Coupe de Kef, Tunisie Nord-Occidental. - Bull. Centres Rech. Explor. - Prod. Elf-Aquitaine 6 (2): 273-355, 5 Abb., 13 Taf., Pau.
- D'ORBIGNY, A. (1826): Tableau méthodique de la classe des Céphalopodes. – Annales des Sciences Naturelles, Ser. 1 (7): 245-314, Atlas: Taf. 10-17, Paris.
- D'ORBIGNY, A. (1839): Foraminifères. In: DE LA SAGRA, R.: Histoire physique, politique et naturelle de l'île de Cuba. Bertrand edit., 1, 224 S., t. 2, 12 Taf., Paris.
- D'ORBIGNY, A. (1846): Foraminifères fossils du Bassin Tertiaire de Vienne (Autriche). – Gide et Comp. edit. : 312 S., 21 Taf., Paris.
- D'ORBIGNY, A. (1850): Prodrôme de paléontologie stratigraphique universelle des animaux mollusques et rayonnés faisant suite au cours élémentaire de paléontologie et de géologie stratigraphiques, Vol. 2 : 427 S., Paris.
- DOUGLASS, R.C. (1960a): The foraminiferal genus *Orbitolina* in North America. - Geol. Surv. Prof. Pap. 333: 52 S., 17 Taf., Washington D.C.
- DOUGLASS, R.C. (1960b): Revision of the family Orbitolinidae. - Micropal. 6 (3): 249-270, 6 Taf., New York.
- DOUVILLE, H. (1910): La craie et le Tertiaire des environs de Royan. – Bull. Soc. Géol. France, Sér. 4, Vol. 10: 51-61,, Paris.
- DOUVILLE, H. (1912): Les Orbitolines et le enchaînement. – C. r. Acad. Sc. Paris 155: 567-572., Paris.
- DUALEH, A.H.A., REUTHER, C.-D. und SCHECK, P. (1990): Basement structure and sedimentary cover of Somalia. – Berliner geowiss. Abh. A 120: 505-519, Berlin.
- DUCASSE, O. (1967): Nouveaux Ostracodes de l'Eocène Nord-Aquitaine. - Proc.-Verb. Soc. Sci. Phys Natur. Bordeaux: 23-89, 5 Taf., Bordeaux.

- DUCCI, E. und PIRINI-RADRIZZANI C. (1969): Stratigraphy and Micropaleontology of some Cretaceous and lower Eocene Formations from the Migjurtinia Region (Somalia). – Proc. 3rd Afr. Micropal. Coll. 1968, Cairo: 535--547, 2 Taf., Cairo.
- EAMES, F.E. und SMOUT, A.H. (1955): Complanate alveolinids and associated foraminifera from the Upper Cretaceous of the Middle East. - Ann. Mag. nat. Hist. London 12 (8): 505-512, 3 Taf., London.
- EHRENBERG, C.G. (1843): Verbreitung und Einfluss des Mikroskopischen Lebens in Süd- und Nord-Amerka. – Phys. Abh. Königl. Akad. Wiss. Berlin, (1841), Theil 1: 291-446., Taf. 1-4, Berlin.
- ELLIS, A.C., KERR, H.M., CORNWELL, C.P. und WILLIAMS, D.O. (1996): A tectono-stratigraphic framework for Yemen and its implications for hydrocarbon potential. - Petrol. Geosci. 2 (1996): 29-42, London.
- EMAMI, V. (1989): Upper Cretaceous *Brachycythere* (Ostr., Crust.) from Iran. - J. Afr. Earth Sci. 9 (3/4), 609-616, 1 Taf., Oxford.
- ERMAN, A. (1854): Einige Beobachtungen über die Kreideformation and der Nordküste von Spanien. – Z. deutsch. geol. Ges. 6: 596-611, 2 Taf., Berlin.
- FAHRION, H. (1937): Die Foraminiferen der Keide- und Tertiär-Schichten im südlichen Deusch-Ostafrika – Palaeontographica Suppl. 2: 187-218, Stuttgart.
- FANTOZZI, P.L. und Ali KASSIM, M. (2002): Geological mapping in northeastern Somalia (Midjiurtinia region): Field evidence of the structural and paleogeographic evolution of the northern margin of the Somalian Plate. - J. Afr. Earth Sci. 34: 21-55, Elsevier, Oxford.
- FARINACCI, A. und KÖYLÜOĞLU, M. (1985): *Antalya korayi* n. sp. in the phyletic lineage of the Nezzazatidae (Foraminifera). – Rev. Micropaléont. 28: 103-108, 2 Taf., Paris.
- FÖRSTER, R. und WEIER, H. (1983): Ammoniten und Alter der Niongala-Schichten (Unterapt, Süd-Tanzania). - Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. 23: 51-76, München.
- FOURCADE, E. (1970): Le Jurassique et le Crétacé aux confins des Chaines Bétiques et Iberiques (Sud-Est de l'Espagne). - Thèse Doctorat d'état, Univ. Paris: 427 S., 37 Taf., Paris.
- FRAAS, E. (1908): Ostafrikanische Dinosaurier. – Palaeontographica 55: 105-114, Stuttgart
- FRANKE, A. (1936): Die Foraminiferen des deutschen Lias. – Abh. Preuss. Geol. Landesanstalt, N. F. 169: 138 S., 11 Taf., Berlin.
- FÜTTERER, K. (1897): Beiträge zur Kenntnis des Jura in Ostafrika. IV. Der Jura von Schoa. (Süd-Abessinien) - Zeit. Deut. Geol. Ges. 49: 568-627, Hannover.
- GARGOURI RAZGALLAH, S. (1983): Le Cénomaniens de Tunisie centrale, étude paléocéologique, stratigraphique, micro-paléontologique et paléogéographique. - Thèse Doct. dés-Sciences, Univ. Cl. Bernard, Lyon 1, Doc. et Trav. I.G.A.L., 6: 215 S., 39 Taf., Paris.
- GEBHARDT, H. (1999a): Occurrence and palaeoecology of Cenomanian to Turonian ostracods from Ashaka (NE-Nigeria). - N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 211 (3/4): 133-149, Stuttgart.
- GEBHARDT, H. (1999b): Cenomanian to Coniacian ostracodes from the Nkalagu area (SE-Nigeria): biostratigraphy and palaeoecology. - Pal. Z. 73 (1/2): 77-98, Stuttgart.
- GEBHARDT, H., (1999c): Cenomanian to Coniacian biogeography and migration of North and West African ostracods. - Cret. Res. 20: 205-229, Amsterdam.
- GEIGER, M., CLARK D.N. und METTE, W. (2004): Reappraisal of the timing of the breakup of Gondwana based on sedimentological and seismic evidence from the Morondava Basin, Madagascar. - J. Afr. Earth Sci. 38: 363-381, Amsterdam.

- GERRY, E. und ROSENFELD, A. (1973): *Amphicytherura distincta* and *Neocyprideis vandenboldi* (Ostracoda), new species from the Cenomanian-Turonian of Israel. - Rev. Esp. Micropal. 5 (1): 99-105, 2 Taf., Madrid.
- GIBSON, L.B. und PERCIVAL, S.F. Jr. (1965): La présence stratigraphique d'*Orbitolina* et de *Praealveolina* dans le centre de la République de Somalie. - Mem. Bur. Rech. Géol. Min., Paris 32, Coll. Int. Micropal. Dakar (1963): 335-346, 1 Taf., Paris.
- GLINTZBOECKEL, C. und MAGNE, J. (1959): Repartition des microfaunes à plancton et à ostracodes dans le Crétacé supérieur de la Tunisie et de l'Est Algérien. - Rev. Micropal. 2 (2): 57-67, 3 Taf., Paris.
- GÖRMÜŞ, M. (1999): *Pseudedomia hekimhaensis* n.sp. from the Late Campanian(?) to Maastrichtian of Hekimhan, NW Malatya, Turkey. - J. Foram. Res. 29 (3): 236-242, 2 Taf., Washington, D.C.
- GREENWOOD, J. E. (1960): Report on the Geology of Las Khoreh-Elayu area. - Somali Rep. Geol. Survey, Rept. 3: 33 S., Hargeisa.
- GREGORY, J. W. (1896): Note on the Geology of Somaliland. - Geol. Mag. 4: 289-294, London.
- 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. (1962): Sur le genre *Ovocytheridea* GREKOFF (1951). - Rev. Micropaléont. 5 (2): 115-122, 2 Taf., Paris.
- GREKOFF, N. (1963): Contribution à l'étude des ostracodes du Mésozoïque Moyen (Bathonien-Valanginien) du Bassin de Majunga, Madagascar. - Rev. Inst. Franç. Petr. 18 (12): 1709-1762, 10 Taf., Paris.
- GREKOFF, N. (1969): Sur la valeur stratigraphique et les relations paléogéographiques de quelques ostracodes du Crétacé, du Paléocène et de l'Eocène inférieur d'Algérie Orientale. - Proc. 3rd African Micropaleont. Coll.: 227-248, 3 Taf., Cairo.
- GROSDIDIER, E. (1964): Quelques ostracodes nouveaux du Crétacé inférieur de Champagne humide – 3: Barremien – Hauterivien. - Rev. Micropaléont. 6 (4): 223-236, 3 Taf., Paris.
- GROSDIDIER, E. (1973): Associations d'Ostracodes du Crétacé d'Iran. - Rév. Inst. Franç. Petr. 28 (2): 131-169, 15 Taf., Paris.
- GRÜNDEL, J. (1964): Neue Ostracoden aus der deutschen Unterkreide. II. - Monatsber. Dt. Akad. Wiss. Berlin 6 (11): 849-858, 2 Taf., Berlin.
- GRÜNDEL, J. (1966): Taxionomische, biostratigraphische und variationsstatistische Untersuchungen an den Ostracoden der Unterkreide in Deutschland. - Freiburger Forsch.-H., C 200 (Paläont.): 1-105, 10 Taf., Leipzig.
- GRÜNDEL, J. (1973): Zur Entwicklung der Trachyleberididae (Ostracoda) in der Unterkreide und der tieferen Oberkreide. - Zeitschr. Geol. Wiss. 11: 1463 - 1474, 6 Fig., Berlin.
- GRÜNDEL, J. (1974): Zur Taxonomie und Phylogenie der Cytherettidae Triebel 1952 (Ostracoda, Crustacea). - Freiburger Forschungsh. C 298: 81-99, 8 Fig., Leipzig.
- GRÜNDEL, J. (1975): Zur Taxonomie und Phylogenie der Unterfamilie Paracytherideinae PURI, 1957 (Cytherocopina, Ostracoda). - Z. Geol. Wiss. 3 (5): 655-670, 9 Fig., Berlin.
- GRÜNDEL, J. (1978): Zur Entwicklung der Cytherettidae TRIEBEL 1952 im Jura und in der Kreide. - Freiburger Forschungsh. (C) (Paläontologie) 342: 67-89, 17 Fig., Leipzig.
- GUERNET, C., BIGNOT, G., COLIN, J.P. und RANDRIAMANANTENASOA, A., (2001): Ostracodes Daniens de Mahajanga (Madagascar): Systématique et environments. - Rev. Micropaléont. 44 (3), 199-213, Taf. 1-4, Paris.

- GUHA, D.K. (1968): Ostracoda from Middle Eocene of Kutch, Gujarat State, western India. - India, Oil Nat. Gas Comm., Bull. 5 (1): 83-92, 1 Taf., Dahra Dun.
- GUHA, D.K. und SHUKLA, D.K. (1973): Paleocene and early Lower Eocene Ostracoda from the outcrops of Virdhachalam, Tamilnadu. - India, Oil Nat. Gas Comm., Bull. 10: 93-103, 2 Taf., Dahra Dun.
- GUŠIĆ, I. (1975): Lower Cretaceous imperforate Foraminifera of Mt. Medvednica, Northern Croatia. (Families Lituolidae, Ataxiophragmoidiidae, Orbitolinidae) – Palaeontologica Jugoslavica Sv. 14: 7-51, 31 Taf., Zagreb.
- GUŠIĆ, I. (1981): Variation, range, evolution, and biostratigraphy of *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH) (Foraminifera, Lituolacea) in the Lower Cretaceous of the Dinaric Mountains in Yugoslavia. – Paläont. Z. 55 (3/4): 191-208, 5 Fig., Stuttgart.
- HAMAOU, M. und SAINT-MARC, P. (1970): Microfaunes et microfaciès du Cénomaniens du Proche-Orient. - Bull. Centre Rech. Pau-SNPA 4 (2): 257-352, 40 Taf., Pau.
- HANKEL, O. (1992a): Late Permian to Early Triassic microfossil assemblages from the Maji ya Chumvi Formation, Kenya, - Rev. Paleobot. Palynol. 72: 129-147, Amsterdam.
- HANKEL, O. (1992b): Phytogeographic evidence for the paleoposition of Madagascar. Proc. 8th Gondwana Symp.: 201-209, Balkema, Rotterdam.
- HANKEL, O. (1993): Depositional cycles and palynostratigraphy of the Permo-Triassic and Early to Middle Jurassic of east Africa and Madagascar. - In: THORWEIHE, U. und SCHANDELMEIER, H. (Eds.): Geoscientific Research in Northeast Africa: 351-355, Balkema, Rotterdam.
- HANSEN, H.J. (1970): Danian Foraminifera from Nûgssuaq, West Greenland, with special reference to species occurring in Denmark. – Meddeleser om Grønland 193 (2), Grønlands Geologiske Undersøgelse 93: 132 S., 35 Taf., Kopenhagen.
- HAQ, B.U et al. [Eds.] (1978): Introduction to marine micropaleontology. 376 S., Elsevier, New York.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J. und VAIL, P.R. (1987): Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic. – Science 235: 1156-1167, Washington D.C.
- HARRIS, P.M., FROST, S.H., SEIGLIE, G.A. und SCHNEIDERMAN, N. (1984): Regional Unconformities and Depositional Cycles, Cretaceous of the Arabian Peninsula. - In: SCHLEE, J.S. (Ed.): Interregional Unconformities and Hydrocarbon Accumulation. AAPG Mem. 36: 67-80.
- HART, M.B. (1980): The recognition of Mid-Cretaceous sea level changes by means of foraminifera. - Cret. Res. 1: 289 - 297.
- HART, M.B., Bailey, H.W, CRITTENDEN, J., FLETCHER, B.N., PRICE, R. und SWIECICKI, A. (1989): Cretaceous. - In: JENKINS, D.G. und MURRAY, J.W. (Eds.): Stratigraphical Atlas of fossil Foraminifera, 2nd edition: 272-371, Taf. 7.1-7.25, British Micropal. Soc. Ser., Ellis Horwood Ltd., Chichester.
- HASSON, P.F. (1985): New observations on the biostratigraphy of the Saudi Arabian Umm er Radhuma Formation (Paleogene) and its correlation with neighbouring regions. – Micropaleont. 31 (4): 335-364, Taf. 1-8, New York.
- HENNIG, E. (1937): Der Sedimentstreifen des Lindi-Kilwa Hinterlandes. - Palaeontographica Suppl. 7, Reihe II, Teil II, Lfg. 2: 99-216, 3 Taf., Stuttgart.
- HENSON, F.R.S. (1947): Foraminifera of the Genus *Trocholina* in the Middle East. - Ann. Mag. Nat. Hist. London (11) 14: 445-459, Taf. 11-13, London.
- HENSON, F.R.S. (1948): Larger imperforate Foraminifera of southwest Asia. Families Lituolidae, Orbitolinidae and Meandropsinidae. - 127 S., 16 Taf., British Museum (Ed.), London.

