

Zitteliana

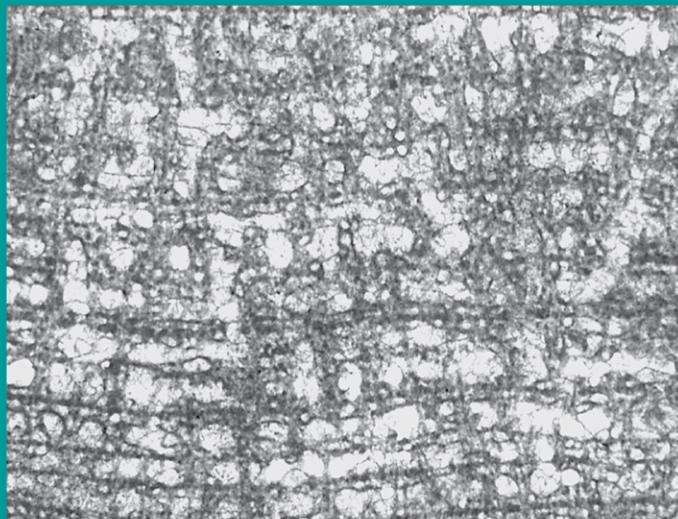
An International Journal
of Palaeontology and Geobiology

Series B/Reihe B
Abhandlungen der Bayerischen Staatssammlung
für Paläontologie und Geologie

27

CARLO SALERNO

**Stromatoporen-Fauna, Fazies und Paläoökologie
von Plattformkarbonaten aus dem Unter-Givetium der Eifel
(Devon, Rheinisches Schiefergebirge)**



München 2008

Zitteliana

An International Journal of Palaeontology and Geobiology

Series B/Reihe B

Abhandlungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und Geologie

27

CARLO SALERNO

Stromatoporen-Fauna, Fazies und Paläoökologie von Plattformkarbonaten aus dem Unter-Givetium der Eifel (Devon, Rheinisches Schiefergebirge)

München 2008

| | | | | |
|------------|------|------------|-------------------|----------------|
| Zitteliana | B 27 | 129 Seiten | München, 5.6.2008 | ISSN 1612-4138 |
|------------|------|------------|-------------------|----------------|

Editors-in-Chief/Herausgeber: Winfried Werner, Michael Krings
Volume Editor/Gastherausgeber: Martin Nose
Production and Layout/Bildbearbeitung und Layout: Martine Focke

Editorial Board

A. Altenbach, München
B.J. Axsmith, Mobile, AL
F.T. Fürsich, Würzburg
K. Heißig, München
H. Kerp, Münster
J. Kriwet, Berlin
J.H. Lipps, Berkeley, CA
T. Litt, Bonn
O.W.M. Rauhut, München
B. Reichenbacher, München
J.W. Schopf, Los Angeles, CA
G. Schweigert, Stuttgart
F. Steininger, Frankfurt a.M.

Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und Geologie
Richard-Wagner-Str. 10, D-80333 München, Deutschland
<http://www.palmuc.de/zitteliana>
email: zitteliana@lrz.uni-muenchen.de

For instructions for authors, please refer to www.palmuc.de/zitteliana
or volume 47 of Zitteliana series A – Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und Geologie

Für den Inhalt der Arbeiten sind die Autoren allein verantwortlich.
Authors are solely responsible for the contents of their articles.

Copyright © 2008 Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und Geologie, München

Die in der Zitteliana veröffentlichten Arbeiten sind urheberrechtlich geschützt.
Nachdruck, Vervielfältigungen auf photomechanischem, elektronischem oder anderem Wege
sowie die Anfertigung von Übersetzungen oder die Nutzung in Vorträgen, für Funk und Fernsehen
oder im Internet bleiben – auch auszugsweise – vorbehalten und bedürfen der schriftlichen Genehmigung
durch die Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und Geologie, München.

ISSN 1612-4138

Druck: Gebr. Geiselberger GmbH, Altötting

Cover illustration: Stromatoporoid *Pseudotrurpetostroma cellulorum* (LECOMPTE, 1952) from the Spickberg formation (Soetenich syncline), longitudinal thin section, see also Plate 15, Fig. 1a, BSPG 2006 IX 340.

Umschlagbild: Stromatopore *Pseudotrurpetostroma cellulorum* (LECOMPTE, 1952) aus der Spickberg-Formation (Sötenicher Mulde), vertikale Schnittlage, vgl. Tafel 15, Fig. 1a; BSPG 2006 IX 340.

Stromatoporen-Fauna, Fazies und Paläoökologie von Plattformkarbonaten aus dem Unter-Givetium der Eifel (Devon, Rheinisches Schiefergebirge)

von
Carlo Salerno

Lenzhalde 70, 70192 Stuttgart

Manuskript erhalten am 30.11.2006, revidierte Fassung angenommen am 30.06.2007.

Kurzfassung

Die Eifeler Kalkmulden überliefern Sedimente einer Karbonatplattform, die sich im Mitteldevon auf dem im Süden des Old Red-Kontinents gelegenen Schelf entwickelt. Gegenstand der vorliegenden Fallstudie sind die fazielle Entwicklung und Dynamik des Ablagerungsraumes sowie die Taxonomie und Paläoökologie der Stromatoporen-Fauna im Unter-Givetium. In dieser Zeitscheibe kommen vorwiegend karbonatische Sedimente interner Plattfombereiche zur Ablagerung. Die im Text beschriebenen Faziestypen sind zu Fazieszonen gruppiert, die marin-subtidale, lagunär-restrikte und peritidale Ablagerungsräume repräsentieren. Das Ablagerungsmuster wird durch Verflachungsabfolgen geprägt. Den hochfrequenten, autozyklischen Parasequenzen der innersten Plattformareale sind übergeordnete, von Schwankungen des Meeresspiegels gesteuerte Sequenzen überlagert. Die Verteilung der Faziestypen lässt außerdem einen Vertiefungstrend in Richtung Süden erkennen. Bei, verglichen mit der Ausdehnung, geringen Reliefunterschieden besitzt der Ablagerungsraum die Geometrie einer Rampe.

Stromatoporen sind in Form von Biostromen sehr häufig und stellen zweifellos die wichtigste Gruppe der Riffbildner. Die taxonomische Bestandsaufnahme erfasst 32 Arten (5 davon in offener Nomenklatur), die sich auf 20 Gattungen verteilen. Viele der Taxa werden zum ersten Mal aus der Eifel beschrieben, einige sind auch für Europa neu. In das globale Verbreitungsmuster givetischer Stromatoporen-Arten fügt sich das Spektrum dennoch gut ein. Außer in Biostromen treten Stromatoporen in Riffrasen und als mehr oder weniger signifikanter Anteil korallendominierter Fleckenriffe auf. Während korallendominierte Benthos-Gemeinschaften auf das sedimentäre Umfeld der marin-subtidalen Fazieszone beschränkt sind, können Stromatoporen Habitate der marin-subtidalen Fazieszone und der lagunär-restrikten Fazieszone einnehmen. Stromatoporen-Vorkommen innerhalb unterschiedlicher Milieus weichen in ihrer taxonomischen Zusammensetzung voneinander ab. Unter Verwendung einer semiquantitativen Methode sind charakteristische Stromatoporen-Vergesell-

schaftungen definierbar, die mit der faziellen Situation im Ablagerungsraum in Zusammenhang stehen. Die *Salairella buecheliensis-Stromatopora huepschii*-Vergesellschaftung ist die artenreichste Stromatoporen-Vergesellschaftung und reflektiert stabile, marine und für Stromatoporen optimale Umweltbedingungen. Die *Hermostroma schlueteri*-führende Stromatoporen-Vergesellschaftung ist bei verminderter Diversität in der lagunär-restrikten Fazieszone verbreitet. Weiter eingeschränkte und noch instabilere Umweltbedingungen innerhalb dieser Fazieszone sind von der niederdiversen *Actinostroma*-dominierten Stromatoporen-Vergesellschaftung gekennzeichnet. *Habrostroma laminosum*, *Gerronostromina* cf. *kitatense* und einige *Clathrocoilon*-Arten sind Stromatoporen, deren Verbreitungsschwerpunkt in tendenziell korallendominierten Vergesellschaftungen liegt. Bezeichnend sind diese Arten für vermutlich mesotrophe Bedingungen, die sich durch terrigenen Eintrag oder während transgressiver Phasen des Meeresspiegels einstellen können.

Abstract

The Eifel synclines preserve the sedimentary record of a mid-Devonian carbonate platform, situated on the southern shelf of the Old Red-Sandstone-Continent. The primary subject of this case study is the facies development during the Lower Givetian together with the taxonomy and palaeoecology of the stromatoporoids. Sedimentation during the Lower Givetian is mostly representative for carbonate platform interior settings. The described facies types are grouped into facies zones comprising a marine-subtidal, a lagoonal-restricted and a peritidal facies zone. Deposition is organized in shallowing-upward sequences. High frequency, autocyclic parasequences reflecting limited accommodation space are superposed by eustatic controlled sequences. A deepening trend in a southerly direction is recognizable by the distribution of the facies types. General facies distribution is indicative for an extensive ramp setting. Sedimentation is also affected by redistribution during major storms and modulation of terrigenous input.

The most important group of reefbuilders are stromatopo-

roids, which predominantly occur in biostromal limestones but are also present as loosely spaced reef carpets and as more or less significant components of coral dominated patch reefs. The systematic description of the stromatoporoids includes 20 genera with 32 species. Although the occurrence of many species is reported for the first time from the Eifel Area and some species are also new for Europe, in general the occurrence is consistent with the pandemic distribution pattern of many Givetian and Frasnian stromatoporoids. Whereas coral dominated reef communities occur only in the marine-subtidal facies zone, stromatoporoid habitats comprise lagoonal settings as well as fully marine settings. However, environmental conditions exceed tolerance of single stromatoporoid species. Therefore taxonomic composition of stromatoporoid occurrences reflect the conditions in which they thrived. The use of a semi-quantitative approach makes it possible to define characteristic stromatoporoid assemblages. The *Salirella buecheliensis* – *Stromatopora huepschii* assemblage is the most species-rich stromatoporoid assemblage established under stable marine conditions in a “low stress” environment. The stromatoporoid assemblage characterized by *Hermatostroma schlueteri* shows reduced diversity and occurs in lagoonal, slightly restricted settings. Indicative for pronounced environmental instability in even more restricted settings is the low diversity *Actinostroma* assemblage. *Habrostroma laminosum*, *Gerronostromina* cf. *kitatense* and some *Clathrocoelona* species typically occur in coral-dominated patch reefs. Occurrence of these species signifies possible mesotrophic conditions, enhanced by nutrient and organic matter influx from land and from estuarine upwelling during transgressions.

titative approach makes it possible to define characteristic stromatoporoid assemblages. The *Salirella buecheliensis* – *Stromatopora huepschii* assemblage is the most species-rich stromatoporoid assemblage established under stable marine conditions in a “low stress” environment. The stromatoporoid assemblage characterized by *Hermatostroma schlueteri* shows reduced diversity and occurs in lagoonal, slightly restricted settings. Indicative for pronounced environmental instability in even more restricted settings is the low diversity *Actinostroma* assemblage. *Habrostroma laminosum*, *Gerronostromina* cf. *kitatense* and some *Clathrocoelona* species typically occur in coral-dominated patch reefs. Occurrence of these species signifies possible mesotrophic conditions, enhanced by nutrient and organic matter influx from land and from estuarine upwelling during transgressions.

Inhaltsverzeichnis

| | | | | | |
|-------|--|----|--------------------------------------|---|-----|
| 1. | Einleitung | 4 | 3.1 | Allgemeines zur Taxonomie paläozoischer Stromatoporen | 44 |
| 1.1 | Geologischer Rahmen | 5 | 3.1.1 | Systematische Zuordnung der Stromatoporen | 44 |
| 1.1.1 | Geologischer und strukturgeologischer Überblick..... | 5 | 3.1.2 | Hinweise zur Bestimmung und zur Terminologie | 44 |
| 1.1.2 | Geodynamische Entwicklung des Rhenohercynikums | 5 | 3.1.3 | Mikrostruktur | 45 |
| 1.1.3 | Regionale Paläogeographie | 6 | 3.2 | Beschreibung der Stromatoporen-Arten | 46 |
| 1.2 | Stratigraphie | 7 | 4. | Stromatoporen-Vergesellschaftungen: Artenspektrum und Paläoökologie | 107 |
| 1.3 | Material und Methodik | 8 | 4.1 | <i>Salirella buecheliensis</i> - <i>Stromatopora huepschii</i> -Stromatoporen-Vergesellschaftung (SV 1) | 107 |
| 2. | Fazies | 9 | 4.2 | Stromatoporen-Vergesellschaftungen 2a–d | 108 |
| 2.1 | Nichtrezifale Faziestypen | 9 | 4.2.1 | <i>Hermatostroma schlueteri</i> -führende Stromatoporen-Vergesellschaftung (SV 2a)..... | 108 |
| 2.1.1 | Ablagerungen des terrigen beeinflussten Subtidals (= Fazieszone 1) | 9 | 4.2.2 | <i>Actinostroma</i> spp.- <i>Habrostroma laminosum</i> -Stromatoporen-Vergesellschaftung (SV 2b) | 109 |
| 2.1.2 | Ablagerungen der restriktierten Lagune (= Fazieszone 2)..... | 16 | 4.2.3 | <i>Habrostroma laminosum</i> -“dominierte“ Stromatoporen-Vergesellschaftung (SV 2c)..... | 109 |
| 2.1.3 | Peritidale Ablagerungen (= Fazieszone 3)..... | 21 | 4.2.4 | <i>Gerronostromina</i> cf. <i>kitatense</i> -“dominierte“ Stromatoporen-Vergesellschaftung (SV 2d) | 111 |
| 2.1.4 | Ablagerungen mit resedimentierten Komponenten (= Fazieszone 4) | 26 | 4.3 | Der Einfluss von Umweltgradienten auf die Stromatoporen-Verteilung..... | 111 |
| 2.2 | Rezifale Faziestypen..... | 30 | 4.4 | Vergleichende Interpretation der Stromatoporen-Vergesellschaftungen | 111 |
| 2.2.1 | Tabulaten-Dominanz | 32 | 4.5 | Einflüsse paläobiologischer Faktoren auf die Stromatoporen-Verteilung..... | 113 |
| 2.2.2 | Rugosen-Dominanz | 33 | 4.6 | Übertragbarkeit der Ergebnisse | 113 |
| 2.2.3 | Stromatoporen-Dominanz | 36 | 5. | Schlussfolgerungen | 113 |
| 2.3 | Analyse der Faziesarchitektur..... | 38 | 6. | Danksagung..... | 114 |
| 2.3.1 | Wasserkirkulation, Wasserenergie und Bathymetrie..... | 38 | 7. | Literaturverzeichnis | 114 |
| 2.3.2 | Zyklische Sedimentation, Parasequenzen und Sequenzen..... | 38 | Appendix (Profildarstellungen) | 121 | |
| 2.3.3 | Tropische Stürme..... | 41 | | | |
| 2.3.4 | Schelfkonfiguration | 41 | | | |
| 2.3.5 | Terrigener Eintrag, Nährstoffe und Karbonatproduktion | 42 | | | |
| 3. | Systematik der Stromatoporen..... | 44 | | | |

1. Einleitung

Stromatoporen sind in vielen Fällen die dominierenden Riffbildner in biogenen Karbonaten im Mitteldevon des Eifel-Syn-

klinoriums. Trotz der bereits mit GOLDFUSS (1826) beginnenden Erforschungsgeschichte liegen über die Zusammensetzung der Stromatoporen-Fauna bisher aber nur wenige Daten vor (cf. FLÜGEL 1959, 1974). Für das Emsium (UTESCHER 1992) und das

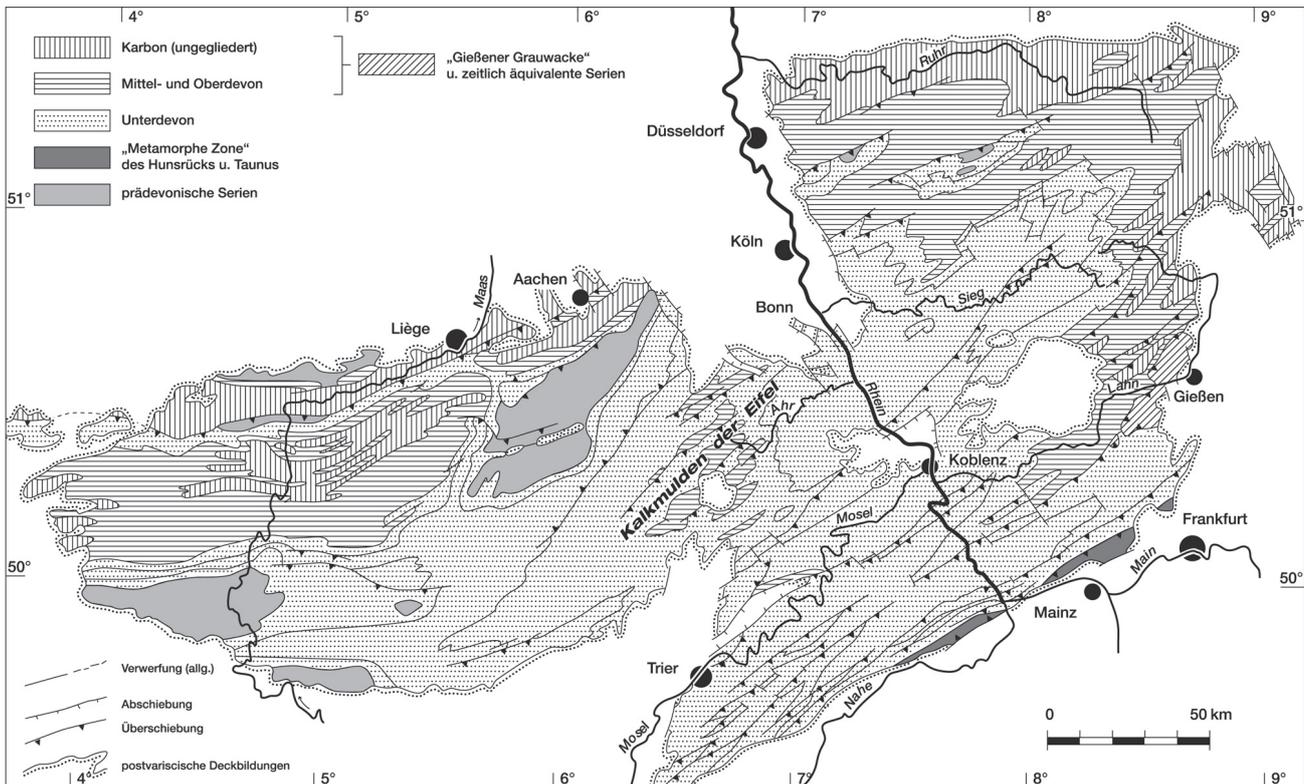


Abbildung 1: Geologische Übersichtskarte des Rheinisch-Ardennischen Schiefergebirges. Verändert nach MEYER & STETS (1994).

Eifelium (FABER 1980) wurden detaillierte Faziesmodelle des Eifel-Synklinoriums erarbeitet. Im Unter-Givetium der Eifel fehlen entsprechend detaillierte und muldenübergreifende fazielle Untersuchungen. Synoptische Publikationen von KREBS (1974) und BURCHETTE (1981) sind auf einen erheblich größeren Rahmen bezogen und können diese Lücke nur ansatzweise schließen. Als Beitrag zum DFG-Forschungsprojekt „Vergleichende Analyse rezifaler und nichtrezifaler Benthos-Gemeinschaften aus dem Paläozoikum und dem Jura“ hat die hier durchgeführte Fallstudie daher folgende zentrale Zielvorgaben: (a) die taxonomische Bestandsaufnahme der Stromatoporen, (b) die auf Profilaufnahmen gegründete Rekonstruktion des Ablagerungsraumes und (c) die paläoökologische Analyse der Stromatoporen-Vorkommen hinsichtlich der steuernden Umweltfaktoren. Die Lage der untersuchten Aufschlüsse und Informationen zur geologischen Situation im Arbeitsgebiet sind in Abb. 1 und Abb. 5 dargestellt.

1.1 Geologischer Rahmen

1.1.1 Geologischer und strukturgeologischer Überblick

Tektonische Modelle des linksrheinischen Schiefergebirges zeigen die Eifeler N-S-Zone als ca. 50 km breite, auffällig eingetiefte Struktur. Nördlich schließt sich, getrennt durch die Malsbendener Rücküberschiebung, die Eifel-Decke an. Noch weiter nördlich liegen die Inde- und die Aachener-Decke. Sämtliche Einheiten befinden sich oberhalb einer nach Süden bis in maximal 15 km Tiefe reichenden Scherzone. Diese Scherzone setzt sich auch nach Westen fort (= Faille du Midi im W

bzw. Aachener Überschiebungs-System im E). Die Strukturen der überlagernden Einheiten sind im Zusammenhang mit der variscischen Orogenese zu deuten, wobei die kollisionsbedingte Krustenverkürzung mit Aufschiebungen, Faltungen und abgesicherten Decken kompensiert wird (v. WINTERFELD 1994, ONCKEN & WEBER 1995, ONCKEN et al. 1999). Innerhalb der Eifeler N-S-Zone definieren großräumige, NE-SW streichende Falten das Eifel-Synklinorium (= Eifeler Kalkmuldenzone). In den Mulden-Kernen sind hauptsächlich mitteldevonische, in beschränktem Umfang auch oberdevonische Ablagerungen überliefert. In den Sattel-Strukturen treten Gesteine des Unter-Devons auf (vgl. Abb. 1).

Der ardennisch-rheinische Schelf, dem auch die Eifeler N-S-Zone angehört, entwickelt sich am Südrand des Old Red-Kontinents. Zunächst dominieren im Unter-Devon rein siliziklastische Ablagerungssysteme (= kaledonische Molasse). Der Umschwung zu vorwiegend karbonatisch-mergeliger Sedimentation erfolgt im späten Unter-Devon (= Heisdorfschichten des Emsiums). Erste Karbonate mit reicher Riffbildner-Fauna treten ab dem frühen Eifelium auf (u.a. FABER 1980, UTESCHER 1992).

1.1.2 Geodynamische Entwicklung des Rhenohercynikums

Die Aufteilung der variscischen Orogenese in verschiedene Zonen geht auf KOSSMAT (1927) zurück. Die Eifel stellt ein kleines Segment der rhenohercynischen Zone dar. Die Mehrzahl der mit dieser Thematik befassten Publikationen deutet das variscische Orogen als Kollisions-Mosaik verschiedener von Gondwana abgesplitteter Mikrokontinente bzw. Terrane.

Die zugrundeliegenden lithologischen, paläomagnetischen und paläobiogeographischen Daten erlauben bisher aber keine eindeutige paläogeographische Synthese. Einzelne Modelle können sich daher im Zeitpunkt der Abdrift/Kollision, in der Anzahl der Terrane und in der Breite der zwischen den Terranen ausgebildeten ozeanischen Bereiche deutlich voneinander unterscheiden (McKERROW et al. 2000, TAIT et al. 2000, MATTE 2001, STAMPFLI & BOREL 2002). Weitgehend gesichert ist, dass Avalonia, vermutlich im späten Kambrium – frühen Ordovizium, als erster Mikrokontinent von Gondwana abdriftet. Dieser Vorgang öffnet den Rheic-Ozean (= Rheischer Ozean). Im späten Ordovizium kollidiert Avalonia mit Baltica (= norddeutsch-polnische Kaledoniden) und im Verlauf des Silurs Avalonia+Baltica mit Laurentia (= britisch-norwegische Kaledoniden). Das südliche Krustensegment des damit konsolidierten Old Red-Kontinents (= Laurussia) wird von Avalonia gebildet. Dieser, der rhenohercynischen Zone entsprechende, Kontinentalrand wird erst bei der finalen Kollision im Karbon (= Suture von Gondwana+Laurussia) in die variscische Orogenese einbezogen (ONCKEN et al. 2000).

Für die bis dahin stattfindenden Prozesse rekonstruiert FRANKE (2000) folgendes Szenario: a) Auf Avalonia folgend, spaltet sich die komplex zusammengesetzte armorikanische Mikroplatte (= Armorican Terrane Assemblage sensu FRANKE 2000) von Gondwana ab; b) Konvergenz zwischen Avalonia und Armorika (= ATA) führt zunächst zur Ausbildung eines Inselbogens. Bei fortdauernder Konvergenz wird der Rheic-Ozean im Unter-Devon (spätes Pragianum) geschlossen; c) Noch im Unter-Devon (frühes Emsium) öffnet sich der rhenohercynische Ozean (= Giessen-Lizard-Ozean), dessen ophiolitische Reste im südlichen Cornwall, der Lindener Mark bei Giessen und im Harz erhalten sind; d) Erkennbar an der Entstehung subduktionsbezogener Magmen (z.B. Frankenstein-Gabbro im Odenwald), die auf die Entwicklung eines Inselbogens (= Mitteldeutsche Kristallinschwelle) hinweisen, kann auf die südgerichtete Subduktion des rhenohercynischen Ozeans geschlossen werden, die bis zu dessen vollständiger Schließung im Oberdevon – Unterkarbon anhält.

Alternative Modelle stellen die Existenz von Armorika als eigenständigem Mikrokontinent in Frage (ROBARDET 2003, LINNEMANN et al. 2004). Die kinematischen Prozesse dieses Szenarios sind vergleichsweise unkompliziert, da die Konvergenz zwischen Gondwana und Laurussia ausschließlich durch die Subduktion des Rheic-Ozeans kompensiert wird (KRONER et al. 2003) und damit die Problematik der Öffnung des rhenohercynischen Ozeans während eines Regimes allgemeiner Einengung entfällt. Nach KRONER & HAHN (2003) kann die komplexe Zusammensetzung des variscischen Orogens als Ausdruck einer Rotations-Komponente Gondwanas mit entsprechenden Strike Slip-Strukturen, der unregelmäßigen Geometrie der Kollisionspartner und des damit verbundenen diachronen Einsetzens der Kollisionsvorgänge aufgefasst werden (s.a. Abb. 2).

Bezogen auf die Becken-Entwicklung im Rhenohercynikum lassen beide Modell-Varianten viele Fragen offen. Das Subsidenzverhalten des rheinischen Beckens (= Mosel-Lahn-Trog) zeigt eine kurze Phase (Lochkovium – frühes Emsium) heftiger Subsidenz, der eine längere Phase (spätes Emsium bis frühes Karbon) moderater Subsidenz folgt (STETS & SCHÄFER 2002). Zumindest tendenziell scheint das Subsidenz-Verhalten

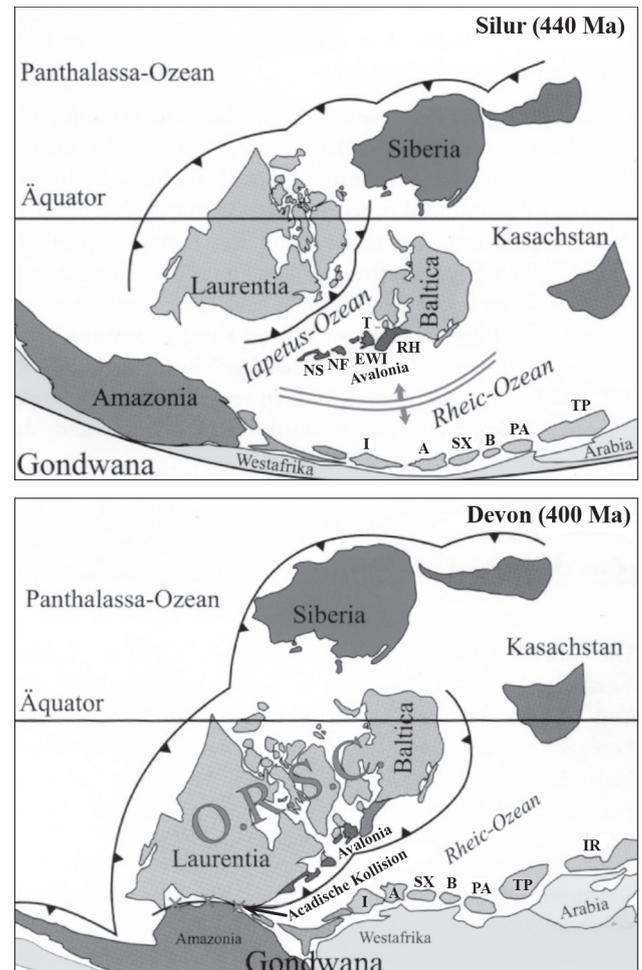


Abbildung 2: Paläogeographie des unteren Silurs (440 Ma) bzw. des unteren Devons (400 Ma). I - Iberia, A - Armorika (Bretagne, Normandie, Französisches Zentralmassiv), SX - Saxothuringikum, B - Barrandium, PA - Proto-Alpen, TP - „Türkische Platte“, RH - Rhenohercynikum, EWI - England, Wales, Südirland, NF - Neufundland, NS - Nova Scotia, T - Tornquist-Linie, IR - Iran, O.R.S.C.- Old Red Sandstone Continent (= Old Red-Kontinent). Verändert nach LINNEMANN et al. (2003).

damit von der in FRANKE (2000) dargelegten Extensions/Konvergenz-Dynamik weitgehend entkoppelt, bzw. räumt der von KRONER & HAHN (2003) vertretenen Hypothese eine erhöhte Plausibilität ein.

1.1.3 Regionale Paläogeographie

STRUVE (1963) entwirft für die Eifel das Modell einer durch Hochgebiete gegliederten Meeresstraße. Einfachere Modelle gehen von den Konturen des Old Red-Kontinents folgenden parallelen Faziesgürteln aus (z.B. KREBS 1974). Sedimentologische Hinweise auf die von STRUVE (1963) angenommenen Hochgebiete fehlen weitgehend (cf. MEYER & STETS 1980). Verglichen mit dem übrigen rheinischen Schiefergebirge und den Ardennen setzt die karbonatische Sedimentation im Bereich der Eifel vergleichsweise früh ein (KREBS 1974, BURCHETTE 1981) und lässt eine besondere Schelf-Konfiguration vermuten. Die für die Situation im Eifelium maßgebliche Rekonstruktion

Tabelle 1: Stratigraphische Tabelle. Schichtenfolge im Givetium der Eifel (nach STRUVE & WERNER 1984 und RIBBERT 1985).

| Stufe | Stratotypen der Südeifel | | allgemeine Gliederung der Nordeifel | Sötenicher Mulde | Blankenheimer Mulde |
|----------|--------------------------|---|-------------------------------------|--|---------------------------------------|
| | Formationen | Member | | | |
| Givetium | Bolsdorf | | Muldenkern-Dolomit | | |
| | Kerpen | Roßberg <i>Bellerophon</i> - Korallenkalk | Kerpen | Kalk-Member Urfey-Member | ungegliedert |
| | Rodert | Korallen-Brachiopodenkalk <i>Stringocephalus</i> - Korallenkalk <i>quadrigenium-ramosa</i> -Kalk Hessenhaus / <i>caiqua</i> -Kalk | Rodert | Hagelberg-Member Schulz-Member Münchenrath-Member Sötenich-Member | |
| | Dreimühlen | Galgenberg Ley Binz | Ermberg/Spickberg | Spickberg-Formation ungegliedert | Ermberg- Formation ungegliedert |
| | Cürten | Meerbüsch Forstberg Marmorwand Felsbach | Cürten | Scheid-Member Zilkens-Member | Buirer-Member |
| | Loogh | Rech Wotan | Loogh | ungegliedert | Neuenbusch- Member |

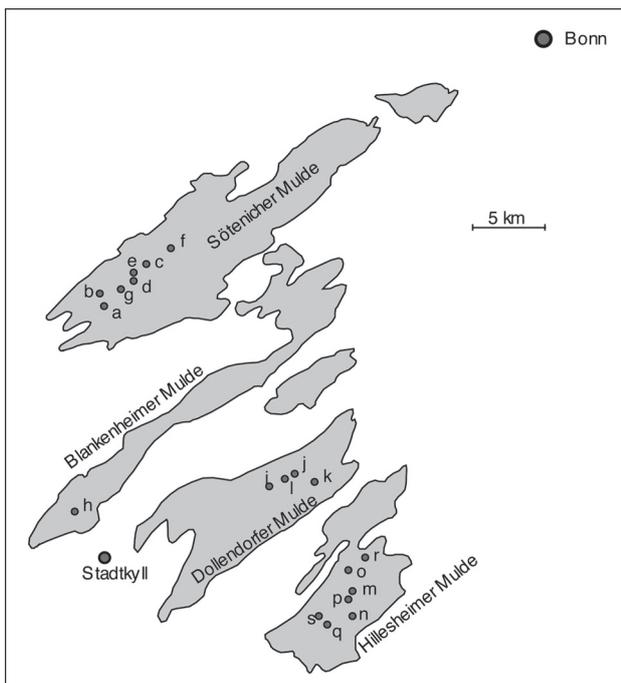


Abbildung 5: Geographische Skizze der beprobten Aufschlüsse bezogen auf die Umriss der Kalkmulden der Eifel, weitere Informationen zu den Lokalitäten a-s siehe Tab. 2.