- HENSON, F.R.S. (1949): Recent publications on larger imperforate Foraminifera of the Middle East. - Ann. Mag. Nat. Hist. London (12) 2 (15): 173-177., London.
- HERNGREEN, G.F.W., RANDRIANASOLO, A. und VERBEEK, J.W. (1982): Micropaleontology of Albian to Danian strata in Madagascar. - Micropaleont. 28 (1): 97-109, New York.
- HERRIG, E. (1963): Neue Ostracoden-Arten aus der Weissen Schreibkreide der Insel Rügen (Unter-Maastricht). – Wiss. Z. Ernst-Moritz-Arndt-Univ. Greifswald, Math.–Naturwiss. Reihe 12 (3/3): 289-325, 6 Taf., Greifswald.
- HERRIG, E. (1966): Ostracoden aus der Weissen Schreibkreide (Unter-Maastricht) der Insel Rügen. - Paläont. Abh. A 2 (4): 693-1024, 144 Abb., 45 Taf., Berlin.
- HOFKER, J. Sr. (1959): Les foraminifères des craies tuffoïdes du Sénonien de Charente et Dordogne de l'Aquitaine, France du Sud-Ouest. – C. R. savantes; Colloque Crétacé sup. France (Paris): 369-397, Abb. 1-68, Dijon.
- HOFKER, J. Jr. (1963): Studies on the genus *Orbitolina* (Foraminiferida). - Leidse geol. Meded. 29: 181-254, 23 Taf., Leiden.
- HOFKER, J. Jr. (1965): Some Foraminifera from the Aptian-Albian passage of Northern Spain. - Leidse geol. Meded. 33: 183-189, 5 Taf., Leiden.
- HONIGSTEIN, A. (1984): Senonian Ostracodes from Israel. - Bull. Geol. Surv. Israel 78: 1-48, 15 Taf., Jerusalem.
- HONIGSTEIN, A., ALMOGI-LABIN, A. UND ROSENFELD, A., (1987). Combined ostracod and planktonic foraminiferal biozonation of the Late Coniacian - Early Maastrichtian in Israel. - J. Micropaleont. 6 (2), 41-60, 3 Taf., London.
- HOURCQ, V. (1950): Les terrains sédimentaires de la region de Morondava. - Ann. Geol. Serv. Mines 20: 9-109, Paris.
- HORNIBROOK, N. de B. (1952): Tertiary and recent ostracoda of New Zealand. Their origin, affinities, and distribution - New Zealand Geol. Surv. Palaeont. Bull. 18: 82 S, 18 Taf. Wellington.
- HOLDEN, A. und KERR, H.M. (1997): A subsurface lithostratigraphic division of the Hauterivian to Aptian, Furt (informal) and Qishn Formations, Yemen. - Mar. Petrol. Geol. 14 (6): 631-642, London.
- HOWE, R.C. (1963): Type saline Bayou Ostracoda of Louisiana. – Geol. Bull., Dept. Conserv., Louisiana Geol. Surv. 40: 62 S., 4 Taf., Baton Rouge, Louisiana.
- HOWE, R.C. und WAGENEN, H. VAN (1951): New Tertiary ostracode fauna from Lewy Country, Florida. – Geol. Bull., State of Florida, Florida Geol. Surv. 34: 43 S., 5 Taf., Tallahassee, Florida.
- HOULBORN, A. und KAMINSKI, M.A. (1995): Lower Cretaceous benthic foraminifera from DSDP Site 263: micropaleontological constraints for the early evolution of the Indian Ocean. – Mar. Micropaleont. 26: 425-460, 9 Taf., Balkema, Rotterdam.
- HUGHES CLARKE, M.W. (1988): Stratigraphy and Rock Unit Nomenclature in the Oil-Producing Area of Interior Oman. – J. Petrol. Geol. 11 (1): 5-60, Beaconsfield.
- HUNT, J.A. (1960): Report on the Geology of the Berbera-Shaikh area. - Rep. Geol Surv. Somaliland 4: 1 – 27, London.
- HUSINEC, A. und SOKAČ, B. (2006): Early Cretaceous benthic associations (foraminifera and calcareous algae) of a shallow tropical-water platform environment (Mljet Island, southern Croatia). – Cret. Res. 27 (3): 418-441, 12 Figs., Elsevier, Rotterdam.

- HUSINEC, A.; VELIĆ, I.; FUCEK, L.; VLAHOVĆ, I.; MATI MATIĆEC, D.; OSTRIĆ, N. und KORBAR, T. (2000): Mid Cretaceous orbitolinid (Foraminiferida) record from the islands of Cres and Losinj (Croatia) and its regional stratigraphic correlation. – *Cret. Res.* 21 (1): 155-171, 11 Figs., Amsterdam.
- IOVACHEVA, P.M. (1962): Foraminifera from the oolitic limestones of the Aptian along the Rusenski Lom River. – *Rev. Bulg. Geol.* 23 (1): 31-45, 2 Taf., Sofia.
- JAIN, S.P. (1975): Ostracoda from the Bagh Beds (Upper Cretaceous) of Madhya Pradesh. - *Geophytology* 5 (2): 188-212, 3 Taf., Lucknow.
- JAMES, G.A. und WYND, J.G. (1965): Stratigraphic Nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area. – *A.A.P.G. Bull.* 49 (12): 2182-2245, Tulsa.
- JONES, T.R. (1849): A monograph on the Entomostraca of the Cretaceous Formation of England. – *Ann. Vol. (Monographs) Palaeontograph. Soc.* 3 (1): I-IV, 1-40,, 7 Taf., London.
- JOUBERT, P. (1960): Geology of the Mandera-Damassa area, degree sheets 8 SW quarter, 16 and 24 NE quarter. - *Geol. Surv. Kenya Rept.* 48, 65 S., Nairobi.
- KALANTARI, A. (1969): Foraminifera from the Middle Jurassic-Cretaceous Successions of Koppet-Dagh Region (N.E. Iran) – *Nat. Iran. Oil Comp., Geol. Labs., Publ.* 3: 232 pp, 26 Taf., Teheran.
- 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.
- KAMEN-KAYE, M. und BARNES, S.U. (1978): Exploration outlook for Somalia, coastal Kenya and Tanzania. – *Oil and Gas Journal* 24 (Juli 1978): 80-246, Tulsa, Oklahoma.
- KAMEN-KAYE, M. und BARNES, S.U. (1979): Exploration geology of northeastern Africa - Seychelles Basin. - *J. Petrol. Geol.*, 2, 23-45, Beaconsfield.
- KAPILIMA, S. (1984): Stratigraphische und paläontologische Untersuchungen im Jura und der Kreide des tansanischen Küstenstreifens im Hinterland von Dar-Es-Salaam und Bagamoyo. – *Berliner geowiss. Abh.* 57: 77 S., 13 Taf., Berlin.
- KAREGA, A. (1995): Cretaceous foraminifers from the Mandawa Basin, southern Tanzania: preliminary results. - *Marine Micropal.* 26: 419-423, 1 Taf., London.
- KAYE, P. (1963): The interpretation of the Mesozoic Ostracod genera of the Family Cytherideidae Sars 1925. - *Rev. Micropaléont.* 6 (1): 23-40, 3 Taf, Paris.
- KEIJ, A.J. (1975): Note on three Holocene Indo-Malaysian Ostracod species. – *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch. B* 78 (3): 231-241, 2 Taf., Amsterdam.
- KHOSLA, S.C. und HASKINS, C.W. (1980): *Dentokrithe*, a new genus of Ostracoda. – *Micropaleont.* 26 (2): 211-215, 1 Taf., New York.
- KOOP, W.J. und STONELEY, R. (1982): Subsidence history of the Middle East Zagros Basin, Permian to Recent. – *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* 305: 149-168, London.
- KOSSMAT, F. (1907): Geologie der Insel Sokotra, Semha und Abd el-Kuri.- *Denkschr. Akad. Wiss. Wien (Mathem. - Naturwiss. Cl.)* LXXI: 1-62, 5 Karten, Wien.
- KRAUSE, D.W.; O'CONNOR, P.M.; ROGERS, K.C.; SAMPSON, S.D.; BUCKLEY, G.A. und ROGERS, R.R. (2006): Late Cretaceous terrestrial Vertebrates from Madagascar: Implications for Latin American biogeography. – *Ann. Missouri Bot. Gard.* 93: 178-208, Galesburg, Illinois.
- KULBROK, F. (1996): Biostratigraphie, Fazies und Sequenzstratigraphie einer Karbonatrampe in den Schichten der Oberkreide und des Alttertiärs Nordost-Ägyptens (Eastern Desert, N'Golf von Suez, Sinai). - 153 S., (154-311 S. Appendix.). *Diss. FB Geowiss. Univ. Bremen, Bemen.*

- KUSS, J. und SCHLAGINTWEIT, F. (1988): Facies and Stratigraphy of Early to Middle Cretaceous (Late Aptian - Early Cenomanian) Strata from the Northern Rim of the African Craton (Gebel Maghara - Sinai, Egypt). - Facies 19: 77-96, Taf. 18-20, Erlangen.
- LALICKER, C.G. (1935): New Cretaceous Textulariidae. – Contrib. Cushman Lab. Foram. Res. 11: 1-13, 2 Taf., Sharon.
- LAMARCK, J.B. (1804): Suite des mémoires sur les fossiles des environs de Paris. – Ann. Nat. Mus. Hist Nat. 5 (a): 179-188, Taf. 62; (b): 237-245, Taf. 62; (c): 349-357, Taf. 17, Paris.
- LAMARCK, J.B. (1816): Histoire naturelle des animaux sans vertèbres, Vol. 2: 568 S., Verdière, Paris.
- LATHAM, M.H. (1938): Some Eocene Ostracoda from northwest India. - Proc. Roy. Soc. Edinburgh 59 (1): 38-48, 8 Abb, Edinburgh.
- 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. und JONES, M.T. (1970): The evolution of the Gulf of Aden. - Phil. Trans. Roy. Soc. London.A. 267: 227-266, London.
- LAWVER, L.A., GAHAGAN, L.M: und COFFIN, M.P. (1992): The Development of Paleoseaways around Antarctica. – Antarctic Res. Ser. 56: 7-30, Washington, D.C.
- LAWVER, L.A. und SCOTese, C.R. (1987): A revised reconstruction of Gondwana. In: MCKENZIE, G.D. (Ed.): Gondwana Six.: Structure, Tectonics and Geophysics. - Amer. Geophys. Union, Geophys. Monogr. 40: 17-23, Washington, D.C.
- LE CALVEZ, Y. (1949): Révision des foraminifères Lutétiens du Bassin des Paris. II. Rotaliidae et familles affines. - Mém. Serv. Carte Géol. Détaillée France.: 54 S., 6 Taf., Paris.
- LECKIE, R.M. (1984): Mid-Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy off Central Morocco, Deep Sea Drilling Project LEG 79, Sites 545 and 547. – Init. Repts. DSDP 79: 579-620, 17 Taf., Washington D. C.
- LEYMERIE, A. (1878/1881): Description géologique et paléontologique des Pyrénées de la Haute-Garonne. 2 Bde.: Text: 1010 S (1878), Taf. A-Z (1881), E. Privat edit., Toulouse.
- LIEBAU, A. (1991): Skulptur-Evolution bei Ostrakoden am Beispiel europäischer "Quadracytheren". – Geol. Paläont. Westfalen 13: 395 S., 95 Taf., Münster.
- LOEBLICH, A.R. und TAPPAN, H. (1949): Foraminifera from the Walnut Formation (Lower Cretaceous) of Northern Texas and Southern Oklahoma. – J. Paleont. 23 (3): 245-266, Taf. 46-51, Tulsa.
- LOEBLICH, A.R. und TAPPAN, H. (1952): The Foraminiferal Genus *Triplasia* REUSS 1854. – Smithsonian Misc. Coll. 117 (15): 1-61, 8 Taf., Washington D. C.
- LOEBLICH, A.R. und TAPPAN, H. (1982): A revision of Mid-Cretaceous Textularian foraminifers from Texas. – J. micropaleont. 1: 55-69, 2 Taf., London.
- LOEBLICH, A.R. und TAPPAN, H. (1984): Suprageneric classification of Foraminiferida, Protozoa. – Micropaleont. 30 (1): 1-70, New York.
- LOEBLICH, A.R. und TAPPAN, H. (1985): Some new and redefined genera and families of foraminifera I. – J. Foram. Res.15 (2): 91-104, 3 Taf., Washington D. C.
- LOEBLICH, A.R. und TAPPAN, H. (1986): Some new and revised genera and families of hyaline calcareous Foraminiferida (Protozoa). – Transactions Amer. Microscop.I. Soc. 105: 239-265, 37 Abb., Columbus, Ohio.
- LOEBLICH, A.R. und TAPPAN, H. (1988): Foraminiferal Genera and Their Classification. Vol. 1: Text; Vol. 2: Tafeln. - edqVan Nostrand Reinhold Company, New York.

- LONGORIA, J.F. (1974): Stratigraphic, Morphologic and Taxonomic studies of Aptian Foraminifera. – Rev. Esp. Micropal., Sonderband, 5-107, 27 Taf., Madrid.
- LOZO, F.E. (1944): Biostratigraphic Relations of some North Texas Trinity and Fredericksburg (Comanchean) Foraminifera. – Amer. Midland Nat. 31 (3): 513-582, 5 Taf., Notre Dame.
- LUGER, P. 1985: Stratigraphie der marinen Oberkreide und des Alttertiärs im südlichen Oberrhein-Becken (SW-Ägypten) unter besonderer Berücksichtigung der Mikropaläontologie, Palökologie und Paläogeographie. - Berliner Geowiss. Abh. Reihe A 63: 151 S., 24 Taf., Berlin.
- LUGER, P. (1999): A taxonomical note on the genera and species related to *Uroleberis* Triebel 1958, with *Uroleberis (Somalileberis)* n.subg. and *Saudileberis* n.g. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh. 211 (1/2): 151-170, 4 Abb., Stuttgart.
- LUGER, P. (2003): Paleobiogeography of late Early to Early Paleocene marine Ostracoda in Arabia and North to Equatorial Africa. - Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 196 (2003): 319-342, Amsterdam.
- LUGER, P. und DOMINIK, W. (2009): Micropalaeontological investigations on Cretaceous deposits of northern Somalia – a comparison with the chrono-sequence stratigraphy of Arabia and Iran. – Zentralbl. Geol. Paläont. 2007 (3/4): 333-344, Nägele und Obermiller, Stuttgart.
- LUGER, P., GRÖSCHKE, M., BUßMANN, M., DINA, A., KALLENBACH, H., METTE, W. und UHMANN, A. (1994): A comparison of the Jurassic and Cretaceous sedimentary cycles of Somalia and Madagascar - implications for the Gondwana breakup. - Geol. Rundsch. 83: 711-727, Heidelberg.
- LUGER, P., HENDRIKS, F., ARUSH, M, BUßMANN, M., KALLENBACH, H., METTE, W. und STROUHAL, A. (1990): The Jurassic and the Cretaceous of Northern Somalia: Preliminary results on the sedimentologic and stratigraphic framework. - Berliner Geowiss. Abh., (A) 120 (2): 571-594, Berlin.
- LUGER, P. und KUSS, J. (1993): Late Cretaceous to basal Tertiary shallow water sedimentation in Northern Somalia. . In: THORWEIHE, U. und SCHANDELMEIER, H. (Eds.): Geoscientific Research in Northeast Africa: 443-447, Balkema, Rotterdam.
- LUGER, P. und SCHUDACK, M. (2001): On Early Cretaceous (earliest Aptian) freshwater Charophyta and Ostracoda from Northern Somalia. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 220 (2): 245-266, 7 Abb., Stuttgart.
- LUGER, P., WILKE, H.G. und WUNDERLICH, H. (1996): On the occurrence of calpionellids in the basal conglomerate of the Tisje Formation in Northern Somalia. - Proc. 2nd Int. Conf. on Geology of the Arab World, Cairo 1994: 409-416, 1 Taf. (Cairo).
- LUPERTO SINNI, E. (1979a): I Microfossili del << Livello a *Palorbitolina lenticularis*>> delle Murge Baresi (1) – Riv. Ital. Paleont. 85: 411-480, Taf. 31-44., Rom.
- LUPERTO SINNI, E. (1979b): *Praechrysalidina infracretacea* n.gen. n.sp. (Foraminiferida) del Cretaceo inferiore delle Murge baresi. - Studi geol. morfol. regione pugliese, Bari, 5: 1-16, 3 Taf., Bari.
- LUPERTO SINNI, E. und MASSE, J.P. (1993): Specie nuove di Foraminiferi bentonici dell'Aptiano inferiore carbonatico delle Murge (Italia meridionale). – Riv. It. Paleont. Strat. 99 (2): 213-224, 3 Taf., Rom.
- LYELL, C. (1848): On the relative age and position of the so-called Nummulite limestone of Alabama. – Quart. J. Geol. Soc. London, 4: 10-16, London.
- MADDOCKS, R.F. (1969): Revision of recent Bairdiidae (Ostracoda). – U.S. Nat. Mus. Bull. 295: 126 S., 63 Abb., 2 Taf., Washington D. C.
- MAGNIEZ-JANNIN, F. (1979): Les foraminifères du stratotype de l'Albien: Biozonation, Paleoécologie. - Les Stratotypes Français 5 (L'Albien de l'Aube): 195-263, 6 Taf., Paris.

- MAJORAN, S. (1988): Comments on a miscellaneous ostracod group from the mid-Cretaceous of the south shelf of the Tethys sea. - J. Afr. Earth Sci. 7 (4): 691-702, 4 Taf., Oxford.
- MAJORAN, S. (1989): Mid-Cretaceous Ostracoda of northeastern Algeria. - Fossils and Strata 27: 1-67, 17 Taf., Uppsala.
- MAJORAN, S. (1996): Mid-Cretaceous "*Veeniacythereis*" (Ostracoda) from Africa and the Middle East -. N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 1996 (3): 183-192, 1 Abb., Stuttgart.
- MALZ, H. (1980): *Foveoleberis* n. gen. aus dem Pazifik. - Senckenbergiana biol. 60: 413-425, 3 Taf, Frankfurt/Main.
- MALZ, H. (1981): Paleozäne Ostracoden von den Emperor Seamounts, NW - Pazifik. - Zitteliana 7: 3 - 29, 5 Abb., 7 Taf., München.
- MAMGAIN, V.D. und JAGANNATHA RAO, B.R. (1962): A note on the Orbitolines from Dras, J. and K. State. – Indian Minerals, Geol. Surv. India: 184-186, Taf. 6., Delhi.
- MANCINELLI, A.; CHIOCCHINI M. und COCCIA, B. (2003): Orbitolinidae and Alveolinidae (Foraminiferida) from the uppermost Albian-lower Cenomanian of Monti d'Ocre (Abruzzi, Italy). - Cret. Res. 24 (6): 729-741, 9 Figs., Amsterdam.
- MARIE, P. (1946): Sur *Laffitteina bibensis* et *Laffitteina monodi* nouveaux genre et nouvelles espèces de Foraminifères du Montien. – Bull. Soc. Géol. France, Sér. 5, 15 (1945): 419-434., Taf. 5, Paris.
- MASON, E. 1962: Report on the Geology of the Area North of Hargeisa and Laferug, Hargeisa and Berbera Districts. Somali Rep. Geol. Survey Rept. 7, 34 S., London.
- MASSE, J.-P.; BORGOMO, J. und AL MASKIRY, S. (1997): Stratigraphy and tectonosedimentary evolution of a late Aptian-Albian carbonate margin: the northeastern Jebel Akhdar (Sultanate of Oman). – Sed. Geol. 113 (1997): 269-280; Elsevier Science B.V.
- MASSE; J.-P. und UCHMAN, A. (1997): New biostratigraphic data on the Early Cretaceous platform carbonates of the Tatra Mountains, Western Carpathians, Poland. – Cret. Res 18 (5): 713-729, 9 Figs., Amsterdam.
- MATSUMARU, K. (1997): On *Pseudorbitoides trechmanni* DOUVILLÉ (Orbitoidal Foraminifera) from Turkey. – Rev. Micro-paléont. 40 (4): 339-346, 1 Taf., Paris.
- MAYNC, W. (1953): *Pseudocyclammina hedbergi* n. sp. from the Urgo-Aptian and Albian of Venezuela. - Contr. Cushman Found. Foram. Res. 4 (3): 101-103, Taf. 5, Washington D. C.
- MAYNC, W. (1953): *Hemicyclammina sigali* n.gen. n.sp. from the Cenomanian of Algeria. - Contr. Cushman Found. Foram. Res. 4 (4): 148-150, Taf. 149, 150, Washington D. C.
- MACFAYDEN, W. A. (1933): The Geology of British Somaliland with a geological map 1:1.000.000. - Government Somaliland Protectorate. Crown Agents, 87 S, London.
- MACFAYDEN, W.A. (1935): Cretaceous foraminifera of the Genus Orbitolina. In: MACFAYDEN, W.A. (Ed.): The Mesozoic Paleontology of British Somaliland.: 21-22, 1 Taf., London.
- MAC KENZIE, D.P., DAVIES, D. und MOLNAR, P. (1970): Plate Tectonics of the Red Sea and East Africa. - Nature 226: 243-248, London.
- MARTIN, R.E. [Ed.] (2000): Environmental micropaleontology: The application of microfossils to environmental geology. XVIII + 481 S. – Kluwer Acad. Press, New York.
- MAXAMED, C.A. und CARUSH, M.A. (1982): The Indo-Mediterranean characters of the Somali shallow marine benthic faunas from Jurassic up to Oligocene. - Boll. Soc. Palaeont. Italiana 21 (2, 3): 243–254, Rom.

- MC CONNEL, R.B. (1970): Evolution of Rifting in Africa. - Nature 227: 699, London.
- MC CONNEL, R.B. (1972): Geological evolution of the rift system of eastern Africa. - Geol. Soc. Amer. Bull. 83: 2549-2572, Boulder, Colorado.
- M'COY, F. (1844): A Synopsis of the characters of the Carboniferous Limestone fossils of Ireland. – (First Edition) I-VIII, 5-207, 29 Taf., Dublin.
- MEHRNUSCH, M. (1973): Eine Orbitoliniden-Fauna aus der Unterkreide von Esfahan (Zentral-Iran). - N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 1973: 374-382, 14 Abb., Stuttgart.
- MERİÇ, E. (1980): *Pseudomphalocyclus blumenthali*, a new genus and species from the Upper Maastrichtian of Turkey. – Micropaleontol. 26 (1): 84-89, 2 Taf., New York.
- MERİÇ, E. und GÖRMÜS, M. (2001): The genus *Loftusia*. – Micropaleont. 47, Suppl. 1: 1-73, 20 Taf, New York.
- MERİÇ, E., GÖRMÜS, M., LUGER, P., INAN, N. und ÇORUH, T. (2010): Paleogeographical distribution of *Pseudomphalocyclus blumenthali* MERİÇ (Foraminiferida) in the Maastrichtian of the eastern central Tethys with a short taxonomical review of some orbitoid Foraminifera. – Rev. Esp. Micropal. 42 (2): 119 – 127, Madrid.
- MERLA, G., ABBATE, E., AZZAROLI, A., BRUNI, P., CANUTI, P., FAZZUOLI, M., SAGRI, M. und TACCONI, P. (1979): A Geological Map of Ethiopia and Somalia (1973) 1 : 2.000.000 and Comment with a map of major Landformes. - C.N.R., Rom, 95 S., Centro Stampa, Firenze.
- METTE, W. (1993): Stratigraphie und Fazies des Jura von Nordsomalia. – Berliner geowiss. Abh. A 149: 125 S, 26 Abb., 15 Taf., Berlin.
- METTE, W. (2004): Middle to Upper Jurassic sedimentary sequences and marine biota of the early Indian Ocean (Southwest Madagascar): some biostratigraphic, palaeoecologic and palaeobiogeographic conclusions. - J. Afr. Earth Sci. 38: 331-342, Elsevier, Amsterdam.
- METTE, W. und GEIGER, M. (2004a): Bajocian and Bathonian ostracods and depositional environments in Madagascar (Morondava Basin and southern Majunga Basin).- Beringeria, 34: 37-56, Würzburg.
- METTE, W. und GEIGER, M. (2004b): Taxonomy, stratigraphy and palaeoenvironments of Callovian ostracods from the Morondava Basin (south-west Madagascar). - Beringeria, 34: 57-87, Würzburg.
- METTE, W. und GEIGER, M. 2004: Ostracod assemblages and depositional environments in the Middle Oxfordian to early Kimmeridgian of south-west Madagascar. - Beringeria, 34. 89-115, Würzburg.
- MONTANARI, L. (1964): *Orbitolina praecursor*, nuova specie del Cretaceo inferiore della Sicilia. - Riv. Ital. Paleont. 70 (2): 265-276, 3 Taf., Rom.
- MONTENAT, C.; RAMAHAVORY, L. und CROISILE, M. (1996): Tectonic and sedimentary evolution of the Western Madagascan Margin during the Jurassic in the Morondava Basin, Madagascar. – Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine 20 (2): 323-340, Pau.
- MOORE, R.C. (ed.) (1961): Treatise on Invertebrate Paleontology. Part Q - Arthropoda, Crustacea, Ostracoda. - 442 S., 334 Abb., Kansas.
- MOOS, B. (1965): Die Ostracoden-Fauna des Unteroligozäns von Bünde (Bl. Herford-West, 3817) und einige verwandte jüngere Arten (Ostr., Crust.). I. *Quadracythere* (*Hornibrookella*) n.subg., *Pokornyella*, *Hemicythere*, *Hermanites*. - Geol Jb. 82: 593 - 630, pl. 34-39, Hannover.
- MORKHOVEN, E.P.C.M. VAN (1963): Post-Paleozoic Ostracoda. 1., 2. 1.: 204 S., 79 figs., 9 Taf. (1962). 2.: 478 S., 763 Abb., 4 Taf., Elsevier, Amsterdam-London-New York.