1.3 Material und Methodik

Die in Abb. 5 dargestellten und in Tab. 2 aufgelisteten Aufschlüsse unterscheiden sich hinsichtlich der Ausdehnung und Zugänglichkeit erheblich. An manchen Stellen konnten

nur einige Faziesproben genommen bzw. Stromatoporen gesammelt werden. Die Darstellung der längeren Profillinien findet sich im Anhang. Die fazielle Bestandsaufnahme und die taxonomische Bearbeitung der Stromatoporen erfolgte anhand von knapp 1000 Proben. Zirka 600 Proben entfallen dabei auf die Faziesanalyse. Im Gelände wurden die entsprechenden Aufschlüsse Bank für Bank untersucht und charakteristische Bereiche beprobt. Von diesen Proben wurden Anschliffe und von ausgewählten Bereichen auch Dünnschliffe (ca. 250) gefertigt. Auf die Untersuchung der Stromatoporen entfallen die übrigen 400 Proben. Die etwas höhere Individuenzahl (ca. 500) geht darauf zurück, dass eine größere Anzahl von Stromatoporen-Proben aus Verwachsungen verschiedener Taxa bestehen. Zur Bestimmung von Stromatoporen ist zumindest ein vertikal und ein tangential orientierter Dünnschliff notwendig. Insgesamt wurden für taxonomische Zwecke etwa 700 Dünnschliffe benötigt. Auch hier geht die Diskrepanz zwischen Individuenzahl und Dünnschliffzahl zu weiten Teilen auf die Existenz unterschiedlicher Individuen in einem Dünnschliff zurück. Unter Umständen können aber tangentielle und vertikale Schnittlagen eines Individuums auch in einem Dünnschliff verwirklicht sein. Zur Erfassung des Verteilungsspektrums der Stromatoporen bezogen auf die fazialen Verhältnisse wurden 16 geeignete Lokalitäten ausgewählt. Die Häufigkeit bzw. der Anteil der Stromatoporen an der Gesamtfazies variiert von Lokalität zu Lokalität. Zur Gewinnung von vergleichbaren Datensätzen wurde angestrebt, 20 Stromatoporen pro Vorkommen zu untersuchen. Zur Überprüfung möglicher Entwicklungstrends der taxonomischen Zusammensetzung (vertikal und/oder lateral) wurden, wenn die Aufschlussbedingungen dies zuließen, einzelne Biostrome auch an verschiedenen Stellen (jeweils mit bis zu 20 Exemplaren) beprobt. Bei kleineren Vorkommen konnte die angestrebte Probenzahl nicht erreicht werden, es

Tabelle 2: Tabellarische Zusammenfassung der untersuchten Lokalitäten.

| Bez. in Abb. 5 | Lokalität | TK 25 | Koordinaten | stratigraphischer Bereich, Formation(en) |
|----------------|---|-------|-------------------|--|
| a | Steinbruch E-von Sistig | 5505 | R 37640 / H 95790 | Spickberg |
| b | Steinbruch am Ortseingang Rinnen | 5405 | R 38530 / H 97340 | Spickberg |
| c | Sötenicher Gemeindesteinbruch und Böschung am Neuen Weg am W Rand des Steinbruchs | 5405 | R 40240 / H 98855 | Cürten-Rodert |
| d | Steinbruch Taubenberg | 5405 | R 39530 / H 97900 | Cürten-Rodert |
| e | Steinbruch Scheidberg | 5405 | R 39800 / H 98000 | Cürten-Rodert |
| f | Steinbruch Keldenich | 5405 | R 41840 / H 99380 | Rodert |
| g | Steinbruch der Firma Winter & Weiss, SE-Rinnen | 5405 | R 38440 / H 97260 | Loogh-Cürten |
| h | Steinbruch Ermberg | 5605 | R 36750 / H 82250 | Cürten-Rodert |
| i | Steinbruch Höneberg | 5606 | R 48550 / H 83300 | Rodert |
| j | Steinbruch Fuchsloch | 5606 | R 51150 / H 84450 | Rodert |
| k | Steinbruch W ehemaliger Bahnhof Dollendorf | 5606 | R 51700 / H 84000 | Cürten |
| l | Profil an der ehemaligen Bahnlinie E der Leienberg | 5606 | R 50700 / H 84640 | Dreimühlen |
| m | Profil an der ehemaligen Bahnlinie An der Ley | 5606 | R 53500 / H 75530 | Dreimühlen-Rodert |
| n | Gebiet Staatsforst Rodert | 5606 | R 52800 / H 75000 | Dreimühlen |
| o | Steinbruch Meerbüsch | 5606 | R 53350 / H 76550 | Dreimühlen-Rodert |
| p | Steinbruch Cistercienser | 5606 | R 53250 / H 75570 | Rodert |
| q | Geländekante am Ko-Berg | 5606 | R 50900 / H 74650 | Dreimühlen |
| r | Steinbruch "Wotan" bzw. "Korea" | 5606 | R 55130 / H 77520 | Loogh |
| s | Steinbruch Rauheck | 5606 | R 50600 / H 74740 | Loogh |

wurden dann so viele Stromatoporen wie möglich gesammelt. Insgesamt handelt es sich um rund 500 Individuen. Der semiquantitative Ansatz erlaubt die statistische Auswertung der Daten und somit den Vergleich der Häufigkeit einzelner Taxa. Bis zu einem gewissen Punkt wird dadurch auch die Diversität in den Biostromen beleuchtet. Die Berechnung von Diversitätsindizes erscheint aber unangemessen, zumal Stromatoporen in keinem Fall die einzigen beteiligten Organismen darstellen.

Das Belegmaterial zu der vorliegenden Arbeit ist unter der Sammlungsnummer BSPG 2006 IX in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und Geologie München hinterlegt.

2. Fazies

2.1 Nichtrezifale Faziestypen

2.1.1 Ablagerungen des terrigen beeinflussten Subtidals (= Fazieszone 1)

Diese Gruppe von Faziestypen zeichnet sich durch einen erhöhten Ton- teilweise auch Quarzsiltgehalt aus. Der Karbonatgehalt liegt trotzdem meist um 90 %, untergeordnet treten aber auch etwas unreinere bis fast mergelige Lithologien auf.

Fossilspektrum

a) Wirbellose

- Trilobiten: Meist handelt es sich um Vertreter der Gattung

Dechenella, es treten aber auch Phacopiden und Scutelliden auf.

- Ostracoden: Außer überwiegend glattschaligen Formen sind im Dünnschliff nur einige wenige *Cryptophyllus*-artige Formen näher definierbar. Die tatsächliche Artenvielfalt der Ostracoden ist in diesem Environment aber als ziemlich hoch einzuschätzen (cf. BECKER 1969, CASIER & PRÉAT 1991, CASIER et al. 1992, CASIER et al. 2000).

- Tentaculitiden: Allenfalls akzessorisch treten unskulpturierte Styliolinen-ähnliche Gehäuse sowie skulpturierte Tentaculitida auf.

- Nautiloideen: Insgesamt sehr selten finden sich etwa bleistiftdicke orthocone und bis zu 3–4 cm Durchmesser besitzende cyrtocoone Gehäuse.

- Gastropoden: Diese Organismen treten mit verschiedenen Gattungen und auch unterschiedlich groß (ca. 2 mm – 4 cm Gehäusegröße) auf. Die Extreme des morphologischen Spektrums sind durch planspirale *Euomphalus*-artige Formen und trochospirale *Loxonema*- und *Murchisonia*-artige Formen gegeben.

- Lamellibranchiaten: Die im Dünnschliff auftretenden Bivalvenschalen (häufig Fragmente) lassen sich kaum einer bestimmten Gattung zuordnen. Bei herausgewitterten Exemplaren handelt es sich normalerweise um Steinkerne, die mehrheitlich *Paracyclas*-artig geformt sind. Es gibt aber auch langgestreckte *Solenomorpha*-artige Exemplare. Beide Formen sind in der Regel zweiklappig erhalten und gehören zum Endobenthos. Wesentlich seltener sind einklappig überlieferte, epibenthisch (unter Umständen auch epiphytisch) lebende Pteriaceen.

- Brachiopoden: Am häufigsten sind *Athyris*-artige Formen,

sowie Atrypiden, meist *Spinatrypina* (unterschiedliche Arten je nach stratigraphischem Intervall). Etwas seltener, aber dennoch mit einer gewissen Konstanz vorhanden sind *Undispirifer* sp. bzw. *Undispirifer undiferus*. Gelegentlich können auch rhychnonellide Brachiopoden auftreten. *Spinocyrtia* (*Carpinaria*) tritt insgesamt selten auf, besitzt aber ein Häufigkeitsmaximum in der Cürten-Formation der Sötenicher Mulde. Relativ selten sind große dünn-schalige Terebratuliden (= Stringocephaliden). Wie auf Brachiopoden fokussierte Bearbeitungen zeigen, dürfte die tatsächliche Artenzahl die Anzahl der genannten Formen um ein Vielfaches übersteigen (siehe z.B. Fossilisten in STRUVE & WERNER 1984). Aufgrund diversifizierter Anpassungsstrategien (z.B. Bestachelung) haben unterschiedliche Brachiopodenarten subtile Substrat- und Milieupräferenzen, die entsprechend aufgefächerte Interpretationen zulassen (COPPER 1966, RACKI & BALINSKI 1981, RACKI 1993a).

- Bryozoen: Selten kommen plattige und ästige Formen mit fenestellider bzw. fistuliporider Morphologie vor.

- Echinodermen: Meist handelt es sich um Krinoidenreste, normalerweise um einzelne Trochiten. Gelegentlich sind auch Seeigelstacheln und wahrscheinlich auch Skelettelemente von Ophiuren vorhanden. Trochiten der Dreimühlen- und Rodert-Formation der Hillesheimer Mulde lassen sich, erkennbar an der für *Cupressocrinites* typischen Vierersymmetrie, meist dieser Gattung zuordnen.

- Korallen und Stromatoporen: Autochthone Riffbildner-Vorkommen tendieren dazu, in Form von Fleckenriffen oder Biostromen aufzutreten. Auf diese Vorkommen wird weiter unten eingegangen. Da die hier beschriebenen Faziestypen auch das sedimentäre Umfeld für diese rezifalen Bildungen darstellen können, ist die Häufigkeit von Riffbildnern allerdings mehr oder weniger transitional. Es können daher durchaus vollständige Riffbildner in situ bzw. deren Fragmente vorhanden sein. Stromatoporen sind dabei als isolierte Individuen durchschnittlich viel seltener als tabulate bzw. rugose Korallen. Verbreitet sind vor allem Auloporiden (z.B. *Remesia*, *Roemerolites*) und solitäre rugose Korallen (insgesamt ca. 20 verschiedene Arten).

b) Kalkalgen

- tubulare Algen: Diese Organismen besitzen einen hohlen, zylindrischen Thallus, in dem Querelemente eingezogen sind. Die Wandstruktur wirkt homogen bis radialfibrös (= ?Wandporen). Unter den tubularen Algen gibt es Formen mit regelmäßig angeordneten, mittig unterbrochenen Querelementen, die meist dicker als der Cortex ausgebildet sind und somit Eigenschaften von Kamaeniden (= Palaeoberesellen, cf. MAMET & ROUX 1974) besitzen. Insgesamt überwiegen aber Formen mit leicht konkaven oder konvexen Querböden, die tendenziell dünner als der Cortex entwickelt sind. Von diesen, verglichen mit den Kamaeniden, häufigeren Formen gibt es wiederum ein breites Spektrum. Manche Formen weisen *Issinella devonica* entsprechende Merkmale auf. Nach Wanddicke (ca. 0,01–0,02 mm) und Thallusdurchmesser (ca. 0,06–0,15 mm) lässt das häufigste Taxon deutliche Affinitäten zu *Jansaella ridingi* MAMET & ROUX, 1975 erkennen. Wahrscheinlich mit dieser Art konspezifisch ist auch das von FABER & RIDING (1979) zunächst als *Uraloporella variabilis* KORDE aus dem unteren Givetium (Loogh-Formation, „Eowotanium“) der Hillesheimer Mulde beschriebene Material. Auch wenn es unterschiedliche syste-

matische Ansätze und Auffassungen zu tubularen Algen gibt, werden diese in verschiedenen Ordnungen, meist als Palaeosiphonocladale, mit Dasycladaceen in Verbindung gebracht (SKOMPSKI 1987, ELLIOTT 1991, ROUX 1985, 1991).

- Laniculiden: Bei Laniculiden besteht der Thallus aus teller- oder becherförmigen Segmenten (HUBMANN 1993). Solche charakteristischen Thallusquerschnitte fehlen bei den hier vorliegenden, stark fragmentierten Exemplaren allerdings. Die Zuordnung erfolgt aufgrund der Eigenschaften der in den Cortexfragmenten erkennbaren Poren. Diese Poren besitzen auch innerhalb eines Fragmentes sehr heterogene Durchmesser von maximal ca. 0,25 mm und minimal ca. 0,06 mm. In Analogie zu Rekonstruktionen von *Laniculla* (LANGENSTRASSEN 1993) handelt es sich um Schnitte durch einen für Laniculiden typischen Siphonenkranz.

- Codiaceen: Soweit eine Bestimmung an den Thallusfragmenten überhaupt möglich ist, handelt es sich um *Pseudopalaepoporella lummatonensis* (ELLIOTT, 1961). Diese Alge ist durch KOCH-FRÜCHTL (1992) und KOCH-FRÜCHTL & GEE (1994) auch anhand von Material aus der Eifel intensiv bearbeitet. Zur Diskussion der systematischen Position siehe auch HUBMANN & FEININGER (1997) und VACHARD (1993).

- Charophyten: Die Funde von Charophyten beschränken sich auf äußerst seltene Reproduktionszysten (= *Scydidium*). *Scydidium* kann im Mitteldevon auch in marinen Sedimenten auftreten (RACKI & RACKA 1982, LANGER 1991).

c) Cyanobakterien

Inkrustierend auf Riffbildnern findet sich sehr selten *Rothpletzella*. Häufiger ist hingegen *Girvanella* und zwar inkrustierend auf Riffbildnern, als kleine isolierte Lumps, und am auffälligsten als meist etwas asymmetrische onkoidale Krusten um skelettale Komponenten. Seltener aber ebenso wie *Girvanella* inkrustierend bzw. als onkoidale Kruste ist das problematische Mikrofossil (?Foraminifere, ?Cyanophyceae) *Wetheredella*.

d) Gefäßpflanzen

Parallel zum erhöhten Tongehalt lässt sich unter Umständen auch eine erhöhte Pflanzenführung feststellen. Es handelt sich meist um Cuticula-Fragmente und Palynomorphe. Nur am Fundpunkt Keldenich sind näher eingrenzbarere Pflanzenreste vorhanden. Es handelt sich um Zosterophyllophyten, und zwar aufgrund der Morphologie der Emergenzen wohl um eine der Gattung *Sawdonia* nahestehende Art. Da fertile Elemente fehlen, ist eine genaue Bestimmung nicht möglich. Bei einigen Zosterophyllophyten – unter anderem bei *Sawdonia* – sind Stomata nachgewiesen, daher ist eine landgebundene Lebensweise wahrscheinlicher als ein aquatisches bzw. semiaquatisches Auftreten (GENSEL & ANDREWS 1984, CLEAL & THOMAS 1999). Zweifellos gibt es aber auch eine reiche Flora submers lebender Pflanzen (cf. SCHWEITZER 1990). Konkret ableiten lässt sich eine submerser Lebensweise, wenn Pflanzensprosse von marinen Organismen inkrustiert werden. Dieses Phänomen tritt zwar eher selten auf, wird aber bezogen auf Favositiden z.B. von BOHATY (2005) bereits aus der Eifel erwähnt. Im untersuchten Material kann es sich um Thamnoporiden und untergeordnet auch um solitäre Rugosa oder Stromatoporen handeln. Speziell bei den Thamnoporiden fällt auf, dass es sich wohl um juvenile Exemplare handelt, die noch kein regelmäßiges Kelchmuster

aufweisen und daher nicht mit Sicherheit einer der sonst auftretenden Thamnoporen-Arten zuordenbar sind. Unter diesem Aspekt wirken die Pflanzen als Substrat ungeeignet. Unter anderem könnte die Dauer der Lebenszyklen der Pflanzen (die auch fortpflanzungsbedingten Generationswechsellagen unterliegen) zu kurz sein, um die erfolgreiche Entfaltung der Thamnoporiden zuzulassen.

Faziestypen der Fazieszone 1

a) überregionale Verbreitung

Bioklast-armer Mud- bis Wackestone (Ft 1) (Taf. 1, Fig. 1) – Die Lithologie lässt sich als dunkelbraun bis schwarz, schiefrig, etwas siltig und ziemlich tonreich beschreiben. In der Regel sind diese Gesteine auch auffällig bituminös. Der Quarzsiltgehalt ist variabel, bleibt aber meistens unter 1%. Die Fossilführung ist normalerweise zu vernachlässigen und besteht aus Bioklasten mit maximal ca. 0,2 mm Durchmesser und plattgedrückten, lignitischen Phytoklasten. Gelegentlich sind aber auch tubulare Algen oder auffällig dünnchalige Bivalven („pelagische Filamente“) eingestreut. Im Dünnschliffbild sind u. U. Drucklösungserscheinungen recht auffällig.

Vorkommen: Am verbreitetsten bzw. am besten aufgeschlossen sind Lithologien dieses Faziestyps in der Sötenicher Mulde und hier besonders im Zilkens-Member (Cürten-Fm.), sowie dem Sötenich- und Münchenrath-Member (Rodert-Fm.). Normalerweise finden sich Bioklast Mudstones in mm- bis cm-dicken Lagen bzw. Linsen als Bestandteil von parallel feingeschichteten oder flaserschichteten Gesteinen. Hierzu lassen sich folgende zusätzliche Beobachtungen anfügen. Im Zilkens-Member finden sich bevorzugt parallel feingeschichtete Bereiche, die teilweise eine normale Gradierung aufweisen (z.B. Steinbruch Winter & Weiss). Im Sötenich-Member sind durch Bioturbation (*Chondrites* isp.) geprägte Lagen am auffälligsten (z.B. Steinbrüche Taubenberg und Scheidberg). Im Münchenrath-Member überwiegt tendenziell Flaserschichtung, die mit Mikroerosionserscheinungen und Materialwechsel verbunden ist. Häufig sind an dieser Form der Wechsellagerung peloidale Bio-, und auch Lithoklast-reiche Packstones, seltener auch geringmächtige Rudstones beteiligt (z.B. Steinbruch Taubenberg).

Bioklast-Wacke- bis Floatstone (Ft 2) (Taf. 1, Fig. 2) – Die mikritische Grundmasse dieses Faziestyps ist äußerst feinkörnig und nahezu strukturlos. Gelegentlich sind aber trotzdem noch Inhomogenitäten in Form von Quarzsilt (< 1%) und Mikrobioklasten vorhanden. Abgesehen von lignitischen Pflanzenresten lassen sich die meisten dieser Mikrobioklasten nicht eindeutig bestimmten Organismen zuordnen. Bei nadelförmigen Elementen, die etwa 0,01 mm Durchmesser besitzen, ist eine Deutung als Schwammspicula möglich. Bei den typischerweise auftretenden Bioklasten handelt es sich in abnehmender Häufigkeit um Molluskenreste (Bivalven und Gastropoden), Brachiopoden, Trilobiten, Trochiten, Ostracoden, Bryozoen (meist ästige Formen) und Echinidenstacheln. In wechselnder Häufigkeit, tendenziell mit Annäherung an autochthone biostromale Bildungen zunehmend, finden sich Korallen und Stromatoporen. Bis auf die Echinodermen, deren Skelette ganz überwiegend in einzelne Elemente zerfallen sind, können alle auftretenden

Organismen auch biomorph überliefert sein. Einige der Schalenfragmente besitzen asymmetrische, additive, mikritische Aufwüchse oder es lässt sich eine beginnende Cortoidbildung beobachten. Beide Erscheinungen sind aber eher selten. Gelegentlich ist der bioklastische Anteil, dem vermutlichen primären Ablagerungszustand entsprechend, noch lagenweise angereichert. Eine konvexe oder konkave Anordnung von Schalen hält sich dabei ungefähr die Waage. Überwiegend ist das Sediment bioturbat entschichtet und zeigt in der Folge lokale, unscharf begrenzte Akkumulationen von Bioklasten. Zusätzlich kann das Sediment noch Grabspuren in Form von separaten Gängen aufweisen. Diese haben 1–2 mm Durchmesser und zeigen, durch Anreicherung von Mikrobioklasten gebildete, Stopfgefüge sowie eine mikropeloidale Matrix.

Vorkommen: Gesteine dieses Faziestyps treten von der Cürten- bis in die Rodert-Formation, bevorzugt im Bereich der Sötenicher und Blankenheimer Mulde auf, sind aber auch in der Dollendorfer und Hillesheimer Mulde ab der Dreimühlen-Formation nachgewiesen (Fundpunkte: Neuer Weg, Steinbrüche Winter & Weiss, Taubenberg, Ermberg, Scheidberg, Meerbüsch). Die Bankung dieser Gesteine ist sehr unregelmäßig, hat meist wenig mit den internen Gefügemerkmalen zu tun und orientiert sich eher an Stylolithen-reichen Horizonten.

Algenreicher Bioklast-Wacke- bis Floatstone (Ft 3) (Taf. 1, Figs. 3, 4) – Quarzsiltgehalt, bioklastischer Anteil, die Epi- bzw. Endofauna sowie das vorherrschend bioturbat ausgebildete Gesamtgefüge entspricht zu großen Teilen den oben beschriebenen bioklastischen Wacke- bis Floatstones des Ft 2. Bemerkenswert ist allerdings das Vorkommen tubularer Algen, die seltener in Form von Bioklast-armen tubularen Algen-Wackestones und häufiger in dichten Algen-Packstones auftreten. An den Fundpunkten Steinbruch Ermberg und Neuer Weg finden sich zusätzlich auch einige wenige Lanciculidenfragmente. An den Fundpunkten Steinbruch Keldenich und Neuer Weg tritt selten *Sycidium* auf. Die Matrix ist vielfach, abweichend von Gesteinen der Faziestypen 1 und 2, uneinheitlich und im weitesten Sinne peloidal entwickelt. Die Mehrzahl dieser Peloiden ist sehr klein (ca. 0,05 mm), besitzt unregelmäßige, etwas diffuse Umrisse und gleicht damit der mikropeloidalen Struktur, wie sie auch im Ft 2 innerhalb diskreter Grabgänge auftritt. An einigen Fundpunkten, vorwiegend in der Sötenicher und Blankenheimer Mulde, sind zudem runde, nicht selten oval-längliche Peloiden von ca. 0,5 mm (bis max. 0,7 mm) Durchmesser vorhanden. Diese eindeutigen Koprolithen sind aber nur in Ausnahmefällen (z.B. geschützt innerhalb von Gastropoden) in dieser Form überliefert. Ganz überwiegend erfolgt der Zerfall bzw. die Kompaktion der Pellets vor der Zementation und hinterlässt abgesehen von schlecht definierten Inhomogenitäten der Matrix kaum Spuren.

Vorkommen: Lithologien des Ft 3 treten häufig im Verband mit denen des Ft 2 auf; Verbreitung und Fundpunkte entsprechen sich. Aufgrund der nicht ganz optimalen Aufschlussverhältnisse sind in der Süd-Eifel vergleichsweise wenige Horizonte dieses Faziestyps nachgewiesen (Fundpunkte: Steinbruch Meerbüsch und An der Ley). Vergleichbare Lithologien treten zumindest in der Hillesheimer Mulde aber bereits ab der Loogh-Formation auf (FABER & RIDING 1979).

Die Faziestypen 1–3 zeigen bezogen auf die Zusammensetzung der Matrix und der Komponenten eine zunehmende

Komplexität. Eine modulierte, leicht distal-tempestisch überprägte Hintergrundsedimentation schlägt sich in Form von parallel laminierten Bioklast-Mudstones (Ft 1) nieder. Bioturbation findet nur partiell und wenn überhaupt nachweisbar durch *Chondrites* isp. statt. Diese Phänomene (fehlende Bioturbation und rein auf *Chondrites* zurückgehende Bioturbation) sowie die auftretenden, dünnchaligen Bivalven deuten auf Sauerstofflimitierung hin. Für die in anderen Horizonten vorhandene Flaserschichtung ist eine häufig in diesem Zusammenhang genannte gezeiteninduzierte Ablagerung nicht vollkommen auszuschließen; eindeutige Strukturen wie z.B. Tidal Bundles konnten nicht nachgewiesen werden und letztlich kann Flaserschichtung die unterschiedlichsten Ursachen haben, deren kleinster gemeinsamer Nenner in wechselnden Strömungsverhältnissen besteht. Der variable Quarzsiltgehalt hat möglicherweise gar nichts mit dem hydrodynamischen Regime zu tun und kann durchaus auch äolisch eingetragen sein.

Die bioklastischen Wacke- bis Floatstones des Ft 2 zeigen aufgrund häufigerer und größerer Bioklastlagen lebensfreundlichere, hinsichtlich der Wasserenergie auch proximalere Bedingungen an. Vorwiegend bioturbate Gefüge lassen die ursprüngliche Sedimenttextur nur in Ausnahmefällen unberührt. Das Komponentenspektrum selbst ist heterogen. Das betrifft den Fragmentationsgrad der Komponenten, der von stark (Shell Hash) bis zu unfragmentiert reicht und die Zusammensetzung des Organismenspektrums, das infaunale, vagile, benthisch-sessile und eingeschwemmte Elemente beinhaltet. Es handelt sich allerdings vorwiegend um normalmarine, stenohaline Organismen, die mit (wenn auch unterschiedlich stark konsolidierten) Weichbodensubstraten zurechtkommen. Als plausibelstes Erklärungsmuster bietet sich daher ein mehr oder weniger stark autochthon besiedelter Meeresboden an, der wiederholt von vermutlich tempestisch induzierten Umlagerungsvorgängen unterschiedlicher Intensität betroffen ist.

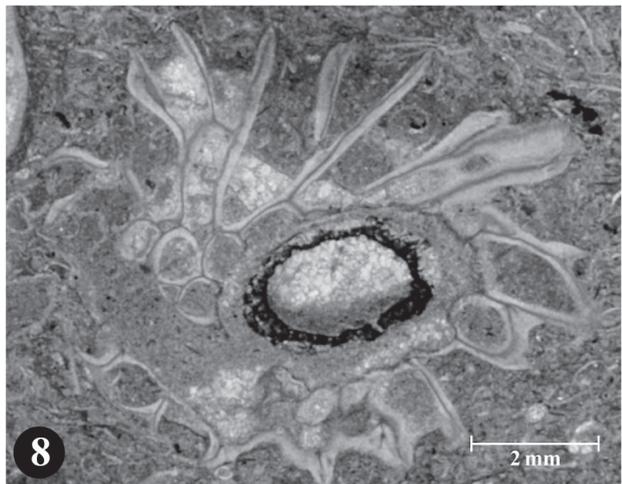
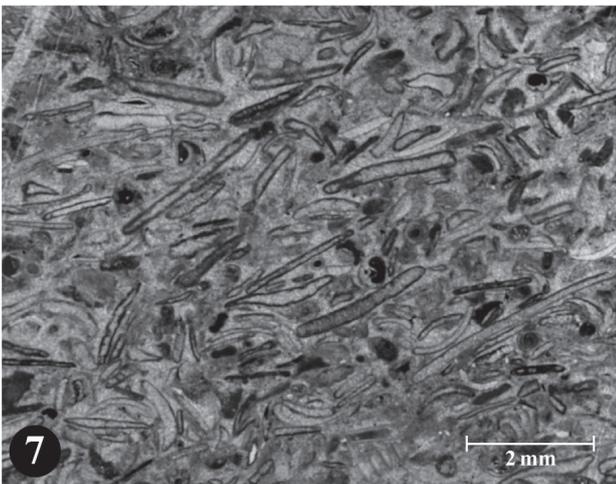
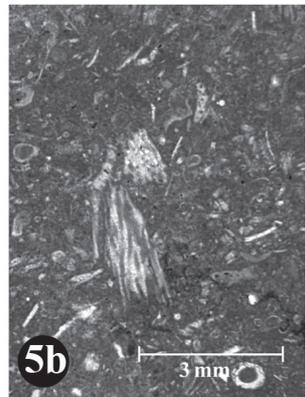
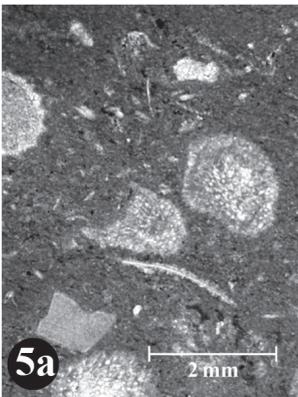
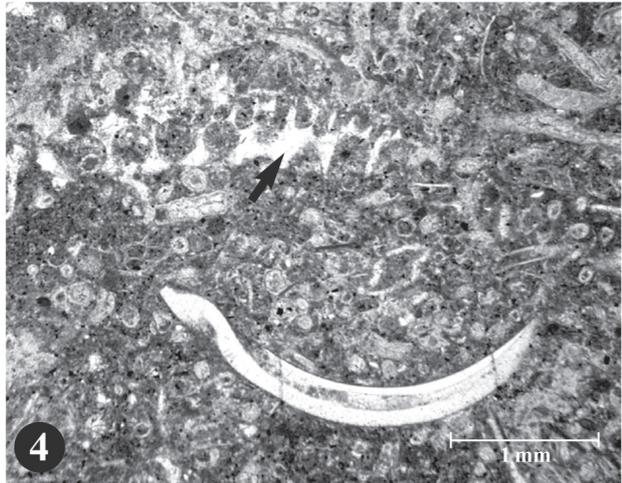
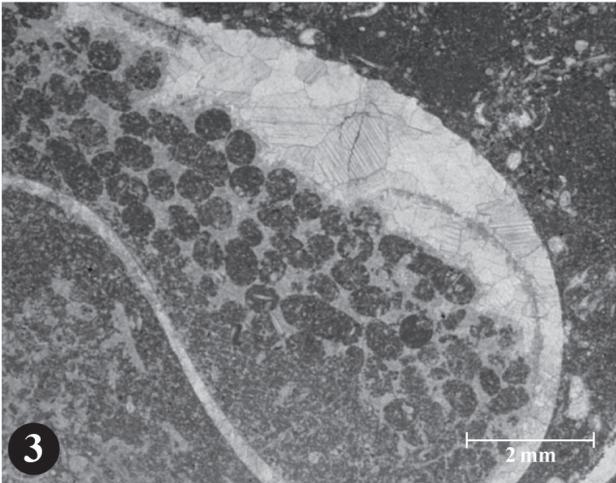
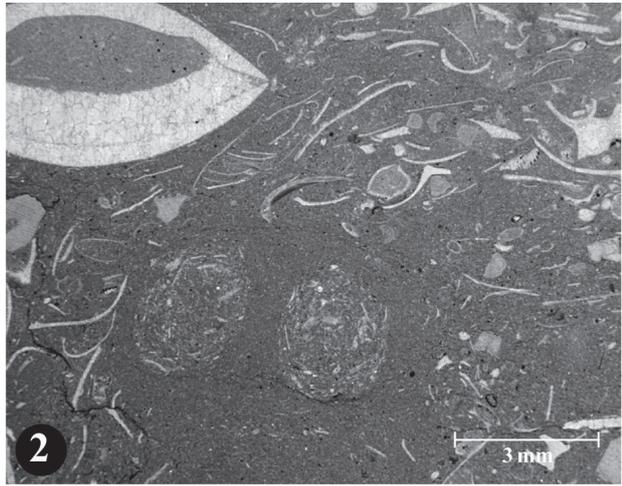
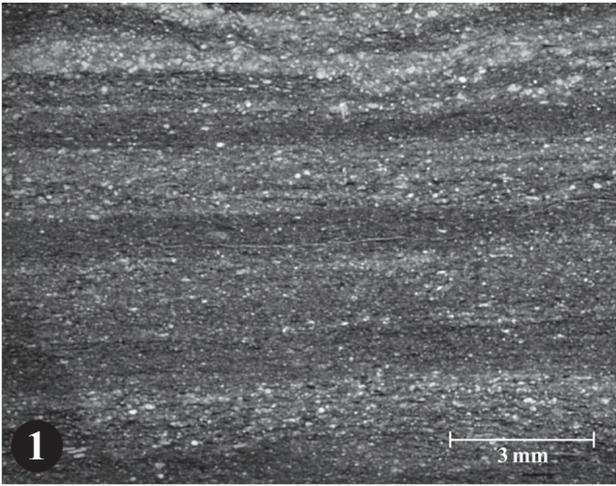
Der Ablagerungsraum der algenreichen Bioklast-Wacke- bis

Floatstones des Ft 3 weicht von den im Ft 2 dokumentierten Umweltverhältnissen nicht sonderlich ab. Die Bioturbation ist aber intensiver, das Sediment wird mehrfach und auch von unterschiedlichen Organismen durchwühlt; im Extremfall wohl bis zu einem Pellet-Sand Stadium. Dies lässt vermuten, dass, verglichen mit dem Ft 2, zwischen einzelnen Umlagerungsvorgängen mehr Zeit vergeht. Diese verlängerten Zeiträume ungestörter Sedimentoberflächen sind zumindest einer der Faktoren, die sich auf das Wachstum tubularer Algen positiv auswirken. Gleichzeitig steigern die Algenvorkommen die Attraktivität der Sedimentoberfläche für herbivore Organismen, z.B. Gastropoden. Die Sedimentationsrate bleibt immer hoch genug, um eine Zementation der Pellets vor der Kompaktion zu verhindern.