- MORRISON, J.; BIRSE, A.; SAMUEL, A.; RICHARDSON, S.M.; HARBURY, N. und BOTT, W.F. (1997): The Cretaceous sequence stratigraphy of the Socotran Platform, the Republic of Yemen. – Mar. Petrol. Geol. 14 (6): 685-699, London.
- MOULLADE, M.; BELLIER, J.-P. und TRONCHETTI, G. (2002): Hierarchy of criteria, evolutionary processes and taxonomic simplification in the classification of Lower Cretaceous planktonic foraminifera. – Cret. Res. 23 (1): 111-148, 6 Figs., Amsterdam.
- MOULLADE, M. und PEYBERNES, B. (1974): Etude microbiostratigraphique de l'Albien du massif de Montgri (Prov. Gerona, Espagne). Description de *Hensonina* n.gen. (Generotype: *Trocholina lenticularis* Henson 1947) Foraminiferida, Fam. Involutinidae). - Arch. Sci. Geneve (1973) 26 (2): 173-181, Taf. 3., Genf.
- MOULLADE, M., PEYBERNES, B., REY, J. und SAINT-MARC, P. (1980/1984): Interet stratigraphique et repartition paléobiogéographique des Orbitolinides mesogéens (Crétacé inférieur et moyen). - Ann. Mus. Hist. Nat. Nice 6: 22-41.
- MOULLADE, M., PEYBERNES, B., REY, J. und SAINT-MARC, P. (1985): Biostratigraphic interest and paleobiogeographic distribution of Early and Mid-Cretaceous mesogean orbitolinids (Foraminiferida). - J. Foram. Res. 15 (3): 149-158, 2 Taf., Washington D. C.
- MOULLADE, M. und SAINT MARC, P. (1975): Les <<Mésorbitolines>>: révision taxionomique, importance stratigraphique et paléobiogéographique. - Bull. Soc. géol. France, (7) 17 (5): 828-842, 2 Taf., Paris.
- MOULLADE, M.; TRONCHETTI, G. und BELLIER, J.-P. (2008): Associations et biostratigraphie des Foraminifères benthiques et planctoniques du Bédoulien sommital et du Gargasien inférieur de La Tuilière - St-Saturnin-lès-Apt (aire stratotypique de l'Aptien, Vaucluse, SE France). - Carnets de Géologie / Notebooks on Geology, Article 2008/01 (CG2008_A01), 50 p., 8 fig., 10 pls.
- MUELLER, G.W. (1894): Die Ostracoden des Golfes von Neapel und der angrenzenden Meeres-Abschnitte. – Fauna und Flora des Golfes von Neapel und der angrenzenden Meeres-Absschnitte. Herausgegeben von der zoologischen Station zu Neapel: 21: I-VIII, 404 S., 40 Taf., Berlin.
- MUNIER-CALMAS, E (1887): Sur la *Cyclolina* et trois nouveaux genres de foraminifères de couches à Rudistes: *Cyclopsina*, *Dicyclina* et *Spirocyclina*. – Compte Rendu des Séances, Soc. Géol. France 1887: 30-31., Paris.
- MURRAY, J.W. (1991): Ecology and Palaeoecology of Benthic Foraminifera. IV + 397 S. – Longman Scientific & Technics, New York.
- NEAGU, T. (1975): Monographie de la faune des Foraminifères éocétacés du couloir de Dimboviciora, de Codlea et des Monts Percaru (couches de Carbraga). - Mem. Inst. Geol. Geoph., Bucarest, 25: 141 S., 110 Taf., Bucuresti.
- NEAGU, T. (1995): The Cretaceous *Trocholina* Group and some related Genera from Romania. Part II. – Rev. Esp. Micropal. 27 (2): 5-40, 14 Taf., Madrid.
- NEALE, J.W. (1960): Marine Lower Cretaceous Ostracoda from Yorkshire, England. – Micropaleont. 6 (2): 203-224, 4 Taf., New York.
- NEALE, J.W. (1964): Some indicators influencing the distribution of recent British Ostracoda. – Pub. Staz. zool. Napoli 33 (1): 247-247, Napoli.
- NEALE, J.W. (1975): The Ostracod Fauna of the Santonian Chalk (Upper Cretaceous) of Gingin, Western Australia. - Spec. Pap. Paleontology 16: 131 S., 22 Taf., The Paleontological Association, London.
- NEALE, J.W. und SINGH, P. (1985): Ostracoda from the Middle Eocene of Assam. - Palaeontology 28 (2): 355-385, Taf. 40-46, London.
- NEUMANN, M. (1965): Contribution à l'étude de quelques Lituolidés du Cénomaniens de l'île Madame (Charente-Maritime). – Rev. Micropaléont. 8 (2): 90-95, 2 Taf., Paris.

- NEUMANN, M. (1978): Contribution a l'étude du genre *Pseudorbitolina marthae* DOUVILLÉ 1919 (Foraminifère). – Rev. Micropaléont. 20 (4): 197-205, 2 Taf., Paris.
- NEUMANN, M. (1987): Le genre *Orbitoides*. I. Reflexions sur les espèces primitives attribuées a ce genre. - Rev. Micropaléont. 29 (4): 220-261, 4 Taf., Paris.
- NICHLOLAS, C. J.; PEARSON, P. N.; BOWN, P. R.; JONES, T. D.; HUBER, B. T.; KAREGA, A.; LEES, J. A.; McMILLAN, I. D.; O'HALLORAN, A.; SINGANO, J. M. und WADE, B. S. (2006): Stratigraphy and sedimentology of the Upper Cretaceous to Paleogene Kolwas group, southern coastal Tanzania. – J. Afr. Earth Sci. 45: 431-466, 2 Taf., Elsevier Ltd, Science Direct.
- NICHOLAS, C.J.; PEARSON, P.N., McMILLAN, I.K.; DITCHFIELD, P.W. und SINGANO, J.M. (2007): Structural evolution of southern coastal Tanzania since the Jurassic. – J. Afr. Earth Sci. 48 (2007): 273-297, Science Direct.
- NICHLOLAS, C. J.; PEARSON, P. N.; SINGANO, J. M.; BOWN, P. R.; COXALL, H.K.; van DONGEN, B.E.; HUBER, T. J.; KAREGA, A.; LEES, J. A.; MacLEOD, K.; McMILLAN, I. K.; PANCOST, R. D. PEARSON, M. und MSAKY, E (2006): Further Paleogene and Cretaceous sediment cores from the Kilwa area of coastal Tanzania: Tanzania Drilling Project Sites 6-10. - J. Afr. Earth Sci. 45: 279-317, 6 Taf., Elsevier Ltd; Science Direct.
- NICHLOLAS, C. J.; PEARSON, P. N.; SINGANO, J. M.; BOWN, P. R.; COXALL, H.K.; van DONGEN, B.E.; HUBER, T. J.; KAREGA, A.; LEES, J. A.; MSAKY, E.M PANCOST, R. D.; PEARSON, M. und ROBERTS, A.P. (2004): Paleogene and Cretaceous sediment cores from the Kilwa and Lindi areas of coastal Tanzania: Tanzania Drilling Project Sites 1-5. – J. Afr. Earth Sci. 39: 25-632, 6 Taf., Elsevier Ltd; Science Direct.
- NORTON, I.O. und SCLATER, J.G. (1979): A model for the evolution of the Indian Ocean and the breakup of Gondwanaland. – J. Geophys. Res. 84: 6803-6830, Washington.
- NYAGAH, K. (1995): Stratigraphy, depositional history and environments of deposition of Cretaceous through Tertiary strata in the Lamu Basin southeast Kenya and implications for reservoirs for hydrocarbon exploration.- Sed. Geol. 96: 43-71, Elsevier Science B.V.
- OERTLI, H.J. (1957): Ostracodes du Jurassique supérieur du Bassin de Paris (Sondage Vernon 1). - Rev. Inst. Franç. Pétr. 12 (6): 647-695, 7 Taf., Paris.
- OERTLI, H.J. (1959): *Euryitycythere* und *Parexophthalmocythere* zwei neue Ostrakoden-Gattungen aus der Unterkreide Westeuropas. - Paläont. Z. 33 (4): 241-246, Taf. 32, Stuttgart.
- OMARA, S.M. (1956): New Foraminifera from the Cenomanian of Sinai, Egypt. – J. Paleont. 30 (4): 883-890, 2 Taf., Tulsa.
- PAALZOW, R. (1932): Die Foraminiferen aus den Transversarius-Schichten und Impressum-Tonen der nordöstlichen Schwäbischen Alp. – Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württemberg 88: 81-142, Taf. 4-11, Stuttgart.
- PARKER, W.K. und JONES, T.R. (1859): On the nomenclature of the foraminifera. II. On the species enumerated by Walker and Montagu. – Ann. Mag. Nat. Hist., Ser. 3, Vol. 4: 333-351, London.
- PARONA, C.F. (1914): Per la geologia della Tripolitania. – Atti r. Acc. Sc. Torino 50 (1914-1915): 2-26, Turin.
- PARSON, L., ROBERTS, D. und MILES, D. (1981): Magnetic anomalies in the Somali Basin, north-west Indian Ocean. – Geophys. J. R. Astronom. Soc. 65: 260.
- PÉLISSIÉ, T., PEYBERNÈS, B. und REY, J. (1982): Tectonique des plaques et paléobiogéographie des grands Foraminifères benthiques et des Algues calcaires du Dogger a l'Albien sur le pourtour de la Mésogée. - Bull. Soc. géol. France (7) 24 (5/6): 1069-1076.

- 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.
- PICCOLI, P., BOCCALETTI, M., ANGELUCCI, A., ROBBA, E., ARUSH, M.A. und CABDULQAADIR M.M. (1986): Geological History of Central and Southern Somalia since the Triassic. - Mem. Soc. Geol. It. 31: 415-425, Rom.
- PONS, J.M., SCHROEDER, J.H., HÖFLING, R. und MOUSSAVIAN, E. (1992): Upper Cretaceous rudist assemblages in northern Somalia. – Geologica Rom. 28: 219-241, 20 Abb., 1 Taf., Rom.
- POWELL, C.Mc.A.; ROOTS, S.R. und VEEVERS, J.J. (1988): Pre-breakup continental extension in east Gondwanaland and the early opening of the eastern Indian Ocean. – Tectonophysics 155: 261-283, Amsterdam.
- POZZI, R.; ROBBA, E.; BERNASCONI, M.P. und MAXAMED, X.S. (1985): Late Paleogene – Early middle Miocene Formations in Obbia Area (Mudug Region – Central Somalia). – Mem. Sci. Geol. 37: 423-434, 1 Fig., 2 Taf., Padua.
- PLUMMER, H.J. (1931): Some Cretaceous foraminifera in Texas. - Bull. Texas Univ. Bur. Econ. Geol. 3101: 109 - 203, 15 Taf., Austin, Texas.
- POKORNY, V. und COLIN, J.P. (1976): *Kamajcythereis* gen. n. (Ostracoda, Crustacea) and the parallelism in the phylogeny of the Protocytheridae and the Trachyleberididae. – Casopis pro Mineralogii a Geologii (J. Min. Geol.) 21 (1): 23-30, 1 Taf., Praha.
- POWELL, C.Mc.A.; ROOTS, S.R. und VEEVERS, J.J. (1988): Pre-breakup continental extension in East Gondwanaland and the early opening of the eastern Indian Ocean. – Tectonophysics 155: 261-283, Amsterdam.
- POWERS, R.W. (1968): Saudi Arabia. In: Lexique Stratigraphique International. III Asie. Fasc. 10a: 177 S.; Géol. Congr. Comm. Stratigr. Centre Nat. Recherche, Paris.
- PRESTAT, B. (1977): Marqueurs micropaléontologiques du Jurassique et du Crétacé de Somalie centrale. – VI. Coll. Afr. Micropal., Tunis 1974. Ann. Mines Géol. 28 (1): 273-309, Tunis.
- PUCKETT, M. (2002): Systematics and paleobiogeography of brachytherine Ostracoda. – Micropaleontol. 48, Suppl. 2: 87 S, 15 Taf., New York.
- PURSER, B.H. und BOSENCE, D.W.J. (1998) (Eds.): Sedimentation and Tectonics in Rift Basins. - 663 S., CHAPMAN & HALL, London.
- RABINOWITZ, P.D; COFFIN, N.M.F. und FALVEY, D. (1983): The separation of the Madagascar and Africa. – Science 220: 67-69, Washington D.C.
- RABINOWITZ, P.D. und LABREQUE, J.L. (1979): The Mesozoic South Atlantic and the evolution of its continental margins. – J. Geophys. Res. 84: 5973-6002, Washington, D.C.
- RAFARA, A.H., 1990. Les Ostracodes du Jurassique Moyen-Néocomien du Bassin de Majunga (Madagascar) e comparaison avec les autres faunes gondwaniennes.- Geobios 23, 415-443, Elsevier, Amsterdam.
- RAHAGHI, A. (1976): Contribution a l'étude de quelques grands foraminifères de l'Iran. Parts 1-3. - Soc. Nat. Iran. Petr., Publ. No. 6, 69 S., 10 Taf., Teheran.
- RAHAGHI, A. (1992): The geographic and stratigraphic range of the Genus *Laffitteina* MARIE 1946, with description of *Laffitteina jaskii* n. sp. – Rev. Esp. Micropal. 24 (3): 5-11, 1 Taf. Madrid.
- RANDRIANASOLO, A. (1981): Le Cénomanién de la région d'Antsiranana (Diego-Suarez), biostratigraphie basée sur les Foraminifères planctoniques. - 26th Congr. Géol. Int. Paris. Cah. Micropal. 1981 (2): 85-108.

- RANDRIANASOLO, A. (1983): Contribution des foraminifères planctoniques de Madagasikara a la biostratigraphie du Coniacien au Maastrichtien. - Colloque sur le Sénonien, Marseille, septembre 1983, Géol. Médit. 10 (3): 127-136.
- RANDRIANASOLO, A. und ANGLADA, R. (1984): Le Turonien du Nord de Madagasikara; études biostratigraphiques. - in: C.A.M. IX. Coll. Africain de Micropaléontologie; Conférences scientifique des P.I.C.G. (UNESCO) No. 183 & 174, Geol. Médit. 11 (1): 117-129, Paris.
- RANOROARISOA, A., BELLIER, J.-P., NEUMANN, M. und LAMBERT, B. (1987): Campanian-Maastrichtian calcareous nannofossils and planktonic foraminifera of Madagascar, Morondava Basin. - C. R. Acad. Sci., Ser. 2, 305 (7): 653-656. Paris.
- RANDRIANASOLO, A. und PHILIP, J. (1989): Le Turonien du Nord de Madagascar dans son cadre Géodynamique. - Geobios Mem. Spec. 11: 119-129, Lyon.
- RAZAFINDRAZAKA, Y.; RANDIRAMANANJARA, T.; PIQUÉ, A.; THOUIN, C.; LAVILLE, E.; MALOD, J. und RÉHAULT, J.P. (1999): Late Paleozoic and Mesozoic extension and sedimentation in the Majunga Basin (northwestern Madagascar). - J. Afr. Earth Sci. 28 (4): 949-959; Pergamon – Elsevier Ltd., Great Britain.
- REDMOND, C.D. (1964): Lituolid foraminifera from the Jurassic and Cretaceous of Saudi Arabia. - Micropaleont. 10 (4): 405-414, 2 Taf., New York.
- REICHEL, M. (1933): Sur une Alvéoline cénomanienne du Bassin du Beausset. - Ecl. géol. Helv. 26 (2): 269-283, 14 Abb., Bâle.
- REICHEL, M. (1936/1937): Étude sur les Alvéolines. - Mém. Soc. Pal. Suisse 57-58: 147 S., 11 Taf., Bâle.
- REICHEL, M. (1949): Sur une nouvel Orbitoïde du Crétacé supérieur hellénique. - Ecl. géol. Helv. 42 (2): 480-485, 10 Abb., Bâle.
- REISS, Z. (1963): Reclassification of perforate foraminifera. - Bull. Geol. Surv. Israel. 35: 111 S., 8 Taf., Jerusalem.
- REISS, Z., HAMAOU, M. und ECKER, A. (1964): *Pseudedomia* from Israel. - Micropaleont. 10 (4): 431-437, 2 Taf., New York
- REISS, Z. und HOTTINGER, L. (1984): The Gulf of Aqaba. VIII + 354 S. - Springer, Berlin, Heidelberg, New York.
- REUSS, A.E. (1845): Die Versteinerungen der böhmischen Kreideformation. Erste Abtheilung. Teil 2: 1-148, Taf. 14-51. -E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung und Druckerei, Stuttgart.
- REUSS, A.E. (1860): Die Versteinerungen der westfälischen Kreideformation. - Sitzungsber. k. Akad. Wiss. math.-naturw. Cl. 40: 1-94, 13 Taf., Wien.
- REUSS, A.E. (1862): Entwurf einer systematischen Zusammenstellung der Foraminiferen. Sitzungsber. k. Akad. Wiss. math.-naturw. Cl. (1861): 44 (1): 355-396, Wien.
- REUSS, A.E. (1863): Die Foraminiferen des norddeutschen Hils und Gault. - Sitzungsber. k. Akad. Wiss. math.-naturw. Cl. 46: 5-100, 13 Taf., Wien.
- REY, J., BILOTTE, M. und PEYBERNES, B. (1977): Analyse biostratigraphique et paléontologique de l'Albien marin d'Estremadura (Portugal). - Geobios 10 (3): 369-393, 3 Taf., Lyon.
- REYMENT, R.A. (1960): Studies on Nigerian Upper Cretaceous and Lower Tertiary Ostracoda: I., Senonian and Maastrichtian Ostracoda. - Stockh. Contr. Geol. 7: 238 S., 71 Abb., 23 Taf., Stockholm.
- REYMENT, R.A. (1963): Studies on Nigerian Upper Cretaceous and Lower Tertiary Ostracoda: II., Danian, Paleocene and Eocene Ostracoda. - Stockh. Contr. Geol. 10: 286 S., 81 Abb., 23 Taf., Stockholm.

- REYMENT, R.A. (1978): Quantitative biostratigraphical analysis exemplified by Moroccan Cretaceous Ostracodes. - *Micropaleont.* 24 (1): 24 - 42, 2 Taf., New York.
- REYMENT, R.A. (1979): Signification paléobiogéographique de la répartition de *Oertliella tarfayaensis* au Maroc. - *Rev. Micropaléont.* 22 (3): 186-190, 1 Taf., Paris.
- REYMENT, R.A., 1980. Beobachtungen über die Ostrakoden der Coniactransgression im Saharagebiet. - *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.* 1980 (4), 252-256, Stuttgart.
- ROEMER, F.A. (1839): Die Versteinerungen des norddeutschen Oolithen-Gebirges. Ein Nachtrag. - 59 S., 5 Taf., Hahn'sche Hofbuchhandlung, Hannover.
- ROEMER, F. (1842): Neue Kreide-Foraminiferen. – *N. Jb. Miner.* 1842, S. 272, Stuttgart.
- ROEMER, F. (1849): Texas, mit besonderer Hinsicht auf deutsche Auswanderung und die physischen Verhältnisse des Landes. 464 S., Bonn.
- ROGERS, R.R., HARTMAN, J.H. und KRAUSE D W. (2000): Stratigraphic Analysis of Upper Cretaceous Rocks in the Mahajanga Basin, Northwestern Madagascar: Implications for Ancient and Modern Faunas. – *J. Geol.* 108: 375-401, Chicago.
- ROSENFELD, A. (1981): *Cytherella gigantosulcata* (Ostracoda), a replacement for *Cytherella sulcata* Rosenfeld 1974 – *J. Paleontol.* 55: 896, Tulsa.
- ROSENFELD, A. und RAAB, M. (1974): Cenomanian-Turonian Ostracods from the Judea Group in Israel. - *Geol. Surv. Israel Bull.* 62: 1-64, 6 Taf, Jerusalem.
- ROSENFELD, A. und RAAB, M. (1984): Lower Cretaceous ostracodes from Israel and Sinai. - *Israel J. Earth Sci.* 33: 85-134, 11 Taf, Jerusalem.
- ROTH, R. (1928): *Monoceratina*: A new genus of Ostracoda from the Pennsylvanian of Oklahoma. – *J. Paleont.* 2 (1): 15-19, 2 Abb., Bridgewater (Massachusetts).
- RÜCKHEIM, S. und MUTTERLOSE, J. (2002): The Early Aptian migration of planktonic foraminifera to NW Europe: onset of the mid-Cretaceous plankton revolution in the Boreal Realm. – *Cret. Res.* 23: 49-64, Elsevier, Rotterdam.
- RUSSO, A., BOSELLINI, F.R., MOHAMED, C.M. und YUSUF, S.M. (1990): Paleoenvironmental analysis and cyclicity of the Mustahil Formation (Cretaceous of Somalia). - *Riv. It. Paleont. Strat.* 96 (4): 487-500, Milano.
- SAGGERSON, E.P. und MILLER, J.M. (1957): Geology of the Takabba-Wergdud Area, Mandera District. – *Rep. Geol. Surv. Kenya* 40, 42 S., Nairobi. (Zitat aus SCHÜTER, 1997).
- SAID, RAKIA. (1978): Etude stratigraphique et micropaléontologique du passage Crétacé-Tertiaire du Synclinal d'Elles (Région Siliana-Sers) Tunisie centrale. - Thèse Doct. 3eme Cycle, Univ. Paris VI, 275 S., 10 Tab., 8 Abb., 30 Taf., Paris.
- SAINT-MARC, P. (1970): Contribution à la connaissance du Crétacé basal au Liban. - *Rev. Miropaléont.* 12 (4): 224-233, 3 Taf., Paris.
- SAINT-MARC, P. (1974): Etude stratigraphique et micropaléontologique de l'Albien, du Cénomaniens et du Turonien du Liban. - *Notes Mém. Moyen Orient* 13: 342 S., 20 Taf., Paris.
- SAINT-MARC, P. (1978): *Heterocoskinolina ruskei* n. Gen. n. sp., Orbitolinidé nouveaux du Cénomaniens du Proche-Orient – Remarques sur la Sous-Famille des Dictyoconinae. – *Archives des Sciences*, Genève: 31: 51-56, 2 Taf., Geneve.
- SAINT-MARC, P. (1978): Arabian Peninsula. - In: MOULLADE, M. und NAIRN, A.E.M. (Eds.): *The Phanerozoic Geology of the world. The Mesozoic.* A: 435-462, Elsevier, Amsterdam.

- SAINT-MARC, P. (1981): Lebanon. In: REYMENT, R.A. und BENGTON, P (Eds.): Aspects of Mid-Cretaceous Regional Geology.: S. 103-131, Taf. 1-4, Academic Press, London.
- SAINT-MARC, P. (1982): Distribution paleoécologique et paléobiogéographique des grands Foraminifères benthiques du Cénomaniens. - Rev. Esp. Micropal. 14: 247-262, Madrid.
- SALAJ, J. (1990): Problematic age of the Lower Cretaceous foraminiferal zone *Leupoldina cabri*. – Západné Karpaty, sér. paleontol. 14: 21-25, Taf. 18-19, Geol. Úst. D. Štura, Bratislava.
- SAMPO (1969): Microfacies and microfossils of the Zagros area Southwestern Iran (from pre-Permian to Miocene). - Internat. sediment. petrograph. Ser. 12: 102 S., 105 Taf., Brill, Leiden.
- SAMUEL, M.A.; HARBURY, N.; BOTT, R. und THABET, A.M. (1997): Field observations from the Socotran platform: their interpretation and correlation to Southern Oman. – Mar. Petrol. Geol. 14 (6): 661-673, London.
- SANTOCHI, L. (1948): Brachiopodi del Cretaceo della Somalia. - Palaeontogr. Ital. 32 (6): 97–100, 4 Abb., Pisa.
- SARS, G.O. (1866): Oversigt af Norges marine Ostracoder. – Forhandling i Videnskabs-Selskabet i Christiania 1865: S.1-130, Tab. I-III (= Tafeln), Christiania.
- SCHLUMBERGER, C. (1902): Deuxième note sur les *Orbitoides*. – Bull. soc. géol. France, Ser. 4, 2: 255-261, Taf. 6-8, Paris.
- SCHLUMBERGER, C. (1905): Note sur le genre *Choffatella* n. gen. -. Bull. Soc. géol. France, Sér. 4, 4: 763-764, Taf. 18, Paris.
- SCHLUMBERGER, C. und MUNIER-CHALMAS, E. (1884): Note sur les Miliolidées trématophorées. - Bull. Soc.Géol. France, sér. 3, 12: 629-630, Paris.
- SCHLÜTER, T. (1997): Geology of East Africa. - I-XII +484 S., Gebr. Borntraeger, Berlin – Stuttgart.
- SCHLÜTER, T. (2006): Geological Atlas of Africa. I-XI + 272 S., Springer, Berlin – Heidelberg.
- SCHRANK, E. (1990): Upper Cretaceous coal-bearing sediments in Northern Somalia: Short note on palynological age and palaeoenvironment. - Berliner geowiss. Abh. A 120 (2): 633-638, Berlin.
- SCHRANK, E. (1994): Palynology of the Yesomma Formation in Northern Somalia: A study of Pollen, Spores and associated Phytoplankton from the Late Cretaceous Palmae Province. – Palaeontogr. Abt. B 231 (1-6): 63-112, Stuttgart.
- SCHRANK, E. (2005): Dinoflagellates and associated aquatic Palynomorphs from the Tendaguru Beds (Upper Jurassic-Lower Cretaceous) of southeast Tanzania. – Palynology 29 (2005): 49-85, New York.
- SCHREIBER, W. (1993): Sedimentological and geochemical aspects of the Taleh Formation (Eocene) in North Somalia. – In: THORWEIHE, U. und SCHANDELMEIER, H.: Geoscientific Research in Northeast Africa: 449-454, Balkema, Rotterdam.
- SCHROEDER, R. (1962): Orbitolinen des Cenomans Südwesteuropas. - Paläont. Z. 36 (3/4): 171-202, 2 Taf., Stuttgart.
- SCHROEDER, R. (1963a): Grundlagen einer Orbitoliniden-Biostratigraphie des tieferen Urgons im pyrenäisch-kantabrischen Grenzgebiet (Nord-Spanien). - N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 1963 (6): 320-326, Stuttgart.
- SCHROEDER, R. (1963b): *Palorbitolina*, ein neues Subgenus der Gattung *Orbitolina* (Foram.). - N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 117: 346-359, 2 Taf., Stuttgart.

- SCHROEDER, R. (1964a): Zur Evolution der Cenoman-Orbitolinen. Eine Entgegnung an J. Hofker jun. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 1964 (11): 682-693, 3 Abb., Stuttgart.
- SCHROEDER, R. (1964b): Orbitoliniden-Biostratigraphie des Urgons nordöstlich von Teruel (Spanien). - N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 1964 (8): 462-474, 4 Abb., Stuttgart.
- SCHROEDER, R. (1965): *Neorbitolinopsis* n.gen. und ihre systematische Position innerhalb der Orbitoliniden. - Ecl. geol. Helv. 58 (1): 579-589, 1 Taf., Bâle.
- SCHROEDER, R. (1973): El corte de Aulet (Prov. de Huesca). Evolucion de las Orbitolinas en el limite del Cretaceo inferior superior. - XIII Col. Europ. Micropal.:141-149, 3 Abb., Pablo López, Madrid..
- SCHROEDER, R. (1975): General evolutionary trends in Orbitolinas. - Rev. Esp. Micropal. Spec. Vol.: 117-128, 9 Abb., Madrid.
- SCHROEDER, R. (1997): Remarques sur une prétendue association de *Palorbitolina lenticularis/Valserina broennimanni* dans le Jura neuchâtelois. – Ecl. geol. Helv.90 : 263-267.
- SCHROEDER, R. und CHAROLLAIS, J. (1966): Quatrième note sur les Foraminifères du Crétacé inférieur de la région genevoise. Sur quelques Orbitolinidae des facies urgoniens. - Arch. Sci. 19: 93-114, 3 Taf., Genève.
- SCHROEDER, R., CONRAD, M.A. und CHAROLLAIS, J. (1968): Sixième note sur les Foraminifères du Crétacé inférieur de la région Genevoise. Contribution a l'étude des Orbitolinidae: *Valserina broennimanni* SCHROEDER und CONRAD, n. gen., n.sp.; *Paleodictyoconus barremianus* (Moullade) et *Paleodictyoconus cuvillieri* (Foury). - Arch. Sci. (1967) 20 (2): 199-222, 5 Taf., Genève.
- SCHROEDER, R. und DARMOIAN, S.A. (1977): *Gyroconulina columellifera* n.gen. n.sp., a complex ataxophragmiid foraminifer from the Aqra limestone (Maastrichtian) of Northern Iraq. - Boll. Soc. Paleont. Ital. 16 (1): 117-123, 2 Taf., Rom.
- SCHROEDER, R. und NEUMANN, M. (Coord.) (1985): Les grands Foraminifères du Crétacé moyen de la région méditerranéenne. - Geobios, Mem. Spec. 7: 160 S, 68 Taf., Lyon..
- SCHROEDER, R., SIMMONS, M.D, HART, M.B. und WILLIAMS, C.L.. (1986): A Note on the Occurrence of *Orbitolina (Orbitolina) sefini* Henson, 1948 (Foraminiferida in the Upper Greensand of S.W. England. – Cret. Res. 7: 381-387, 2 Figs., Amsterdam.
- SCHROEDER, R. und SIMMONS, M.D. (1988): Case 2663. *Orbitolina* d'Orbigny, 1850 (Foraminiferida): proposed confirmation of *Orbulites concava* Lamarck, 1816 as the type species. - Bull. Zool. Nom. 45 (4): 254-257, London.
- SCOTESE, C.R. (1991): Jurassic and Cretaceous plate tectonic reconstructions. – Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 87: 493-501, Amsterdam.
- SCOTESE, C.R., 2001a. Palaeogeographic maps. <http://www.scotese.com/cretaceous.htm> (seen 10/2006)
- SCOTESE, C.R., 2001b. Palaeogeographic maps. <http://www.scotese.com/K/t.htm> (seen 10/2006)
- SCOTESE, C.R.; GAHAGAN, L.M. und LARSON, R.L. (1988): Plate tectonic reconstructions of the Cretaceous and Cenozoic ocean basins. – Tectonophysics 155: 27-48, Amsterdam.
- SCOTESE, C.R. und GOLONKA, J. (1992): Palaeogeographic Atlas. – 34 S., PALEOMAP Project, U. Texas, Arlington.
- SEGOUFIN, J. und PATRIAT, P. (1981): Réconstruction de l'Océan Indien occidental pour les époques des anomalies M21, M2 et 34. Paléoposition de Madagascar. – Bull. Soc. géol. Fr. 23: 603-607, Paris.
- SHAHIN, A.M. (1993): Biostratigraphy of the subsurface Lower Cretaceous succession in the Bardawil area, northern Sinai, Egypt. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 1993 (7): 413-433, 6 Abb., Stuttgart.