Die Faziestypen 1–3 treten unter anderem als basale Einheiten von weiter unten diskutierten Sets von Parasequenzen auf; diese Parasequenzen repräsentieren Verflachungsabfolgen, die bis in die supratidale Zone reichen und teilweise nur 1–2 Meter Gesamtmächtigkeit aufweisen. Entsprechend ist zu folgern, dass die Faziestypen 1–3 die bathymetrisch tiefsten Anteile im Sedimentationsraum abbilden. Aufgrund des Reichtums an Algen kann allerdings ausgeschlossen werden, dass es sich um sonderlich tiefes Wasser handelt. Vorausgesetzt, dass tubulare Algen mit modernen Dasycladaceen vergleichbare Ansprüche an die Umwelt stellten, lässt sich sogar eine Wassertiefe von nur wenigen Metern annehmen (cf. FLÜGEL 2004). Unabhängig davon setzt der Tongehalt im Sediment eine gewisse Wassertrübe voraus, die ohnehin die Reichweite der photischen Zone reduziert. Sicherlich ist auch eine Lesart vertretbar, die die Faziestypen 1–3 in bathymetrisch geordneter Reihenfolge interpretiert, wobei erst bei Ft 3 die für Kalkalgen optimalen Lichtverhältnisse eintreten. Nicht zuletzt angesichts der teilweise geringen Gesamtmächtigkeit der Parasequenzen, die ja auch die Sedimentaufnahmekapazität des Ablagerungsraumes innerhalb eines Sedimentationszyklus widerspiegeln, scheinen aber Faktoren wie Sauerstoffgehalt an der Sedimentoberfläche

Tafel 1:

- Fig. 1: Parallel laminiertes Bioklast-armes Mud- bis Wackestone (Ft 1). Die fehlende Bioturbation deutet auf O₂-Mangelbedingungen im Sediment hin. Sauerstoff reduziertes Milieu der Fazieszone 1. Steinbruch Taubenberg, Rodert-Formation, (BSPG 2006 IX 472).
- Fig. 2: Bioklast-Wacke- bis Floatstone (Ft 2). Tendenziell schichtparallel angeordnete Bioklast-Lage, die sich hauptsächlich aus Mollusken-Fragmenten zusammensetzt. In der Bildmitte sind Bioturbations-Spuren erkennbar. Tempestisch beeinflusstes, durchlüftetes Milieu der Fazieszone 1. Steinbruch Ermberg, Rodert-Formation, (BSPG 2006 IX 473).
- Fig. 3: Algenreicher-Bioklast-Wacke- bis Floatstone (Ft 3). Innerhalb einer Gastropode erhaltene Koprolithen. Im unteren Bildbereich ist der Übergang dieser Koprolithen in peloidales Sediment zu erkennen, das die gleichen Eigenschaften zeigt wie das Sediment der Umgebung. Stark bioturbiertes Milieu der Fazieszone 1. Steinbruch Ermberg, Rodert-Formation, (BSPG 2006 IX 474).
- Fig. 4: Algenreicher-Bioklast-Wacke- bis Floatstone (Ft 3). Etwa in der Bildmitte (Pfeil) befindet sich ein Lanciculiden-Fragment. Bei dieser Vergrößerung nur schwer erkennbar sind zahlreiche tubulare Algen (= runde und zylindrische Querschnitte). Stark bioturbiertes Milieu der Fazieszone 1. Steinbruch Ermberg, Rodert-Formation, (BSPG 2006 IX 475).
- Fig. 5a, b: Codiaceen-reicher bioklastischer Wacke- bis Floatstone (Ft 4). Fragmente von *Pseudopalaeoporella lummatonensis* (ELLIOTT, 1961). Vergleichbares Milieu wie Fig. 2–4. Steinbruch Meerbüsch, Dreimühlen-Formation, (BSPG 2006 IX 476).
- Fig. 6: Abdruck von nahezu symmetrischen Oszillationsrippeln auf einer Schichtfläche des siliziklastischen Schulz-Members (Ft 5). Der Durchmesser des Objektivdeckels beträgt ca. 6 cm. Steinbruch Taubenberg, Rodert-Formation.
- Fig. 7: Cortoid-Packstone (Ft 6). Die Anordnung der Cortoide zeigt eine mehr oder weniger gut definierte, kleindimensionierte Schrägschichtung. Hochenergetisches Milieu der Fazieszone 1. Neuer Weg, Rodert-Formation, Münchenrath-Member, (BSPG 2006 IX 477).
- Fig. 8: Juvenile Thamnoporidae umwächst den Stengel einer submers lebenden Pflanze. Pflanzenreiche Biotope sind indikativ für ein erhöhtes Nährstoffregime. Perirezifales Milieu der Fazieszone 1. Steinbruch Winter & Weiss, Cürten-Formation, (BSPG 2006 IX 478).



oder Zeiträume ungestörter Sedimentoberflächen einen viel größeren Einfluss auszuüben als die Bathymetrie. Da trotz der geringen Wassertiefe keine Auswaschung des mikritischen Anteils zu beobachten ist, muss die normale Wellentätigkeit entweder gedämpft sein (z.B. durch die Breite des Schelfs) oder der Ablagerungsraum muss von der vorherrschenden Wellenrichtung abgeschirmt sein.

b) lokale Verbreitung

Codiaceen-reicher bioklastischer Wacke- bis Floatstone (Ft 4) (Taf. 1, Fig. 5a, b) – Abgesehen von den bis zu etwa 1,6 mm Thallusdurchmesser erreichenden Codiaceenfragmenten (*Pseudopalaeoporella lummatonensis*) zeigt der bioklastische Anteil mit Gastropoden, Bivalven, Ostracoden, tubularen Algen, Trochiten (soweit zuordenbar *Cupressocrinites*) und Brachiopodenfragmenten deutliche Affinitäten zum Ft 2. Lignitische Pflanzenreste sind nicht selten. Das ursprüngliche Gefüge ist überwiegend bioturbat entschichtet. In begrenzten Arealen ist noch eine lagenweise Anreicherung der Bioklasten überliefert. Die Matrix ist uneinheitlich und enthält neben homogenen Bereichen auch undeutlich peloidale und mikrobioklastische Anteile. Die Sedimente enthalten zudem mehr oder weniger autochthone Riffbildner, die lokale Floatstone-Bereiche erzeugen. Am häufigsten sind Korallen (*Cyathophyllum*-Kolonien, *Mesophyllum*, *Alveolites*, *Squameoalveolites*, *Favosites* ex gr. *goldfussi* und *Thamnopora* sp.). Bei den äußerst seltenen Stromatoporen handelt es sich um die inkrustierende Form *Clathrocoilon spissa* (LECOMPTÉ, 1952) und um ein Exemplar einer erhaltungsbedingt nicht eindeutig bestimmbar, ästigen Form (*Stachyodes* sp.).

Vorkommen: Gesteine dieses Faziestyps sind nur in der Hillesheimer Mulde und hier vor allem als Bestandteil eines etwa 5 m mächtigen, mergeligen Profilschnitts im Steinbruch Meerbüsch aufgeschlossen.

Die Codiaceen-reichen bioklastischen Wacke- bis Floatstones zeigen in Bezug auf Zusammensetzung und Gefüge deutliche Analogien mit anderen algenreichen Faziestypen der Fazieszone 1. Zusätzlich ist ebenso wie bei den Ft 2 und 3 eine autochthone Patch Reef-artige Besiedlung des Meeresbodens möglich. Substrateigenschaften und hydrodynamisches Regime sollten daher weitgehend übereinstimmen. Bei allen Gemeinsamkeiten gibt es bezogen auf die taxonomische Zusammensetzung des Komponentenspektrums aber auch Unterschiede. Einige Taxa, z.B. *Cyathophyllum*, *Favosites* und *Cupressocrinites* scheinen in der betrachteten Zeitscheibe auf die Hillesheimer Mulde beschränkt, oder sind in den nördlicher gelegenen Mulden zumindest sehr selten. Eines dieser Taxa ist *Pseudopalaeoporella lummatonensis*, und aufgrund des leichten Zerfalls solcher Algen ist das gesteinsbildende Potential wohl größer, als es die tatsächlich überlieferten Thallusfragmente vermuten lassen. Obwohl *P. lummatonensis* unter paläoökologischen Gesichtspunkten gut untersucht ist, lässt das von marin bis lagunär beurteilte Paläomilieu der bekannten Vorkommen (KOCH-FRÜCHTL & GEE 1994) keine Faktoren erkennen, die eindeutig erklären können, warum *P. lummatonensis* in den nördlichen Mulden nicht auftritt. Immerhin diskutierenswert ist die Möglichkeit, dass die nach MILLIMAN (1974) für moderne Codiaceen optimale Wassertiefe von 15–20 m in den nördlichen Mulden normalerweise kaum erreicht wird, während der Sedimentationsraum der Hillesheimer Mulde wohl noch

im Kontakt zu tieferen Meeresbereichen steht. Von diesem Reservoir aus wäre die Besiedlung auch suboptimaler Habitate innerhalb der Hillesheimer Mulde zumindest erleichtert. Die Codiaceen-reichen bioklastischen Wackestones des Ft 4 sind mit der von FABER (1980) beschriebenen Codiaceen-Rasenfazies durchaus vergleichbar, insgesamt liegen im Ft 4 die Algen-Thalli jedoch nicht ganz so häufig und auch etwas stärker fragmentiert vor.

Karbonatisch gebundener quarzitischer Siltstein (Ft 5) (Taf. 1, Fig. 6) – Die Sedimentpartikel bestehen fast ausschließlich aus Quarz mit unwesentlichen Beimengungen von Glimmern (Hellglimmer und Biotit). Es tritt ein Korngrößenspektrum von Schluff bis Feinsand auf, insgesamt dominiert die Siltfraktion. Die meisten Körner haben leicht angerundete bis kantige Umrisse. Es überwiegen Korn-zu-Korn-Kontakte. Das Bindemittel ist karbonatisch. Frisch aufgeschlossen (Steinbruch Taubenberg) wirken die Gesteine dickbankig bis strukturlos. In verwittertem Zustand tendieren die Siltsteine zu dünnplattigem Zerfall, der auf Inhomogenitäten durch Parallelschichtung zurückzuführen ist. Angewitterte Schichtflächen können leicht asymmetrische bis fast symmetrische Rippel aufweisen. Ebenso können an den Bankunterseiten Bioturbationsspuren herauswittern. Der Fossilinhalt ist im Allgemeinen spärlich (deutlich unter 1%) und besteht aus 0,01 mm breiten und 0,1–0,2 mm langen Schalenfragmenten, die teilweise von Ostracoden stammen, im übrigen aber kaum zuordenbar sind. Lignitische Pflanzenfragmente sind ziemlich selten. In diskreten Lagen können auch etwas gröbere detritische Komponenten, meist Trochiten aber auch Ostracoden, Tentakuliten, bzw. Bivalven-, Brachiopoden- und Tabulatenfragmente angereichert sein.

Vorkommen: Die Gesteine dieses Faziestyps bilden innerhalb der Rodert-Formation der Sötenicher Mulde einen eigenen, kartierbaren Horizont, das etwa 8 m mächtige Schulz-Member (Fundpunkte: Neuer Weg, Taubenberg, Keldenich). Alle Profile, die diesen Horizont erfassen, lassen sich mit großer Sicherheit stratigraphisch einhängen.

Die Silt-Steine des Schulz-Members stellen zweifellos den Höhepunkt des terrigenen Einflusses im Bereich der Rodert-Formation der Sötenicher Mulde dar. Die Lithologie ist durchaus mit den von REUTER (1993) beschriebenen rechtsrheinischen, mitteldevonischen, deltaisichen Sandsteinen vergleichbar. Der Fossilgehalt ist zwar größtenteils allochthon, lässt aber den benachbarten Fortbestand von Ablagerungsräumen der Faziestypen 1–3 erkennen. Sedimentstrukturen wie Rippelmarken und Parallelschichtung zeigen, dass die Ablagerung der Siltsteine subtidal, eventuell im Einflussbereich von Wellen, sicher aber im Bereich von Strömungen erfolgte. Warum der klastische Druck zeitweise das eigentlich etablierte, karbonatische Ablagerungssystem zurückdrängen konnte, mag auf verschiedene Ursachen zurückzuführen sein. Unter anderem können tektonische Vorgänge im Liefergebiet oder klimatische Veränderungen in Richtung auf ein feuchteres Klima als Erklärungsmuster dienen. Unter sequenzstratigraphischen Gesichtspunkten wären vermehrte Siliziklastika vor allem in einer Meeresspiegel-Tiefstandsituation zu erwarten. Siliziklastika können aber auch bei einsetzender Regression gegen Ende eines Meeresspiegel-Hochstandes verstärkt mobilisiert werden (cf.

GOLDHAMMER et al. 1993). Für ein transgressives Szenario im Bereich der Rodert-Formation spricht, dass die mit der Rodert-Formation korrelierbare *Terres-d'Haurs-Formation* der Ardennen (cf. COEN-AUBERT 2000) nach BULTYNCK et al. (2000: 97) zeitlich mit einem Deepening Event zusammenfällt, dem somit überregionale Signifikanz zukommt. Da die Küstenlinie des Old Red-Kontinents im Givetium weit nach Norden zurückgewichen ist (PAPROTH & STRUVE 1982), ist auch die Frage nach dem Herkunftsgebiet der Klastika keineswegs trivial. Zumindest erwägenswert ist daher die Möglichkeit, dass es sich um eine Schüttung aus dem Bereich des Siegerländer Blocks (= *Istaevonia sensu STRUVE*) handeln könnte. Alternativ kann es sich auch um Schüttungen aus nordwestlicher Richtung handeln, da am Südrand des Indesynklinoriums das Mitteldevon noch bis ins untere Givetium klastisch entwickelt ist (REISSNER 1990).

Cortoid-Packstone (Ft 6) (Taf. 1, Fig. 7) – Cortoid-Packstones sind an das sedimentäre Umfeld der Fazieszone 1 gebunden. Das Spektrum der enthaltenen skelettalen Komponenten entspricht auch durchaus den dort vorkommenden Organismen. Abweichend von den üblichen Verhältnissen liegen die Bioklasten aber zu ca. 80 % als Cortoide vor. Nur mäßig oder gar nicht von randlicher Mikritisierung betroffen sind Ostracoden, Trilobitenfragmente, Echinodermen und Tentakuliten. Diese Komponenten bewahren normalerweise auch ihre jeweils typische interne Skelettstruktur. Mollusken und selbst Brachiopoden sind rekristallisiert und gerade letztere sind häufig nur noch anhand des punktierten Schalenaufbaus von Bivalven zu unterscheiden. Die Mikritrinden sind mehr oder weniger homogen über die gesamte Schalenoberfläche verteilt und erreichen ca. 0,02–0,05 mm Dicke. Je nach Komponentenart ist eine weitgehende Zurundung festzustellen; insgesamt überwiegen sehr gut kantengerundete, um 2 mm Länge streuende, leicht gebogene „Stäbchen“. Neben mehr oder weniger chaotisch angeordneten Komponenten gibt es durchaus Areale mit gut definierter Schrägschichtung. Die Orientierung der Schrägschichtung wechselt dabei auch im Bereich eines Dünnschliffes. Die Matrix ist überwiegend rekristallisiert. Mikritische Anteile sind bevorzugt in etwaigen Grabgängen und innerhalb der Komponenten, z.B. in Gastropoden, in Tentakuliten oder in den häufig zweiklappig vorliegenden Ostracoden erhalten. Wie die unterschiedliche Pigmentierung sowie der variable Anteil an Quarzsiltkörnern erkennen lässt, sind die jeweiligen Internsedimente nicht völlig homogen zusammengesetzt.

Vorkommen: Lithologien dieses Faziestyps treten als kurze Serie von Bänken, mit jeweils wenigen Zentimetern Mächtigkeit, innerhalb des Münchenrath-Members der Sötenicher Mulde auf (Fundpunkt: Neuer Weg).