- SHARLAND, P.R.; CASEY, D.M.; DAVIES, R.B.; SIMMONS, M.D. und SUTCLIFFE, O.D. (2004): Arabian Plate Sequence Stratigraphy. - *GeoArabia* 9 (1): 199-214, 2 Beilagen, Gulf Petrolink, Manama.
- SHI, TSEN-GUAN und HO, JUN-DE (1963): Discovery of fossil Ostracoda in the Khan-Yanpu Beds of the Chentsyanyan Formation in the Province Sechuan. – *Acta Palaeont. Sinica* 11 (1): 92-107, 2 Taf., Beijing. (in chinesisches mit russ. Zusammenfassung).
- SIDDIQUI, Q.A. (1971): Early Tertiary Ostracoda of the Family Trachyleberididae from West Pakistan. - *Bull. Brit. Mus. Nat. Hist. Geol., Suppl.* 9: 98 S., 42 Taf., London.
- SIDDIQUI, Q.A. und AL-FURAIH, A.A.F. (1981): A new Trachyleberid Ostracod Genus from the Early Tertiary of Western Asia. - *Paleontology* 24 (4): 877-890, 3 Taf., London.
- SIGAL, J. (1952): Aperçu stratigraphique sur la micropaléontologie du Crétacé. - XIX Congrès Géologique International, Monographies Régionales, première Série, 26, 1-47, Algérie.
- SILVESTRI, A. (1932): Foraminiferi del Cretaceo della Somalia. - *Palaeontogr. Ital.* 32 N.Ser. Vol. 2: 143-204, Taf. 9-15, Pisa.
- SILVESTRI, A. (1942): Orbitoline mesocretacee degli strati di Graua (Harar). - *Reale Accad. d'Italia. Estratto da Miss. Geol. nella Danalia Meridionale e nel Hararino.* - *Prom. A.G.I.P., Azienda Gen. Italiana Petroli*: 38 S. + Abb., Rom.
- SILVESTRI, A. (1948): Foraminiferi del Cretaceo della Somalia, Supplemento. - *Palaeontogr. Ital.* 32 N. Ser. (suppl.6): 63-96, 3 Taf., Pisa.
- SIMMONS, M.D. (1994): Micropalaeontological biozonation of the Kahmah Group (Early Cretaceous), Central Oman Mountains. – In: SIMMONS, M.D. (Ed.): *Micropaleontology and Hydrocarbon Exploration in the Middle East.*: 177-219, Taf. 9.1-9.6. *Brit. Micropal. Soc. Ser.*, Chapman and Hall, London.
- SIMMONS, M.D. und HART, M.B. (1987): The biostratigraphy and microfacies of the early to mid-Cretaceous carbonates of Wadi Ml'aidin, Central Oman Mountains. – In: HART, M.B. (Ed.): *Micropaleontology of Carbonate Environments*: 176-207, Taf. 10.1-10.5. *Brit. Micropal. Soc. Ser.*, Ellis Horwood Limited Publishers, Chichester.
- SIMMONS, M.D. und WILLIAMS, C.L. (1992): Cretaceous Orbitolinidae (Foraminifera) from Onshore and Offshore South-West England. – *J. micropalaeontol.* 11 (1): 21-30, 2 Taf., London.
- SMOUT, A.H. (1954): Lower Tertiary foraminifera from the Qatar Peninsula. - *Brit. Mus. Nat. Hist. Publ.*, 96 S., 15 Taf., London.
- SMOUT, A.H. (1955): Reclassification of the Rotaliidea (Foraminifera) and two new Cretaceous forms resembling *Elphidium*. – *J. Washington Acad. Sci.* 45 (7): 201-210, 10 Abb., Washington D. C.
- SMOUT, A.H. (1956): Three new Cretaceous genera of Foraminifera related to the Ceratobuliminidae. – *Micropaleont.* 2 (4): 335-348, 2 Taf., New York.
- SMOUT, A.H. (1963): The genus *Pseudedomia* and its phyletic relationships, with remarks on *Orbitolites* and other complex Foraminifera. - In: V. KÖNIGSWALD et al. (eds.): *Evolutionary Trends in Foraminifera*: 224-281, 10 Abb., Elsevier, Amsterdam.
- SÖNMEZ, N. (1963): Deux nouvelles genres d'ostracodes du paléogène de Thrace (Turquie). – *Rev. Micropaléont.* 6 (2): 76-84, 2 Taf., Paris.
- SOHN, I.G. (1959): Early Tertiary Ostracoda from West Pakistan. - *Mem. geol. Surv. Pakistan, Paleont. Pakistanica* 3: 1-91, 4 Taf., Qetta.
- SOHN, I.G. (1968): Paleogeographical implications of nonmarine Cretaceous Cyprideinae in Israel, and *Metacytheropteron parnesi* n.sp. (Ostracoda, Crust.). - *Israel J. Earth Sci.* 16 (3): 120-131, 1 Abb., 1 Taf. Jerusalem.

- SOMMAVILLA, E. (1977): Geologia strutturale della Somalia. - Quaderni di Geologia della Somalia. Univ. Naz. della Somalia, Fac. di Geologia, Mogadiscio: 60 – 93, Mogadishu.
- SOWERBUTTS, W.T.C. (1972): Rifting in Eastern Africa and the Fragmentation of Gondwana. - Nature 235: 435-437, London.
- SPÄTH, C. (1980): Albian age of Lower Cretaceous Beds East of Chalenze Confirmed by Macrofaunal evidence. – Geol. Assoc. Stud- Univ. Dar es Salaam 2: 25-27, Dar es Salaam.
- SPATH, L.F. (1925): Ammonites and Aptychi (from Somaliland). - Mon. Geol. Dept. Hunterian Mus. 1: 111-164, 2 Taf., 12 Abb., Glasgow.
- SPATH, L.F. (1930): The Jurassic Ammonite faunas of the neighbourhood of Mombasa. - Mon. Geol. Dept. Hunt. Mus.: 18-71. Glasgow.
- SPATH, L. F. (1933): Revision of the Jurassic cephalopod fauna of the Cuth. – Palaeontogr. indica N.S. 9, Mem. 2: 39-119.
- SPATH, L. F. (1935): Jurassic and Cretaceous Cephalopoda. - In: The Mesozoic Paleontology of British Somaliland. – Geol. Palaeont. Brit. Somaliland, II: 205-228, 2 Taf., Cardiff.
- STEFANINI, G. (1925): Description of fossils from south Arabia and British Somaliland. In: O.H. LITTLE "The Geography and Geology of Makalla (South Arabia)". - Egypt Geol. Survey: 143 – 250, 8 Taf., Cairo.
- STEFANINI, G. (1931): Sull' esistenza di terreni giurassici nella Migiurtinia settentrionale. - Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Proc. Verb. 40: 82-84, Pisa.
- STEFANINI, G. (1932): Premessa: Cenni sulle localita fossilifere cretacee della Somalia. - Palaeontogr. Ital. 32 (N.ser.vol.II): 131-141, Pisa.
- STEFANINI, G. (1932): Premessa: Cenni sulle localita fossilifere giurassiche della Somalia.- Paleontogr. Ital. 32 (N.ser.vol.II): 35-48, Pisa.
- STEFANINI, G. (1932): Cenni stratigrafici sulla serie di Lugh in Somalia. - Palaeontogr. Ital. 32 (N.ser.vol.II): 17-24, Pisa.
- STEFANINI, G. (1932): Avanci di molluschi della <<Serie di Lugh>> in Somalia. - Palaeontogr. Ital. 32 (N.ser. Vol.2): 25-27, 6 Fig., Pisa..
- STEFANINI, G. (1932): Echinodermi, Vermi, Briozoi e Brachiopodi del Giurassico della Somalia. - Palaeontogr. Ital. 32 (N.Ser. Vol. II): 81-141, Taf. 4-8, Pisa.
- STEFANINI, G. (1933): Premessa: Notice sulle formazioni plioceniche e pleistoceniche della Somalia. - Paleontogr. Ital. 32 N.Ser. (suppl.1): 55-66, Pisa.
- STEFANINI, G. (1933): Saggio di un carta dell'Eritrea, della Somalia e dell'Ethiopia alla scale di 1 : 2.000.000. - Firenze, Consiglio Naz. Ricerche, Com. Geol., 179 S., Florenz.
- STEFANINI, G. (1939): Molluschi del Giurassico della Somalia. Gasteropodi e Lamellibranchi. - Palaeontogr. Ital. 32 (N. Ser. Vol. 4): 181-318, 15 Taf., Pisa.
- SWARTZ, F.M. und SWAIN, F.M. (1946): Ostracoda from the upper Jurassic Cotton Valley Group of Louisiana and Arkansas. – J. Paleont. 20 (4): 363-373, Taf. 52-53, Tulsa.
- SZCZECZURA, J., ABD-ELSHAFY, und BABINOT, J.F., (1991). Late Albian to Early/Mid Cenomanian ostracodes from northeastern Galala Plateau, Egypt. Acta Palaeont. Polonica 36 (1), 3-38, 10 Taf., Warszawa.

- TASLI, K.; ÖZER, E. and KOÇ. H. (2006): Benthic foraminiferal assemblages of the Cretaceous platform carbonate succession in the Yavca area (Bolkar Mountains, S Turkey): biostratigraphy and paleoenvironments. - *Geobios* 39 (4): 521-533, 7 figs., Elsevier, Science Direct.
- TAVANI, G. (1939): Una nuova famiglia di Lamellibranchi del Cretaceo della Somalia. - *Palaeontogr. Ital.* 39: 93-100, 2 Taf, Pisa.
- TAVANI, G. (1942): Molluschi del Cretaceo della Somalia. - *Palaeontogr. Ital.* 32 (4): 93-133, 4 Taf, Pisa.
- TAVANI, G. (1947): Fauna malacologica della Somalia e dell'Ogaden. Parte I. - *Palaeontogr. Ital.* 43: 83-154, Taf. 10 - 20, Pisa.
- TAVANI, G. (1948): Fauna malacologica cretacea della Somalia e dell' Ogaden. Parte II. - *Palaeontogr. Ital.* 45: 1-76, 3 Taf., Pisa.
- TAVANI, G. (1949): Rudiste ed altri Molluschi cretacei della Migiurtinia (Africa orientale). - *Palaeontogr. Ital.* 46: 1-40, 4 Taf., Pisa..
- THOMAS, H.D. (1935): Corals and Idrozoa. In: *The Mesozoic Paleontology of British Somaliland*. - *Geol. Paleont. British Somaliland* 2: 23 - 39, 4 Taf., Government of the Somaliland Protectorate, Cardiff.
- TRIEBEL, E. (1938): Die Ostracoden der Deutschen Kreide. 2. Die Cytheridea-Arten der unteren Kreide. - *Senckenbergiana* 20: 471-501, 6 Taf, Frankfurt/Main.
- TRIEBEL, E. (1940): Die Ostracoden der deutschen Kreide. 3. Cytherideinae und Cytherinae aus der unteren Kreide. - *Senckenbergiana* 22 (3/4): 160-227, Taf. 10, Frankfurt/Main.
- TRIEBEL, E. (1950): Homoeomorphe Ostracoden-Gattungen. - *Senckenbergiana* 31 (5/6): 313-330, 4 Taf., Frankfurt/Main.
- TRIEBEL, E. (1958): Zwei neue Ostracoden-Gattungen aus dem Lutet des Pariser Beckens. - *Senckenbergiana leth.* 39 (1/2): 105-117, 3 Taf., Frankfurt/Main.
- TRIEBEL, E. (1961): Geschlechts-Dimorphismus und Asymmetrie der Klappen bei der Ostracodengattung *Occulthocythereis*. - *Senckenbergiana leth.* 42 (3/4): 205-225, 5 Taf., Frankfurt/Main.
- TRONCHETTI, G. (1981): Les Foraminifères crétacés de Provence (Aptien-Santonien). - Thèse Sc. Marseille, 3 t., 559 S., 49 Taf. (Auch: These Etat, Marseille, in *Trav. Lab. Geol. Hist. Pal.*, Marseille 12: 559 S.), Marseille.
- VALDUGA, A. (1952): Ammoniti e aptici neogiurassici dell'Ogaden e della Somalia sud-occidentale. - *Palaeontogr. Ital.* 48, N.S. 18: 1-40, 8 Taf., Rom.
- VAVRA, W. (1891): Monographie der Ostracoden Böhmens. - *Arch. Naturwiss. Landesdurchforschung Böhmen* 8 (3): I-IV, 1-116, 39 Abb., Praha.
- VEEN, J.E. VAN (1934): Die Cyprididae und Bairdiidae der Maastrichter Tuffkreide und des Kunrader Korallenkalkes von Süd-Limburg. - *Natuurhist. Maandbl.* 23 (7-10): 88-132, 8 Taf., Limburg.
- VELIC, I. (1988): Lower Cretaceous benthic foraminiferal biostratigraphy of the shallow-water carbonates of the Dinarides. - *Rev. Paléobiol.*, Vol. Spec. 2: 467-475, Genève.
- VENKATACHALAPATHY, R. und RAGOTHAMAN, V. (1995): A foraminiferal zonal scheme for the mid-Cretaceous sediments of the Cauvery Basin, India. - *Cret. Res.* 16 (4): 415-433, 3 Figs., Amsterdam.
- VERGA, D. und PREMOLI-SILVA, I. (2002): Early Cretaceous planktonic foraminifera from the Tethys: the genus *Leupoldina*. - *Cret. Res.* 23 (2): 189-212, 9 Figs., Amsterdam.
- VETROVA, S.V. (1975): Novyy rod *Quadrimorphinella* I ego predstaviteli iz Eotsena Azerbaydzhana. - *Isvest. Akad. Nauk Azerbaydzhanskoj SSR, Ser. Nauk o Zemle* 1975 (2): 26-32, 3 Taf., Baku.

- VIVIÉRE, J.L. (1985): Les Ostracodes du Crétacé Supérieur (Vraconien à Campanien basal) de la région de Tebessa (Algérie du Nord-Est): Stratigraphie, Paléoécologie, Systematique. - Mem. Sc. Terre Univ. Curie, Paris, 85-05: 1-261, 27 Taf., Paris.
- VIVIERS, M.C.; KOUTSOUKOS, E.A.M.; DA SILVA-TELLES, A.C. und BENGTON, P. (2000): Stratigraphy and biogeographic affinities of the late Aptian–Campanian ostracods of the Potiguar and Sergipe basins in northeastern Brazil. – Cret. Res. 21 (2-3): 407-455, 29 Figs, Balkema, Rotterdam.
- WEIDICH, K.F. (1990): Die Kalkalpine Unterkreide und ihre Foraminiferenfauna. - Zitteliana 17: 187 S, 62 Taf., München
- WEIDICH, K.F. und AL-HARITHI, T. (1990): Agglutinated Foraminifera from the Albian and Cenomanian of Jordan. - In: HEMLEBEN, C. et al. (Eds.): Paleocology, Biostratigraphy, Paleoceanography and Taxonomy of Agglutinated Foraminifera: 587-619, 6 Taf., Kluwer Academic Publishers, The Netherlands.
- WEIR, J. 1925: Brachiopoda, Lamellibranchiata, Gastropoda and Belemnites (from Somaliland). - Monogr. Geol. Depart. Hunt. Mus. Glasgow Univ. 1: 79 - 110, 4 Taf., Glasgow.
- WHATLEY, R. (1970): Scottish Callovian and Oxfordian Ostracodes. - Bull. Brit. Mus. Nat. Hist. Geol. 19 (6): 297-358, 15 Taf., London.
- WIESNER, H. (1931): Die Foraminiferen der deutschen Südpolarexpedition 1901-1903. Deutsche Südpolar-Expedition, Vol. 20. Zoologie 12: 53-165, 24 Taf., Berlin.
- WILKE, H.G. (1988): Stratigraphie und Sedimentologie der Kreide im Nordwesten der Provinz Alicante (SE Spanien). - Berliner geowiss. Abh. A 95: 72 S., 9 Taf., Berlin.
- WILLIAMSON, W.C. (1858): On the Recent foraminifera of Great Britain.: XX + 107 S., 7 Taf., Ray Society, London.
- WITT, W. und GÖKDAG, H. (1994): Orbitolinid biostratigraphy of the Shuaiba Formation (Aptian), Oman – implications for reservoir development. - In: SIMMONS, M.D. (Ed.): Micropaleontology and Hydrocarbon Exploration in the Middle East.: 221-241, Taf. 10.1-10.3. Brit. Micropal. Soc. Ser., Chapman and Hall, London.
- WOPFNER, H. (1990): Rifting in Tanzanian Karoo basins and its economic implications. - Études Recentes sur la Géologie de l'Afrique. CIFEG 1990/1992: 217-220, Orleans.
- WOPFNER, H. (1993): Pangean depositional sequences between Karoo and Lut. In: THORWEIHE, U. und SCHANDELMEIER, H. (Eds.): Geoscientific Research in Northeast Africa: 189-195, Balkema, Rotterdam.
- WOPFNER, H. und KAAYA, C.Z. (1991): Stratigraphy and morphotectonics of Karoo deposits of the northern Sloos Nasin – Tanzania. – Geol. Mag. 128: 319-334, London.
- ZHANG BINGGAO (1982): *Orbitolina* (Foraminifera) from Xizang. – The Series of the Scientific Expedition to the Qinghai-Xizang Plateau. Paleontology of Xizang. Vol. 4: 77-92, 12 Taf. (Chinesisch mit englischem abstract), Beijing.
- ZILS, W.; WERNER, C.; MORITZ, A. und SAANE, C. (1995): Tendaguru, the most famous dinosaur locality of Africa. Review, Survey and Future Prospects. – Documenta naturae 97: 1-41, München.
- ZUFFARDI-COMERCI, R. (1930): Sulle faune del Supracretacico in Puglia con particolare riguardo a quella di S.Cesare. – Boll. r. Uff. Geol. Ital. 55 (7): 1-35, 5 Taf., Rom.

Anhänge

Anhang 1: Verzeichnis aller taxonomischen Gruppen von Kapitel 5.

5.1 Ordnung Foraminiferida EICHWALD, 1830	44
Unterordnung Textulariina DELAGE und HEROUARD, 1896	44
Überfamilie Ammodiscacea REUSS, 1862	44
Familie Ammodiscidae REUSS, 1862	44
Unterfamilie Ammodiscinae REUSS; 1864	44
Gattung <i>Ammodiscus</i> REUSS 1862	44
Überfamilie Lituolacea DE BLAINVILLE, 1827	45
Familie Mayncinidae LOEBLICH und TAPPAN, 1985	45
Gattung <i>Daxia</i> CUVILLIER und SZAKALL 1949	45
Familie Haplophragmididae MAYNC, 1952	45
Gattung <i>Haplophragmoides</i> CUSHMAN 1910	45
Familie Lituolidae DE BLAINVILLE, 1827	45
Unterfamilie Ammomarginulininae PODOBINA, 1978	45
Gattung <i>Ammobaculites</i> CUSHMAN 1910	45
Gattung <i>Sculptobaculites</i> LOEBLICH und TAPPAN 1984	47
Gattung <i>Flabellamina</i> CUSHMAN 1928	47
Gattung <i>Triplasia</i> REUSS, 1854 emed. LOEBLICH und TAPPAN 1952	48
Überfamilie Haplophragmiacea EIMER und FICKERT, 1899	48
Familie Nezzazatidae HAMAOUÏ und SAINT-MARC, 1970	48
Unterfamilie Nezzazatidae HAMAOUÏ und SAINT-MARC, 1970	48
Gattung <i>Nezzazata</i> OMARA 1956	48
Unterfamilie <i>Coxitinae</i> HAMAOUÏ und SAINT-MARC, 1970	49
Gattung <i>Antalya</i> FARINACCI und KÖYLÜOĞLU 1985	49
Überfamilie Biokovinacea GUŠIĆ, 1977	49
Familie Charentiidae LOEBLICH und TAPPAN, 1985	49
Gattung <i>Charentia</i> NEUMANN 1965 sensu LOEBLICH und TAPPAN, 1985	49
Überfamilie Loftusiacea BRADY, 1884	50
Familie Cyclaminidae MARIE, 1941	50
Unterfamilie Buccicrenatinae LOEBLICH und TAPPAN, 1985	50
Gattung <i>Buccicrenata</i> LOEBLICH und TAPPAN 1949	50
Unterfamilie Hemicyclammininae BANNER, 1966	51
Gattung <i>Hemicyclammina</i> MAYNC 1953	51
Unterfamilie Choffatellinae MAYNC, 1958	52
Gattung <i>Choffatella</i> SCHLUMBERGER 1905	52
Familie Spirocyclinidae MUNIER-CALMAS, 1887	52
Gattung <i>Saudia</i> HENSON 1948	52
Familie Loftusiidae BRADY, 1884	53
Gattung <i>Loftusia</i> Brady 1870	53
Überfamilie Spiroplectamminacea CUSHMAN, 1927	54
Familie Spiroplectamminidae CUSHMAN, 1927	54
Unterfamilie Spiroplectammininae CUSHMAN, 1927	54
Gattung <i>Heterantyx</i> LOEBLICH & TAPPAN 1982	54
Gattung <i>Quasispiroplectamina</i> LOEBLICH und TAPPAN 1982	55
Familie Textulariopsidae LOEBLICH und TAPPAN, 1982	55
Gattung <i>Textulariopsis</i> BANNER und PEREIRA 1981	55
Überfamilie Trochamminacea SCHWAGER, 1877	56
Familie Trochamminidae SCHWAGER, 1877	56
Unterfamilie Trochammininae SCHWAGER, 1877	56
Gattung <i>Trochammina</i> PARKER und JONES 1859	56
Überfamilie Verneuilinacea CUSHMAN, 1911	56
Familie Tritaxiidae PLOTNIKOVA, 1979	56
Gattung <i>Tritaxia</i> REUSS 1860	56
Überfamilie Ataxophragmiacea SCHWAGER, 1877	57
Familie Ataxophragmiidae SCHWAGER, 1877	57
Unterfamilie Ataxophragmiinae SCHWAGER, 1877	57
Gattung <i>Arenobulimina</i> CUSHMAN 1927	57
Gattung <i>Praechrysalidina</i> LUPERTO SINNI 1979	57
Familie Cuneolinidae SAIDOVA, 1981	57
Unterfamilie Cuneolininae SAIDOVA, 1981	57
Gattung <i>Cuneolina</i> D'ORBIGNY 1839	57

Gattung <i>Vercorsella</i> ARNAUD-VANNEAU 1980	58
Familie Dicyclinidae LOEBLICH und TAPPAN, 1964	59
Gattung <i>Dicyclina</i> MUNIER-CHALMAS 1887	59
Familie Pfenderinididae SMOUT und SUDGEN, 1962	59
Unterfamilie Kurnubiinae REDMOND, 1964	59
Gattung <i>Gyroconulina</i> SCHROEDER und DARMORIAN 1977	59
Überfamilie Orbitolinacea MARTIN, 1890	60
Familie Orbitolinidae MARTIN, 1889	60
Unterfamilie Dictyoconinae MOULLADE, 1965	60
Gattung <i>Dictyoconus</i> BLANCKENHORN 1900	60
Gattung <i>Heterocoskinolina</i> SAINT-MARC 1978	61
Gattung <i>Pseudorbitolina</i> DOUVILLE 1910	63
Unterfamilie Orbitolininae MARTIN, 1890	64
Gattung <i>Orbiqia</i> MAMGAIN und RAO 1962	64
Gattung <i>Orbitolina</i> D'ORBIGNY 1850	64
Gattung <i>Conicorbitolina</i> SCHROEDER 1973	68
Gattung <i>Mesorbitolina</i> SCHROEDER 1962	69
Gattung <i>Neorbitolinopsis</i> SCHROEDER 1965	70
Gattung <i>Palorbitolina</i> SCHROEDER 1963b	71
Gattung <i>Valserina</i> SCHROEDER und CONRAD 1968	72
Überfamilie Textulariaceae EHRENBERG, 1938	76
Familie Eggerellidae CUSHMAN, 1937	76
Unterfamilie Dorotheinae BALAKHMATOVA, 1972	76
Gattung <i>Dorothia</i> PLUMMER 1931	76
Gattung <i>Marsonella</i> CUSHMAN 1933	77
Familie Valvulinidae BERTHELIN, 1880	78
Unterfamilie Valvulininae BERTHELIN, 1880	78
Gattung <i>Clavulina</i> D'ORBIGNY 1826	78
Familie Chrysalinididae NEAGU, 1968	78
Gattung <i>Chrysalidina</i> D'ORBIGNY 1839	78
Gattung <i>Dukhania</i> HENSON 1948	79
Unterordnung Involutinina HOHENEGGER und PILLER, 1977	80
Familie Involutinidae BÜTSCHLI, 1880	80
Unterfamilie Involutininae BÜTSCHLI, 1880	80
Gattung <i>Globospirillina</i> ANTONOVA 1964	80
Gattung <i>Hensonina</i> MOULLADE und PEYBERNES 1974	80
Gattung <i>Trocholina</i> PAALZOW 1932	82
Unterordnung Spirillinina HOHENEGGER und PILLER, 1975	82
Familie Spirillinidae REUSS und FRITSCH, 1861	82
Gattung <i>Spirillina</i> EHRENBERG 1843	82
Familie Patellinidae RHUMBLER, 1906	82
Unterfamilie Patellininae RHUMBLER, 1906	82
Gattung <i>Patellina</i> WILLIAMSON 1858	82
Unterordnung Carterinina LOEBLICH und TAPPAN, 1981	83
Familie Carterinidae LOEBLICH und TAPPAN, 1955	83
Gattung <i>Carterina</i> BRADY 1884	83
Unterordnung Miliolina DELAGE und HEROUADE, 1896	83
Überfamilie Miliolacea EHRENBERG, 1839	83
Familie Hauerinidae SCHWAGER, 1867	83
Unterfamilie Miliellininae VELLA, 1957	83
Gattung <i>Idalina</i> SCHLUMBERGER und MUNIER-CHALMAZ 1884	83
Familie Rhapydioninidae KEIJZER, 1945	83
Unterfamilie Rhapydioninae KEIJZER, 1945	83
Gattung <i>Pseudedomia</i> HENSON 1948	84
Gattung <i>Pseudochubbina</i> DE CASTRO 1990	85
Familie Alveolinidae Ehrenberg, 1839	85
Gattung <i>Ovalveolina</i> REICHEL 1936	85
Gattung <i>Praealveolina</i> REICHEL 1933	87
Gattung <i>Sellialveolina</i> COLALONGO 1963	89
Familie Soritidae EHRENBERG, 1839	99
Unterfamilie Praerhapydionininae HAMAOUÏ und FOURCADE, 1973	90
Gattung <i>Edomia</i> HENSON 1948	90
Gattung <i>Pseudorhapydionina</i> DE CASTRO 1972	91