Verglichen mit den Faziestypen 1–3 dokumentieren Cortoid-Packstones offenkundig deutlich reduzierte Sedimentationsraten bei gleichzeitig verstärkter Wasserenergie. Trotz einiger Unterschiede sind die vorliegenden Cortoid-Packstones dem von PRÉAT & MAMET (1989: Taf. 5, Fig. 1) beschriebenen MF7a nicht unähnlich. Unter Bezugnahme auf Ablagerungen moderner Karbonatplattformen deuten PRÉAT & MAMET (1989) die im Givetium Belgiens auftretenden Lithologien des MF7a als kleinere, intralagunäre Sandkörper. Analog könnte es sich bei

den Cortoid-Packstones des Ft 6 ebenfalls um positive Strukturen handeln. Bezogen auf die Cortoid-Entstehung wäre unter diesen Voraussetzungen davon auszugehen, dass am Meeresboden liegende Schalen längere Zeit bewegt werden. Diese Form der Mangelsedimentation ist mit der niederenergetischen und schlammreichen Fazieszone 1 ohne Zusatzannahmen schwer zu vereinbaren. Bei herabgesetzten Sedimentationsraten wäre hier im übrigen eher mit einer verstärkten autochthonen Besiedlung des Meeresbodens durch tubulare Algen und Korallen zu rechnen. Prinzipiell ist es möglich, dass es sich um eine Zone ständig grundberührender Wellenbewegung handelt; die Remobilisierung bereits abgelagerter Komponenten legt aber einen Zusammenhang mit migrierenden Gezeitenkanälen nahe. Diese besitzen das nötige erosive Potential, um Komponenten mit verschiedenen Internsedimenten zu exhumieren, und verhindern im tieferen, strömungsintensiveren Teil effektiv die Schlammablagerung.

Trochiten-Rud- bis Packstone (Ft 7) – Das Komponentenspektrum enthält die normalerweise in der Fazieszone 1 auftretenden Organismen. Der Schwerpunkt dieses Spektrums ist aber sehr deutlich zugunsten von Krinoiden und in etwas geringerem Maße zugunsten von Bryozoen verschoben.

Die Sortierung ist schlecht und die Fragmentierung uneinheitlich. Die meisten Bioklasten und auch die dominierenden Trochiten sind kleiner als 2 mm oder streuen um 2 mm Durchmesser. Da auch einige größere Komponenten vorhanden sind, z.B. kurze aber noch zusammenhängende Krinoidenstiele und einzelne Bryozoenäste, liegt überwiegend ein Gefüge vor, das dem unteren Bereich der Rudstone-Definition entspricht. Ebenfalls uneinheitlich, insgesamt aber nicht selten, zeigen einzelne Komponenten meist additive Mikritsäume. Der Matrixanteil ist gering, zudem noch überwiegend rekristallisiert und teilweise auch dolomitiert. Zementareale besitzen die für Trochitenkalke typische, syntaxiale Ausprägung.

Vorkommen: Im Rahmen dieser Untersuchung sind Trochiten-Rud- bis Packstones des Ft 7 nur in Form einer etwa 1,50 m mächtigen Sedimenteinheit im unteren Bereich der Spickberg-Formation der Sötenicher Mulde nachgewiesen (Fundpunkt: Neuer Weg). Die tatsächliche Erstreckung ist unbekannt, nach Osten scheint der Horizont schnell (< 800 m) auszuweichen.

Phänomenologisch dokumentiert der Ft 7 herabgesetzte Sedimentationsraten bei intermittierender Wasserenergie. Aufgrund der heterogenen Komponentengröße ist es nicht wahrscheinlich, dass die dominierenden Trochiten einfach zusammengespült sind. Es handelt sich eher um aufgearbeitete Krinoidenrasen, mit einer zwar überprägten, in Teilaspekten aber noch autochthonen Struktur. Dass zu den Trochiten-Rud- bis Packstones nur ein Vorkommen genannt werden kann, ist zu Teilen der aktuellen Aufschlusssituation zuzurechnen. Zum Beispiel berichten OCHS & WOLFART (1961), dass in der Blankenheimer Mulde die mit der Spickberg-Formation mehr oder weniger äquivalenten Ermberg-Schichten lateral in Trochitenkalke übergehen. Verglichen mit dem Eifelium (cf. FABER 1980) ist im Unter-Givetium aber dennoch eine einschneidende Abnahme von Trochiten-dominierten Lithologien festzustellen. Das tendenzielle Verschwinden der für Krinoiden geeigneten Lebensräume lässt sich, analog zur

Situation im Synklinorium von Dinant, mit einer Veränderung des Ablagerungsraumes, von einem karbonatisch/siliziklastisch gemischtem Rampensystem im Eifelium in Richtung auf eine zunehmend abgeschlossene Plattform im Givetium, erklären (cf. PRÉAT & KASIMI 1995). Vor diesem Hintergrund ist es denkbar, das zugunsten von Krinoiden und Bryozoen verschobene Komponentenspektrum des Ft 7 mit einer Upwelling-Situation in Verbindung zu bringen. Entsprechende Strömungsmuster können auch lokal begrenzte, von der weiteren Umgebung abweichende, Umweltbedingungen hervorrufen (SCHLAGER 2003: 454). Diese Deutung könnte sich eventuell auch auf die von KREBS (1974) aus Rückriffmilieus beschriebenen, ungewöhnlich Echinodermen-reichen Faziestypen des rechtsrheinischen Devons übertragen lassen.

2.1.2 Ablagerungen der restrikten Lagune (= Fazieszone 2)

Diese Gruppe von Faziestypen zeichnet sich durch ein Spektrum speziell angepasster Organismen aus, die tendenziell artenarm, aber individuenreich auftreten. Die Karbonatgehalte liegen normalerweise über 95%.

Fossilspektrum

a) Wirbellose

- Ostracoden: Neben im Dünnschliff nicht näher bestimmbar kleinen, glattschaligen Formen sind bis zu etwa 5 mm große, meist bräunlich gefärbte Leperditien verbreitet. Eine auf die Eifel bezogene Diskussion des Lebensraumes von Leperditien und anderer Ostracoden findet sich bei BECKER (1969).

- Gastropoden: Diese Organismen sind in einzelnen Bänken auffällig gehäuft und im übrigen auch immer wieder vereinzelt vorhanden. In den massiven Kalksteinen bzw. im Dünnschliff ist es schwierig, die Gehäusemorphologie exakt zu erfassen. Verglichen mit den in der Fazieszone 1 auftretenden Formen scheint der Schwerpunkt der Morphologie aber zugunsten von Turmschnecken verschoben.

- Brachiopoden: Es handelt sich ganz überwiegend um glattschalige und globose Formen, meist Stringocephaliden, darunter *Stringocephalus*, *Bornhardtina*, *Hessenhaussia* und *Subrensselandia amygdala*. Im Gegensatz zu den meisten anderen Brachiopoden gelten diese Formen nicht unbedingt als stenohalin (FÜRSICH & HURST 1980, RACKI 1986, SKOMPSKI & SZULCZEWSKI 1994).

- Korallen und Stromatoporen: Korallen sind in dieser Fazieszone ziemlich selten. Anders verhält es sich mit Stromatoporen, besonders die ästige Form *Amphipora ramosa* (PHILLIPS, 1841) ist durch Massenvorkommen repräsentiert.

b) Kalkalgen

- tubulare Algen: Diese Florenelemente sind tendenziell nicht so häufig wie in der Fazieszone 1, prinzipiell treten aber die gleichen Formen auf. Zusätzlich kommt *Devonoscalae tatarstanicae* (ANTROPOV, 1959) vor. Dieses Taxon besitzt charakteristische leiterförmige Längsschnitte, und bei gekreuzten Nicholschen Prismen sind Zonen einheitlicher Auslöschung festzustellen. Beide Eigenschaften sind in dieser Form auch bei den Kamaeniden vorhanden (MAMET & ROUX 1974). Die *Devonoscalae* von *Kamaena* abgrenzenden Merkmale werden von LANGER (1979) diskutiert.

- Dasycladaceen: Ziemlich selten tritt *Vermiporella myna* WRAY, 1967 auf.

c) Cyanobakterien

Die auftretenden Formen entsprechen, soweit zuordenbar, *Bevocastria*. Organismen dieser Formengruppe werden in der einschlägigen Literatur entweder als Codiaceen (Codiacees Nodulaires) oder als porostromate Cyanophyceen klassifiziert. Der derzeit aktuellste Überblick zur Systematikdiskussion dieser Gattung findet sich in SENOWBARI-DARYAN & LINK (2004). *Bevocastria* ist ein sehr sicheres Indexfossil für die restrikt-lagunäre Fazieszone 2.

d) Organismen mit möglicher Algenaffinität

Die dornenartigen, sichelförmigen Querschnitte von *Flabellia ufensis* SHUYSKY, 1973 sind ziemlich selten. Diese wenig bekannte Form ist aus dem rheinischen Devon sonst nur noch aus dem Sauerland publiziert (MAY 1994). Etwas häufiger, aber immer noch selten ist *Labyrinthoonus*. Für die durch LANGER (1979) mit zwei Gattungen aufgestellte Familie der Labyrinthoonidae sind mehrere Zuordnungen, unter anderem zu den Schwämmen, denkbar (RACKI & SOBON-PODGORSKA 1993). Aufgrund von strukturellen Analogien mit karbonischen Algen (Stacheinaceen) favorisieren MAMET et al. (1982) eine Algenaffinität. Die Typusart *Labyrinthoonus clausmuelleri* LANGER, 1979 ist vorwiegend im Givetium verbreitet und lässt sich entsprechend stratigraphisch auswerten (VACHARD 1988).

e) Calcisphaeren und Foraminiferen

Mit dem Begriff Calcisphaeren ist ein heterogenes Organismenspektrum verbunden, das einkammerige Foraminiferen, Phytoplankton und Mikroproblematika umfasst (cf. RACKI & SOBON-PODGORSKA 1993). Zumindest teilweise handelt es sich um Dauerstadien bzw. Reproduktionszysten von verschiedenen, aber letztlich unbekanntem, Organismen, mit einiger Wahrscheinlichkeit besonders von Algen (WRAY 1977, KAZMIERCZACK 1975). Die im Untersuchungsmaterial gefundenen einkammerigen Foraminiferen und Calcisphaeren sind kugelige Gebilde mit ca. 0,1–0,5 mm Durchmesser. Die Wandstrukturen sind im Durchlicht normalerweise dunkel (= mikrokristallin) und mehr oder weniger komplex. Namentlich handelt es sich um *Cribrosphaeroides*, *Archaeosphaera*, *Vicinesphaera* sowie Calcisphaeren Typus 1 (= *Pachysphaerina*), 2, 5 und 7 (= *Radiosphaera*) sensu FLÜGEL & HÖTZL (1971). Viele Schnittlagen und Erhaltungszustände sind für eine genaue Bestimmung allerdings ungünstig. In Größenordnung und Bauplan Calcisphaeren nicht unähnlich sind bestachelte Formen (= parathuraminide Foraminiferen). Die ebenfalls den Foraminiferen zugeordnete *Bisphaera* erreicht Durchmesser bis über 1 mm, besitzt eine einfache mikritische Wand und kann auch von der Kugelform abweichende, etwas unregelmäßigere Umrisse annehmen. Insgesamt entspricht das Calcisphaeren/Foraminiferen-Spektrum sehr gut den von FLÜGEL & HÖTZL (1971) und MAY (1994) aus dem Givetium bzw. Givetium und Frasnium des Sauerlandes beschriebenen Foraminiferen und Calcisphaeren. Akzessorisch können Calcisphaeren und *Bisphaera* auch in Faziestypen der Fazieszone 1 auftreten und sind deswegen mit einiger Wahrscheinlichkeit planktisch bzw. ohne größere Schwierigkeiten in der Wassersäule transportierbar.

Faziestypen der Fazieszone 2

a) überregionale Verbreitung

Calcisphaeren-Ostracoden-Wacke- bis Packstone (Ft 8) (Taf. 2, Figs. 1–3) – Gesteine dieses Faziestyps sind typischerweise relativ dickbankig (ca. 10–60 cm) und arm an Makrofossilien. Grundsätzlich können Gastropoden, Amphiporen und Stringocephalidenschalen zwar auftreten, Mikrofossilien wie Calcisphaeren, parathuramminide Foraminiferen und Ostracoden (darunter Leperditien) sind jedoch die häufigsten, manchmal auch die einzigen Komponenten. Einige Proben zeigen ein erweitertes Mikrofossilienpektrum, das im Extremfall *Bisphaera*, *Bevocastria*, *Labyrinthoconus*, *Vermiporella*, *Flabellia ufensis*, *Devonoscalae* und andere tubulare Algen umfasst. Quarzsilt sowie lignitische Pflanzenreste (Cuticula-Fragmente und Palynomorphe) können vorhanden sein, sind aber durchschnittlich viel seltener als in der Fazieszone 1. Ebenso können einige wenige Lösungshohlräume und Birdseyes auftreten. Systematisch auftretende fenestrale Gefüge gehören aber in erster Linie zum Inventar der weiter unten beschriebenen, ebenfalls Calcisphaeren und Ostracoden führenden Lithologien der Fazieszone 3. Die Matrix liegt im Ft 8 vorwiegend mikritisch vor, kann aber von Rekristallisierung betroffen sein. Die Komponentendichte liegt meistens nur wenig höher als 10% und erreicht äußerst selten Werte um maximal 40%. Die dennoch immer wieder auftretenden Packstone-Areale werden durch undeutlich peloidale Ausprägung der Matrix erzeugt. Die Herkunft und Größe dieser Peloiden ist wahrscheinlich heterogen. Bei einem Teil der ca. 0,01–0,1 mm großen Klusten scheint es sich um unkenntlich gewordene Fragmente von Organismen, z.B. Algenfragmente zu handeln oder um aufbereitete stromatolithische Krusten (MAMET & PRÉAT 1987). Kleinere Areale innerhalb des Ft 8 bewahren auch komplexe, mikrobiell erzeugte Gefüge (s.a. Taf. 2, Figs. 2, 3). Für andere Peloiden, vor allem solche mit zerlumpten Umrissen, ist eine Deutung als teilweise noch plastische Intraklasten wahrscheinlicher (WENDTE 1992). Calcisphaeren-Ostracoden-Wacke- bis Packstones können in besonders Gastropoden- bzw. Leperditien-reichen Varianten auftreten.

Vorkommen: In der Cürten- und Spickberg-Formation der nördlichen Mulden stellt der Ft 8 einen wesentlichen Anteil an der lithologischen Säule. In der Dollendorfer und Hillesheimer Mulde sind Lithologien des Ft 8 im Rahmen dieser Untersuchung ab der Dreimühlen-Formation nachgewiesen, treten aber zumindest in der Hillesheimer Mulde schon viel früher auf (FABER 1980). (Fundpunkte: An der Ley, Neuer Weg, Steinbrüche Ermberg, W ehemaliger Bahnhof Dollendorf, Keldenich, Höneberg, Fuchsloch, Winter & Weiss, Ortseingang Rinnen, E Sichtig).

Mit dem Ft 8 vergleichbare und identische Lithologien sind ein sehr typisches Phänomen devonischer Karbonatplattformen und interner Rampenbereiche (MACHEL & HUNTER 1994). Entsprechende Faziestypen sind aus der Eifel und benachbarten Gebieten gut dokumentiert (KREBS 1974, FABER 1980, PRÉAT & MAMET 1989, REISSNER 1990, PRÉAT & KASIMI 1995). Aufgrund des hohen Mikritanteils und des eingeschränkten Organismenspektrums sind die Bildungsbedingungen als vorwiegend niederenergetisch und restrikt einzustufen. Calcisphaeren-Ostracoden-Wacke bis Packstones treten in einem faziellen Kontext auf, der keine Evaporite, dafür aber

Überprägungen durch meteorische Einflüsse zeigt (siehe Fazieszone 3). Als Bildungsmilieu ist daher ein sehr flacher Ablagerungsraum mit schwankenden Salinitäten, tendenziell aber oligohalinen Bedingungen anzunehmen. Gastropoden-reiche bzw. Leperditien-reiche Varietäten spiegeln vermutlich etwas abweichende, sicher aber nicht grundsätzlich andere Umweltbedingungen wider. Im übrigen lässt sich argumentieren, dass das Organismenspektrum des Ft 8 teils aus schwimmfähigen Komponenten und teils aus Benthonten besteht. Selbst bei geringfügigen Strömungen ist daher eine Verschiebung in die eine oder andere Richtung des Komponentenspektrums zu erwarten. Die Akkumulation von unter den vorherrschend niederenergetischen Bedingungen nicht transportierbaren Schalen deutet auf etwas herabgesetzte Sedimentationsraten hin. Die hier auftretenden Gastropoden sind zudem ein Hinweis auf die Existenz von abweidbaren Algenrasen.