Unterordnung Lagenina DELAGE und HEROUARD, 1896	91
Überfamilie Nodosariacea EHRENBERG, 1838	91
Familie Nodosariidae EHRENBERG, 1838	91
Unterfamilie Nodosariinae EHRENBERG, 1838	91
Gattung <i>Laevidentalina</i> LOEBLICH und TAPPAN 1986	91
Gattung <i>Nodosaria</i> LAMARCK 1812 sensu LOEBLICH und TAPPAN (1988)	92
Gattung <i>Pyramidulina</i> FORNASINI 1894 sensu LOEBLICH und TAPPAN (1988)	92
Unterfamilie Lingulininae LOEBLICH und TAPPAN, 1961	93
Gattung <i>Lingulina</i> D'DORBIGNY 1826	93
Unterfamilie Frondiculariinae REUSS, 1860	.94
Gattung <i>Frondicularia</i> DEFRANCE 1826 (in: D'ORBIGNY)	.94
Gattung <i>Tristix</i> MACFAYDEN 1941	.94
Unterfamilie Lenticulininae CHAPMAN, PARR und COLLINS, 1934	.94
Gattung <i>Lenticulina</i> LAMARCK 1804	.94
Unterfamilie Marginulininae WEDEKIND, 1937	.95
Gattung <i>Astacolus</i> DE MONTFORT 1808	95
Unterfamilie Vaginulininae REUSS, 1860	.97
Gattung <i>Citharina</i> D'ORBIGNY 1839	97
Gattung <i>Planularia</i> DEFRANCE 1826	97
Gattung <i>Psilocitharella</i> LOEBLICH und TAPPAN 1986	.98
Gattung <i>Saracenella</i> FRANKE 1936	.99
Familie Polymorphinidae D'ORBIGNY, 1839	99
Unterfamilie Polymorphininae D'ORBIGNY, 1839	99
Gattung <i>Pyrulina</i> D'ORBIGNY 1839	99
Unterordnung Globigerinina DELAGE und HEROUARD, 1896	100
Überfamilie Globigerinacea CARPENTER, PARKER und JONES, 1862	100
Familie Praehedbergellidae BANNER und DESAI, 1988	100
Gattung <i>Gorbachikella</i> BANNER und DESAI 1988	100
Gattung <i>Praehedbergella</i> GORBACHIK und MOULLADE 1973	100
Gattung <i>Blefuscuiana</i> BANNER und DESAI 1988	101
Familie Schackoinidae POKORNY, 1958	103
Gattung <i>Leupoldina</i> BOLLI, 1957 emend. BANNER und DESAI 1988	103
Unterordnung Rotaliina DELAGE und HEROUARD, 1896	104
Überfamilie Discorbacea EHRENBERG, 1838	104
Familie Bagginiidae CUSHMAN, 1927	104
Unterfamilie Bagginiinae CUSHMAN, 1927	104
Gattung <i>Baggina</i> CUSHMAN 1926	104
Überfamilie Planorbulinacea SCHWAGER, 1877	104
Familie Planorbulinidae BERMUDEZ, 1952	104
Gattung <i>Planorbulina</i> D'ORBIGNY 1826	104
Überfamilie Chilostomellacea BRADY, 1881	105
Familie Chilostomellidae BRADY, 1881	105
Unterfamilie Pallaimorphininae LOEBLICH und TAPPAN, 1988	105
Gattung <i>Quadriforminella</i> VETROVA 1975	105
Familie Alabaminidae HOFKER, 1951	105
Gattung <i>Valvalabamina</i> REISS 1963	105
Familie Globorotalitidae LOEBLICH und TAPPAN, 1984	107
Gattung <i>Globorotalites</i> BROTZEN 1942	107
Familie Osangulariidae LOEBLICH und TAPPAN, 1964	107
Gattung <i>Charltonina</i> BERMUDEZ 1952	107
Familie Heterolepididae GONZÁLEZ-DONOSO, 1969	108
Gattung <i>Anomalinoides</i> BROTZEN 1942	108
Familie Gavelinellidae HOFKER, 1956	109
Unterfamilie Gavelinellinae HOFKER, 1956	109
Gattung <i>Paralabamina</i> HANSEN 1970	109
Überfamilie Orbitoidacea SCHWAGER, 1876	109
Familie Orbitoididae SCHWAGER, 1876	109
Unterfamilie Orbitoidinae SCHWAGER, 1876	109
Gattung <i>Orbitoides</i> D'ORBIGNY 1848 (in: LYELL)	109
Gattung <i>Pseudomphalocyclus</i> MERIÇ 1980	110
Unterfamilie Omphalocyclusinae VAUGHAN, 1928	111
Gattung <i>Omphalocyclus</i> BRONN 1853	111
Familie Lepidorbitoididae VAUGHAN, 1933	111

Unterfamilie Lepidorbitoinae VAUGHAN, 1933	111
Gattung <i>Hellenocyclina</i> REICHEL 1949	112
Überfamilie Rotaliacea EHRENBERG, 1839	114
Familie Rotaliidae EHRENBERG, 1839	114
Unterfamilie Cuvillierininae LOEBLICH und TAPPAN, 1964	114
Gattung <i>Fissoelphidium</i> SMOUT 1955	114
Unterfamilie Pararotaliinae REISS, 1863	114
Gattung <i>Pararotalia</i> LE CALVEZ 1949	114
Unterfamilie Rotaliinae EHRENBERG, 1839	114
Gattung <i>Laffitteina</i> MARIE 1946	114
Gattung <i>Lockhartia</i> DAVIES 1932	115
Gattung <i>Rotalia</i> LAMARCK 1804	116
5.2 Ostrakoden	118
Unterklasse Ostracoda LATREILLE 1806	118
Ordnung Podocopida MUELLER 1894	118
Unterordnung Platycopina SARS 1866	118
Familie Cytherellidae SARS 1866	118
Gattung <i>Cytherella</i> JONES 1849	118
Gattung <i>Cytherelloidea</i> ALEXANDER 1929	121
Gattung <i>Keijicyoidea</i> MALZ 1981	124
Gattung <i>Platella</i> CORYELL und FIELDS 1937	124
Unterordnung Podocopina SARS 1866	126
Überfamilie Bairdiacea SARS 1866	126
Familie Bairdiidae SARS 1866	126
Gattung <i>Bairdia</i> M'COY 1844	126
Gattung <i>Bairdopillata</i> CORYELL, SAMPLE und JENNINGS 1935	128
Familie Bythocypridae MADDOCKS 1969	129
Gattung <i>Bythocypris</i> BRADY 1880	129
Überfamilie Cypridacea BAIRD 1845	130
Familie Cyprididae BAIRD 1850	130
Unterfamilie Cypridinae BAIRD 1845	130
Gattung <i>Eucypris</i> VAVRA 1891	130
Unterfamilie Candoninae DADAI 1900	131
Gattung <i>Pinnocypridea</i> SHI und HO 1963	131
Familie Ilyocyprididae KAUFFMANN 1900	131
Unterfamilie Cyprideinae MARTIN 1940	131
Gattung <i>Cypridea</i> BOSQUET 1852	131
Familie Paracyprididae MUELLER 1894	132
Gattung <i>Paracypris</i> SARS 1866	132
Überfamilie Cytheracea BAIRD 1850	134
Familie Cytheridae SARS 1866	134
Unterfamilie Pectocytherinae BASSIOUNI und LUGER 1996	134
Gattung <i>Schaubiana</i> BASSIOUNI und LUGER 1996	134
Familie Brachycytheridae PURI 1954	135
Gattung <i>Brachycythere</i> ALEXANDER 1933, emend. PUCKETT (2002)	135
"Brachycytheridae gen. indet." (nov.?)	137
Gattung <i>Kaesleria</i> AL-FURAIH 1986	138
Gattung <i>Glenocythere</i> AL ABDUL-RAZZAQ 1979	140
Familie Bythoceridae SARS 1926	144
Gattung <i>Bythoceratina</i> HORNIBROOK 1952	144
Gattung <i>Monoceratina</i> ROTH 1928	146
Familie Cytherideidae SARS 1925	148
Unterfamilie Cytherideinae SARS 1925	148
Gattung <i>Doloccytheridea</i> TRIEBEL 1938	148
Gattung <i>Ovocytheridea</i> GREKOFF 1951 emend. GREKOFF (1962)	149
Gattung <i>Rostrocycytheridea</i> DINGLE 1969	150
Unterfamilie Krithinae MANDELSTAM 1958	151
Gattung <i>Somalikritha</i> n.gen.	151
Gattung <i>Schuleridea</i> SWARTZ und SWAIN 1946	154
Familie Campylocytheridae PURI 1960	155
Gattung <i>Nucleolina</i> APOSTOLESCU und DEROO 1966 (in: DEROO, 1966)	155
Familie Cytheruridae MUELLER 1894	156

Unterfamilie Cytherurinae MUELLER 1894	156
Gattung <i>Acrocythere</i> NEALE 1960	156
Gattung <i>Procytherura</i> WHATLEY 1970	157
Unterfamilie Cytheroptinae HANAI 1957	158
Gattung <i>Eocytheropteron</i> ALEXANDER 1933	158
Gattung <i>Metacytheropteron</i> OERTLI 1957	161
Gattung <i>Tanzanicythere</i> AHMAD 1977b	162
Familie Paracytherideidae PURI 1957	163
Unterfamilie Paracytherideinae PURI 1957	163
Gattung <i>Paracytheridea</i> MUELLER 1894	163
Gattung <i>Hemiparacytheridea</i> HERRIG 1963	163
Gattung <i>Tuberoxytheridea</i> GRÜNDEL 1975	164
Familie Schizocytheridae HOWE 1961	165
Gattung <i>Schizocythere</i> TRIEBEL 1950	165
Gattung <i>Amphicytherura</i> BUTLER and JONES 1957	166
Gattung <i>Antepaijenborchella</i> KUZNETSOVA 1961	167
Gattung <i>Holcopocythere</i> AL-FURAIH 1980	169
Familie Progonocytheridae LYUBIMOVA 1955	170
Unterfamilie Progonocytherinae	170
Gattung <i>Majungaella</i> GREKOFF 1963	170
Gattung <i>Paraphysocythere</i> DINGLE 1969	171
Familie Trachyleberididae SYLVESTER-BRADLEY 1948	178
Unterfamilie Trachyleberidinae SYLVESTER-BRADLEY 1948	178
Gattung <i>Acanthocythereis</i> HOWE 1963	178
Gattung <i>Crenaleya</i> AHMAD, NEALE und SIDDIQUI 1991	183
Gattung <i>Cythereis</i> JONES 1849	183
Gattung „ <i>Occultocythereis</i> “ HOWE 1951	187
Gattung <i>Parexophthalmocythere</i> OERTLI 1959	190
Parvocythereini Gen. indet. 1	191
Gattung <i>Rehacythereis</i> GRUENDEL 1973	193
Gattung <i>Schizoptocythere</i> SIDDIQUI und AL-FURAIH 1981	195
Gattung <i>Spinoleberis</i> DEROO 1966	196
Gattung <i>Trachyleberidea</i> BOWEN 1953	200
Gattung „ <i>Veeniacythereis</i> “ GRÜNDEL 1973 sensu MAJORAN (1996)	201
Gattung <i>Brouwersicythere</i> Gen. nov.	204
Gattung <i>Bischofficythere</i> Gen. nov.	205
Unterfamilie Hiltermannianinae BASSIOUNI 2002	207
Gattung <i>Mandocythere</i> GRUENDEL 1964	207
Gattung <i>Peloriops</i> AL-ABDUL-RAZZAQ 1979	208
Gattung <i>Planileberis</i> DEROO 1966	212
Gattung <i>Strigosocythere</i> GRÜNDEL 1978	213
Unterfamilie Buntoniinae APOSTLESCU 1961	215
Gattung <i>Soudanella</i> APOSTOLESCU 1961	215
Familie Hemicytheridae PURI 1953	216
Unterfamilie Thaerocytherinae HAZEL 1963	216
Gattung <i>Dameriacella</i> LIEBAU 1991	216
Gattung <i>Hornibrookella</i> MOOS 1965	217
Gattung <i>Isalocopocythere</i> CARBONNEL, ALZOUMA und DIKOUMA 1990	217
Gattung <i>Paragrenocythere</i> AL-FURAIH 1975	218
Gattung <i>Phalcocythere</i> SIDDIQUI 1971	219
Cytheracea incertae sedis	220
Gattung <i>Athersuchicythere</i> Gen. nov.	220
Cytheracea Gen. indet. sp.	222
Familie Xestoleberididae SARS 1928	223
Gattung <i>Uroleberis</i> TRIEBEL 1958	223
Untergattung <i>Uroleberis</i> TRIEBEL 1958	223
Untergattung <i>Somalileberis</i> LUGER 1999	223
Gattung <i>Saudileberis</i> LUGER 1999	224

Der Tafelband (Teil 2 des vorliegenden Werkes) umfasst insgesamt 49 Phototafeln:

Tafel 1-27 : Foraminiferida

Tafel 28-49: Ostracoda



abhandlungen

Band 1 - Teil 1 - Textband

ISSN 2626-4161 (Print)

ISSN 2626-9864 (Online)

ISBN 978-3-947953-00-4 (Gesamtausgabe)

ISBN 978-3-947953-01-1 (Band 1 - Teil 1)

ISBN 978-3-947953-02-8 (Band 1 - Teil 2)