Amphipora-Rud- bis Floatstone (Ft 9) (Taf. 2, Fig. 4) – Das Makrofossilienpektrum des Ft 9 besteht vor allem aus wenigen Zentimeter bis fast einen Dezimeter langen Ästen von *Amphipora ramosa* (PHILLIPS, 1841). Dazu können seltene *Stachyodes*-Äste, überwiegend *Stachyodes dendroidea* ETHERIDGE, 1918 und ebenfalls seltene Stringocephaliden-Schalen vorkommen. Stromatoporen (z.B. *Actinostroma* sp.), solitäre Rugosa (z.B. Zaphrentiden) und Tabulata (z.B. *Scoliopora denticulata*) sind allenfalls gelegentlich vorhanden. Das Mikrofossilienpektrum entspricht mit Ostracoden, Calcisphaeren, *Bisphaera*, parathuramminiden Foraminiferen, tubularen Algen, *Vermiporella myna*, *Flabellia ufensis* und *Bevocastria* (isoliert oder inkrustierend um Amphiporen) dem Ft 8. Tendenziell ist das Gefüge der Grundmasse bei *Amphipora*-Floatstones ein Calcisphaeren-Ostracoden-Mud- bis Wackestone und bei *Amphipora*-Rudstones ein Calcisphaeren-Ostracoden-Pack- bis Grainstone. Besonders bei partikelreichen Gefügen neigt der mikritische Anteil zur Rekristallisation. Die nicht seltenen Peloiden sind ebenso wie im Ft 8 als kleine Intraklasten oder abgerollte Algenfragmente zu deuten. Zusätzlich ist ein Teil der Peloiden auf Abrasion der empfindlichen peripheren Membran von *Amphipora* zurückzuführen. Die Anordnung der in cm- bis dm-mächtigen Bänken auftretenden Amphiporen-Äste ist fast ausschließlich horizontal, gelegentlich mit einer bevorzugten Orientierung, überwiegend aber eher chaotisch. In dickeren Bänken ist hin und wieder eine vertikale Änderung der Amphiporen-Dichte wahrnehmbar, die den Eindruck von normaler, seltener von inverser Gradierung erweckt.

Vorkommen: Der Verbreitungsschwerpunkt liegt in der Rodert-Formation der Dollendorfer und Hillesheimer Mulde. In der Sötenicher Mulde tritt der Ft 9 in der Cürten- und Spickberg-Formation auf, ist insgesamt aber selten und meist auf geringmächtige Bänke beschränkt (Fundpunkte: Neuer Weg, An der Ley, Steinbrüche Taubenberg, Keldenich, Winter & Weiss, W ehemaliger Bahnhof Dollendorf, Am Höneberg, Fuchsloch, Meerbüsch).

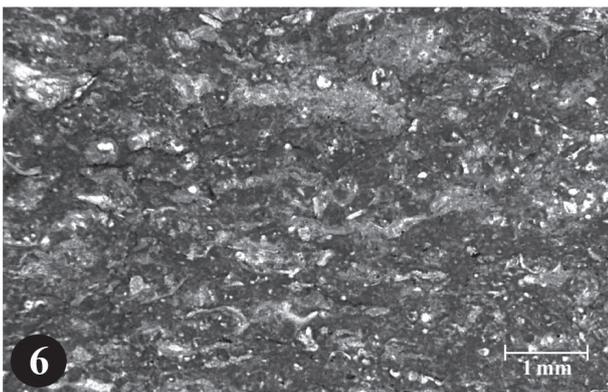
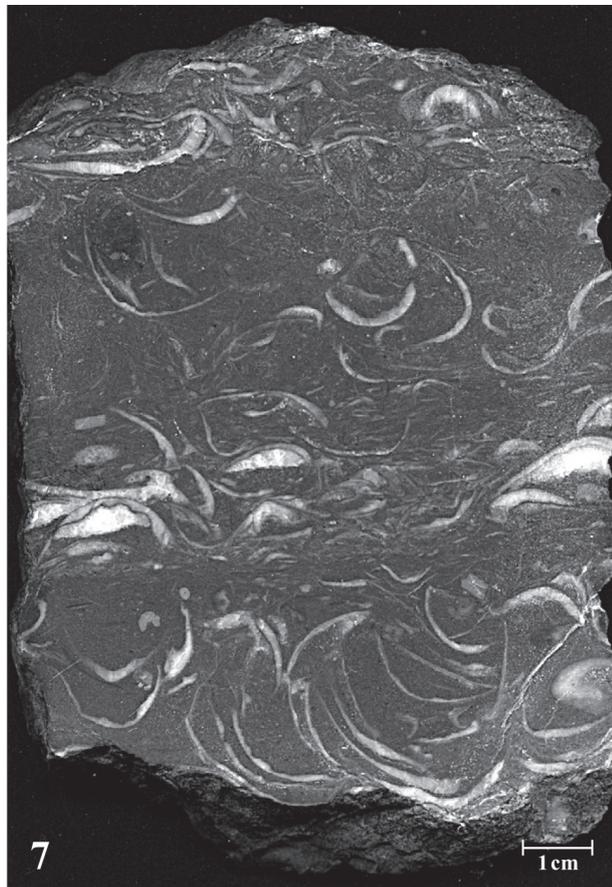
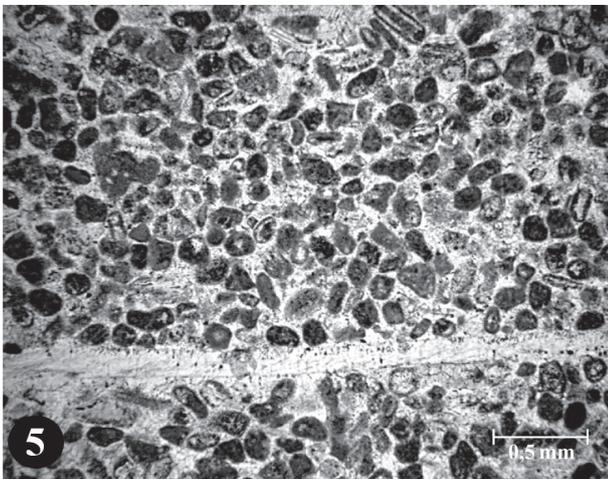
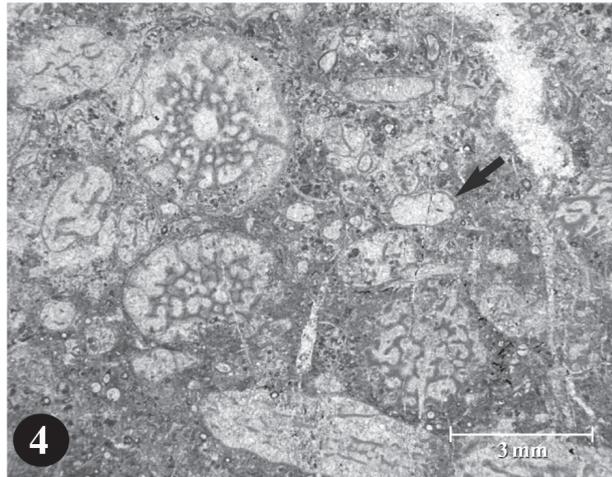
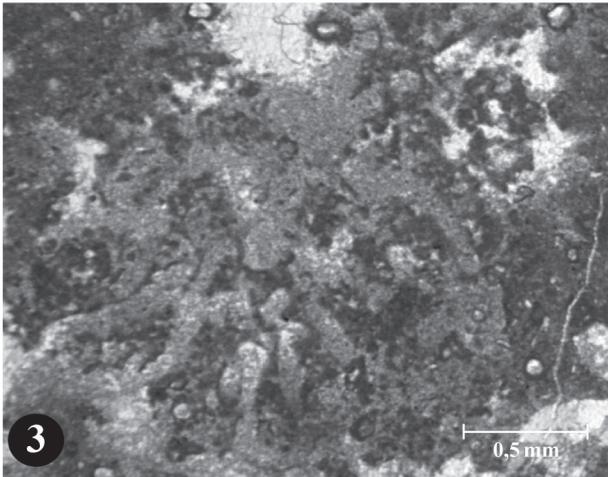
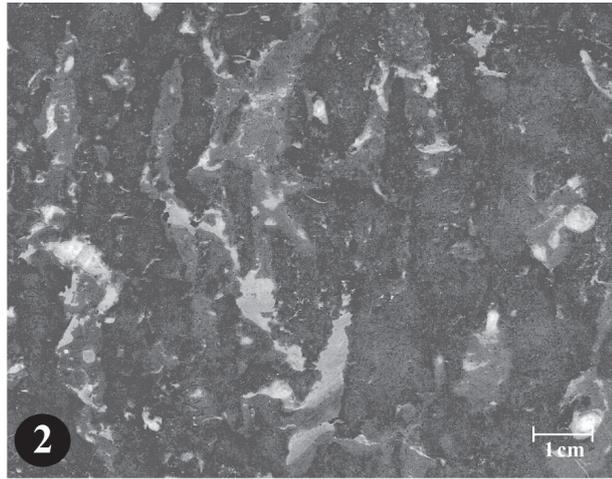
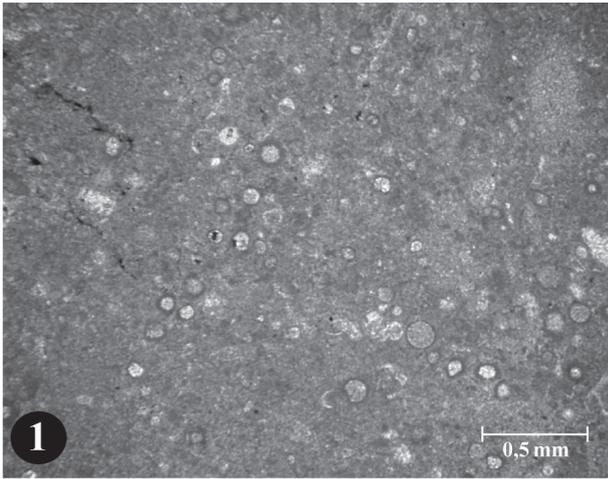
Amphiporen-dominierte Lithologien sind weltweit beschrieben (READ 1973, KREBS 1974, HAVARD & OLDERSHAW 1976, PRÉAT & MAMET 1989, WENDTE 1992, RACKI 1993b, SKOMPSKI & SZULCZEWSKI 1994, MACHEL & HUNTER 1994, PRÉAT & KASIMI 1995, BROWNLAW et al. 1996). Im einzelnen lassen die genannten Zitate ein relativ breites Spektrum an

Bildungsbedingungen erkennen. Zusammenfassend lässt sich das für *Amphipora* optimale Milieu als flach subtidal und niederenergetisch (= lagunär) charakterisieren. Die Verankerung von *Amphipora* mit dem Substrat ist sehr fragil, möglicherweise wird eine senkrechte Wuchsposition durch Gasblasen im Gewebe aufrechterhalten (HLADIL 2003, 2007). Diese funktionsmorphologischen Besonderheiten legen nahe, dass *Amphipora* auch unkonsolidierte Substrate, wahrscheinlich sogar Soup Grounds besiedelt. *Amphipora* verfolgt eine typische r-Strategie und tritt normalerweise in Form dichter, artenarmer Rasen auf (STEARN 1997). Die r-Strategie erlaubt es im Rahmen des Möglichen, dass sich *Amphipora ramosa* ein günstiges Mikromilieu selbst erzeugt. Desweiteren mag ein kompetitiver Vorteil von *Amphipora* in der Toleranz gegenüber sauerstoffarmem Bodenwasser liegen (FLÜGEL 2004: 750). In situ überlieferte, vertikale *Amphipora*-Rasen werden von SKOMPSKI & SZULCZEWSKI (1994) beschrieben. Verglichen damit sind alle im Untersuchungsgebiet angetroffenen *Amphipora*-Vorkommen umgelagert. Bedingt durch die schwache Substratbindung und das vielleicht durch Gasblasen erniedrigte spezifische Gewicht ist zur Aufarbeitung von *Amphipora*-Rasen allerdings so gut wie keine Wasserenergie notwendig. Da *Amphipora*-Fragmente in der tieferen Fazieszone 1 und auch in der flacheren, peritidalen Fazieszone 3 ziemlich selten sind, besteht kein Zweifel daran, dass die lagunäre Fazieszone 2 im wesentlichen den Lebensraum von *Amphipora* repräsentiert. *Amphipora*-Rud- bis Floatstones sind in der Sötenicher und Blankenheimer Mulde ziemlich selten und haben ihren Verbreitungsschwerpunkt vor allem in der Rodert-Formation der Dollendorfer und Hillesheimer Mulde. Die Amphiporen-Armut der von Calcisphaeren-Ostracoden-dominierten Lithologien geprägten Cürten- und Spickberg-Formation der Sötenicher Mulde kann als Hinweis darauf gewertet werden, dass *Amphipora ramosa* unter extremen bzw. anhaltend oligohalinen Bedingungen nicht erfolgreich gedeiht.

Stringocephaliden-Rudstone (Ft 10) (Taf. 2, Fig. 7) – Es handelt sich um im Dezimeterbereich undeutlich geschichtete, teilweise über einen Meter Gesamtmächtigkeit erreichende Bänke, deren Hauptkomponenten Bruchschill oder Einzelklappen von stringocephaliden Brachiopoden sind. Zweiklappig erhaltene Exemplare sind nur ausnahmsweise vorhanden. Weitere Makrofossilien fehlen in vielen Proben und sind in anderen Proben nur akzessorisch vorhanden, insgesamt kommt aber ein ziemlich diverses Makrofossilspektrum vor. So treten Stromatoporen (z.B. *Actinostroma* sp., *Stachyodes dendroidea*, *Amphipora ramosa*), solitäre Rugosa (z.B. *Grypophyllum denckmanni*), Tabulata (z.B. Alveolite, Favosite und Auloporida) und auch einige wenige Trochiten auf. Die Brachiopoden-Schalen sind teils mit der konkaven Seite nach oben ineinander geschachtelt, teils liegen sie mit der konvexen Seite nach oben auf dem Sediment (= Schirmporen), und teils liegen unterschiedlich lange Schalenfragmente in mehr oder weniger dichter Dachziegellagerung aneinander. Die genannten Lagerungsformen können alle auch im Bereich eines Handstücks auftreten. Etwa 5-10% der Schalen zeigen Anfänge von Mikritisierung, die aber im Normalfall nur eine Seite betreffen. Zement-Areale sind normalerweise auf Schirmporen beschränkt. Die Zwickel zwischen den Schalen sind mit mikritischem oder peloidalem, Calcisphaeren- und Ostracoden-führendem Sediment angefüllt. Manche Proben enthalten aber auch längliche Koprolithen, wie sie sonst nur im Ft 3 vorzufinden sind. Die Bestimmung der hauptsächlich als Schill vorliegenden Brachiopoden ist nur bedingt möglich. Anhand der Größe bzw. des fehlenden/vorhandenen Medianseptums lassen sich nach taxonomischer Zusammensetzung immerhin zwei Subfaziestypen abgrenzen. Ft 10a besteht aus *Subrensselandia amygdala*-Schalen, während Ft 10b mehrheitlich *Stringocephalus*-Schalen enthält. Bei einigen Schalen ist es wahrscheinlicher, oder es kann zumindest nicht ausgeschlossen werden, dass es sich um *Bornhardtina* und/oder *Hessenhausia* handelt.

Tafel 2:

- Fig. 1: Calcisphaeren-Ostracoden-Wacke- bis Packstone (Ft 8). Calcisphaeren-Wackestone mit Calcisphaeren unterschiedlicher Wandstrukturen und Durchmesser in mikritischer bis undeutlich peloidaler Grundmasse. Lagunär-restriktetes Milieu der Fazieszone 2. Steinbruch Sötenich, Cürten-Formation, BSPG 2006 IX 479.
- Fig. 2, 3: Sehr selten überlieferten kleine Areale von Calcisphaeren-Ostracoden-Wacke- bis Packstones mikrobiell-stromatolithische Gefüge (= Bindstone-Areale). Lagunär-restriktetes Milieu der Fazieszone 2. Fig. 2: Anschliff eines lose gefundenen Handstücks, Steinbruch Keldenich, Cürten- oder Spickberg-Formation, BSPG 2006 IX 480. Fig. 3: Steinbruch E von Sistig, Spickberg-Formation, BSPG 2006 IX 481.
- Fig. 4: *Amphipora*-Rud- bis Floatstone (Ft 9). Querschnitte und angedeutete Längsschnitte von *Amphipora ramosa* (PHILLIPS, 1841). Kleine Querschnitte mit rudimentären Skelettelementen sind juvenile Exemplare von *Amphipora ramosa* (siehe z.B. Pfeil). In der peloidalen Grundmasse sind die Querschnitte von Calcisphaeren und parathuraminiden Foraminiferen erkennbar. Lagunär-restriktetes Milieu der Fazieszone 2. Profil an der ehemaligen Bahnlinie E der Leienberg, Dreimühlen-Formation, BSPG 2006 IX 482.
- Fig. 5: Peloid-Grainstone (Ft 12). Die Hauptkomponenten sind kleine Lithoklasten, Calcisphaeren, Ostracoden und tubulare Algen (darunter *Devonoscalae*). Gelegentlich sind mehrere Komponenten zu Aggregatkörnern verbacken. Sehr flaches und restriktetes Milieu der Fazieszone 2. Steinbruch Ermberg, Cürten-/Spickberg-Formation, BSPG 2006 IX 483.
- Fig. 6: Bioklastkalk mit organomikritischer Matrix (Ft 11). Mikrobiell gebildetes, thrombolithisch-peloidales Gefüge. Sauerstoffarmes und etwas tieferes Milieu der Fazieszone 2. Profil An der Ley, Dreimühlen-Formation, BSPG 2006 IX 451.
- Fig. 7: Stringocephaliden-Rudstone (Ft 10a). Die etwas unterschiedlichen Lagerungsbeziehungen der Brachiopoden-Schalen dokumentieren variable Strömungsbedingungen. Generell handelt es sich um Autochthon-Schille mit relativ monomikter Faunen-Zusammensetzung. Die großvolumigen, glattschaligen Brachiopoden des Ft 10 sind an euryhaline Umweltbedingungen angepasst. Lagunäres Milieu der Fazieszone 2. Steinbruch Ermberg, Cürten-Formation, BSPG 2006 IX 484.



Vorkommen: Der Ft 10a ist im Rahmen dieser Untersuchung nur durch ein Vorkommen (Steinbruch Ermberg) in der Blankenheimer Mulde repräsentiert; in Anlehnung an die stratigraphisch/faziellen Verhältnisse der Hillesheimer Mulde (cf. HOTZ et al. 1955) ist gerade durch das Massenvorkommen von *Subrensselandia amygdala* eine Zuordnung zur Cürten-Formation wahrscheinlich. Ft 10b kommt an verschiedenen Fundpunkten der Cürten- bis Rodert-Formation vor und ist von der Hillesheimer bis zur Sötenicher Mulde verbreitet. (Fundpunkte: An der Ley, Steinbrüche Cistercienser, Meerbüsch, Taubenberg, Winter & Weiss, Scheidberg, Höneberg, Fuchsloch).

Glattschalige, nominale Terebratuliden, wie sie im Ft 10 den Hauptanteil der Komponenten stellen, kommen im Untersuchungsrahmen in ziemlich verschiedenen Milieus von perirezifal bis restrikt-lagunär vor. Charakteristisch für den Ft 10 ist die Konzentration dieser Komponenten in Schillbänken. Unabhängig davon, ob Ft 10a oder Ft 10b vorliegt, handelt es sich dabei nicht um reine Tempestite, da Kriterien wie die Sedimentation von Suspensionsfracht und systematisch auftretende Gradierungen nicht erfüllt sind. Die Lagerungsformen dokumentieren in erster Linie modulierte und unterschiedlich effektive Strömungszustände, die in der Summe für ein leicht erosives Regime sorgen. Die Fragmentierung ohne durchgreifende Mikritisierung der Komponenten wird durch zusätzlich wirksame, kurzfristige und höherenergetische Events, vermutlich Stürme oder Sturmfluten, verursacht. Das deutliche Vorherrschen nur eines oder weniger Taxa unterstützt die Deutung der Stringocephaliden-Rudstones als Autochthonschille. Das relativ große Innenvolumen der vorkommenden Brachiopoden und die damit verbundene potentielle Wasserreserve wird als günstig für Umweltbedingungen mit schwankenden Salinitäten betrachtet (SKOMPSKI & SZULCZEWSKI 1994). Euryhaline bzw. bezogen auf das fazielle Umfeld überwiegend oligohaline Tendenzen im Ablagerungsraum verhindern weitgehend die Ansiedlung anderer Makroorganismen.

b) lokale Verbreitung

Bioklastkalke mit organomikritischer Matrix (Ft 11) (Taf. 2, Fig. 6) – Bei den Komponenten handelt es sich nicht selten um ästige Stromatoporen. Ziemlich häufig sind *Stachyodes dendroidea*, *Stachyodes* sp., *Vacuustroma* sp. oder *Amphipora ramosa*, es kommen aber auch solitäre Rugose, Thamnoporen, Auloporiden, Stringocephaliden, berippte Brachiopoden, Ostracoden, tubulare Algen, Calcisphaeren und andere, nicht zuordenbare Bioklasten vor. Das Gefüge entspricht größtenteils dem unteren Rand der Floatstone-Definition. Die Grundmasse besteht weitgehend aus dunklen und unregelmäßig begrenzten Peloiden. Diese sind miteinander verkettet und lassen dann eine Reihe von sehr kleinen, wiederum unregelmäßig begrenzten Hohlräumen offen oder bilden dichte, massige Areale mit sehr undeutlichen internen Grenzflächen. Dazwischen finden sich eher selten ebenfalls undeutlich peloidale aber etwas hellere Mikritareale. Gelegentlich sind die organomikritischen Bereiche regelmäßiger organisiert und in einigen Fällen sogar als *Bevocastria* identifizierbar.

Vorkommen: Die Proben mit den beschriebenen Charakteristika stammen von den Fundpunkten An der Ley und

Steinbruch Meerbüsch in der Dreimühlen-Formation der Hillesheimer Mulde.

Der nur in wenigen Horizonten auftretende Ft 11 zeichnet sich durch eine geringe Mächtigkeit (wenige Zentimeter), einen unklaren, möglicherweise graduellen und nicht durch deutliche Bankung hervorgehobenen Kontakt zur Umgebung sowie ein sedimentäres Umfeld mit lagunären Verhältnissen der Fazieszone 2 aus. Die Bildung mikrobiell erzeugter Gefüge erfordert unter anderem eine reduzierte Hintergrundsedimentation (z.B. durch steigende Tendenz des Meeresspiegels) oder Strömungsverhältnisse, die in der Lage sind, Kalkschlamm abzuführen. Häufig werden mikrobielle Gefüge auch im Zusammenhang mit erhöhten Nährstoff- und/oder erniedrigten Sauerstoffkonzentrationen interpretiert. Gerade in etwas tieferen Bereichen einer Lagune ist bei verminderter Zirkulation das Eintreten sauerstoffarmer Bedingungen nicht unwahrscheinlich. Gleichzeitig können reduzierte Sauerstoffwerte auch Fraßfeinde der betreffenden Mikroben (im wesentlichen Gastropoden) fernhalten.

Peloid-Grainstone (Ft 12) (Taf. 2, Fig. 5) – Das Fossilpektrum beinhaltet: Calcisphaeren, Ostracoden, tubulare Algen (darunter *Devonoscalae*), *Bisphaera*, *Flabellia ufensis* und einige wenige Schalenbruchstücke von Stringocephaliden. Die Hauptkomponenten sind Peloiden, die ganz überwiegend als kleine Lithoklasten zu deuten sind und ca. 0,1-0,2 mm, meist 0,15 mm Durchmesser besitzen. Gelegentlich sind mehrere Komponenten zu Aggregatkörnern verbacken. Die Sortierung ist insgesamt eher gut. Lineare Anreicherungen etwas größerer Komponenten definieren schwach ausgeprägte Schrägschichtungsgefüge. Soweit Schichtflächen erkennbar sind, wirken diese ziemlich regelmäßig wellig (Abstand der Rippel ca. 20 cm). Die Zemente sind als blockige und klare Calcit-Zemente ausgebildet. Zwischen eng benachbarten Komponenten sind allerdings noch bräunlich pigmentierte Areale erhalten, die mit einer früheren Zementgeneration (?Meniskus-Zemente) in Verbindung gebracht werden können.

Vorkommen: Lithologien des Ft 12 sind nur im Grenzgebiet Cürten/Ermberg-Formation im Steinbruch Ermberg in Form eines etwa 2 m mächtigen, undeutlich im Dezimeterbereich gebankten Gesteinsverbandes vorhanden.

Mit Peloid-Grainstones des Ft 12 vergleichbare Faziestypen sind in Form von zahlreichen fossilen und rezenten Beispielen bekannt (cf. SMF 16 sensu FLÜGEL 2004). Es handelt sich dabei normalerweise um interne und flache Zonen der jeweiligen Karbonatplattformen. Auch im vorliegenden Fall verrät der Fossilgehalt sowie der fazielle Kontext, mit Stringocephaliden Rudstones (Ft 10a) im Liegenden und Calcisphaeren-Ostracoden-dominierten Lithologien im Hangenden, ein restrikt-lagunäres Umfeld. Aufgrund der spezifischen Eigenschaften mit leichter Schrägschichtung und angedeuteten Rippeln, handelt es sich möglicherweise um eine Strandfazies. Die absolute Seltenheit des Ft 12 verdeutlicht, dass Faziesbereiche mit moderater aber kontinuierlicher Wasserenergie, wie sie für Bildung und Ablagerung solcher Lithologien erforderlich sind, im unteren Givetium der Eifel schmal und selten sind oder kein großes Fossilisationspotential besitzen. Sollte es sich bei der ersten Zementgeneration tatsächlich um Meniskuszemente handeln, so könnten die Peloid-Grainstones des Ft 12

genauso gut auch der im Folgenden beschriebenen peritidalen Fazieszone zugeordnet werden.

2.1.3 Peritidale Ablagerungen (= Fazieszone 3)

Diese Gruppe von Faziestypen besitzt mehrheitlich die typischen Attribute inter- bis supratidaler Ablagerungen. Fenstergefüge, frühe Zemente, Lösungsvorgänge und Intra-klastgefüge, deuten auf eine rasche, teilweise sydepositionale Diagenese hin. Bezogen auf die Karbonatgehalte und das Fossilspektrum sind die Unterschiede zur Fazieszone 2 gering. Skelettale Komponenten sind insgesamt seltener, vielfach handelt es sich aber lediglich um überprägte, bereits aus der Fazieszone 2 bekannte Calcisphaeren- und Ostracoden-führende Lithologien. Auch wenn für einige Faziestypen der Fazieszone 3 jeweils nur eines oder wenige Vorkommen vorliegen, sind sie in der Summe doch ziemlich häufig. Der Verbreitungsschwerpunkt liegt eindeutig in den nördlichen Mulden.

Faziestypen der Fazieszone 3

Laminierte Mud- bis Packstone Wechsellagerung = Algenlaminit (Ft 13) (Taf. 3, Fig. 2) – Die Mudstone- und Packstone-Lagen nehmen normalerweise jeweils 0,5-2 mm in Anspruch. Es gibt aber auch Mudstone-Lagen, die, nur durch feinste Styrolithensäure unterbrochen, 1-2 cm Dicke besitzen. Die Packstones selbst setzen sich aus 0,06-0,2 mm großen, unregelmäßig begrenzten und ziemlich schlecht sortierten Peloiden zusammen. Je nach Probe können in die Packstones und Mudstones Stringocephaliden-Bruchstücke, kleinste *Amphipora*-Fragmente, Ostracoden-Schalen, Calcisphaeren, Bruchstücke von *Devonoscalae* sowie Quarzsilt eingestreut sein. Die Laminiierung ist in einigen Fällen durch horizontal verlaufende Anreicherungen von Fe-Verbindungen akzentuiert. Es handelt sich dabei, je nach Probe, um teils rötliche, teils dunkle Pigmente. Tendenziell besitzen Mudstones ebene Schichtflächen, während die Oberseiten der Packstones auch kleinere Aufwölbungen von 1-2 mm Höhe aufweisen können. Lithologien des Ft 13 können völlig frei von Fenstergefügen auftreten, üblicherweise sind aber unterschiedlich lange, ca. 0,03 mm breite horizontale Fenster und regelmäßige bis sehr unregelmäßige subvertikale Fenster (= Trockenrisse) von 0,03-0,20 mm Breite vorhanden. Größere Fenster sind spärlich zementiert, weisen aber noch an Fe-Säumen erkennbare Geisterstrukturen von Dolomit-Rhomboedern auf.

Vorkommen: 3-5 cm mächtige laminierte Horizonte treten innerhalb der Cürten- und Spickberg- bzw. Ermberg-Formation der Sötenicher und Blankenheimer Mulde auf (Steinbrüche Taubenberg, Keldenich und Ermberg). An den Fundpunkten (Steinbrüche Höneberg und Fuchsloch) der Rodert-Formation der Dollendorfer Mulde sind die Algenlaminite bis zu 50 cm mächtig. Die Grenze zum Liegenden ist überwiegend unscharf ausgebildet, während der Kontakt zum Hangenden normalerweise mit Erosionsflächen oder abrupten Fazieswechseln verbunden ist.

Fenestraler Mud- bis Packstone (Ft 14) (Taf. 3, Fig. 4) – Dieser Faziestyp zeigt bezogen auf die Komposition keine großen Unterschiede zum Ft 13, peloidale Areale sind insgesamt seltener und nicht horizontal durchlaufend angeordnet.

In einigen Fällen ist aber auch ein gradueller Übergang von fenestralen Gefügen zu den Mud-/Packstone-Wechsellagerungen des Ft 13 zu beobachten. Die Fenster sind eher lang als hoch und erreichen bis über 1 mm Breite. Durchschnittlich sind sie mit etwa 0,2-0,3 mm deutlich kleiner. Typischerweise sind die Fenster zu horizontalen LF-A Gefügen angeordnet. Es gibt aber durchaus Areale bzw. Proben, die weniger regelmäßig organisierte Fenster zeigen und teilweise eher Birdseye-Charakteristiken aufweisen. Bei manchen Proben sind einige, bis zu etwa 0,1 mm große, frühdiagenetische Dolomit-Rhomboeder in der mikritischen Matrix vorhanden.

Vorkommen: Horizonte mit regelmäßigen LF-A Gefügen sind normalerweise etwa 5-10 cm mächtig und an Fundpunkten der Cürten- und Spickberg-Formation der Sötenicher Mulde (Steinbrüche Taubenberg, Keldenich und am Ortseingang Rinnen) nachgewiesen. Unregelmäßiger organisierter Fenster sind viel weiter verbreitet, werden aber fast immer von Komponenten oder Phänomenen begleitet, die eine Zuordnung zu einer der im Folgenden beschriebenen Faziestypen der Fazieszone 3 erlauben.

Mud- bis Packstone bzw. Calcisphaeren-Ostracoden-Wacke- bis Packstone mit röhrenförmigen, meist subvertikalen Fenstern (Ft 15) (Taf. 3, Figs. 3, 6, 7) – Die 1-3 mm breiten, manchmal auf bis zu 6 mm erweiterten und nicht selten mehrere Zentimeter langen Hohlräume sind in einem Spektrum von unterschiedlichen Faziestypen angelegt. Es kann sich um Mudstones mit keinen oder nur sehr wenigen Komponenten (z.B. Calcisphaeren, Ostracoden, *Devonoscalae*, *Labyrinthoonus*) oder um laminierte bzw. von fenestralen Gefügen beeinflusste Gesteine (Ft 13 und 14), oder um Calcisphaeren-Ostracoden-Wacke- bis Packstones des Ft 8 handeln. Der Kontrast der Fensterwandungen zum umgebenden Sediment ist meist scharf, während deren Begrenzungslinie unregelmäßig, mit zahlreichen kleineren Aus- und Einbuchtungen, verläuft. Die Fenster erscheinen eher nicht in Hartsubstrate gebohrt, da in die Hohlräume hineinragende Bioklasten nicht abgeschnitten sind. Der Inhalt der Hohlräume ist uneinheitlich. Im häufigsten Fall sind sie von klarem, blockigem Calcit-Zement erfüllt. Gelegentlich finden sich am Boden der Fenster von der Wand abgeplatzt Klasten, oder es ist eine partielle bis komplette Füllung durch das Sediment der Umgebung oder durch sehr feine und kaum kompaktierte Mikrite vorhanden. Noch seltener ist eine Füllung durch das Sediment des überlagernden Faziestyps zu beobachten. Besonders im letzteren Fall können die Hohlräume von dunklen bzw. rötlichen Farbhöfen begleitet sein. Nicht grundsätzlich, aber dennoch signifikant häufig sind die beschriebenen Fensterstrukturen mit Dolomit-Rhomboedern und Lösungsstrukturen assoziiert. Die Dolomit-Rhomboeder sind ca. 0,1 mm groß und befinden sich zum Teil dispers in der Matrix, besonders häufig sind sie aber im Inneren der Fenster und hier wiederum bevorzugt am Rand. Lösungsvorgänge sind für eine Reihe Mikrokarst-artiger Strukturen verantwortlich. Am augenfälligsten und auch am eindeutigsten auf einen Lösungsprozess zurückzuführen ist die Auf- oder zumindest Anlösung unfragmentierter Schalen (z.B. Gastropoden oder Ostracoden). Lösung und Dolomitbildung sind mehrheitlich sydepositional. Lösungshohlräume können Internsedimente besitzen und auch Dolomit-Rhomboeder können wieder

aufgelöst sein. Teilweise treten sogar Pseudomorphosen von Mikrit nach Dolomit auf.

Für die Genese der vertikalen Fenster stehen unterschiedliche Modelle zur Diskussion: a) Es handelt sich um Ichnofossilien, z.B. „Wurmbauten“ (STRUVE 1963, DICKFELD 1969, KREBS 1969); b) Es liegt eine Entstehung durch Gasentweichung vor. Diese kann mit dem Zerfall organischer Substanz zusammenhängen oder wird durch Event-gesteuerte Sedimentationsereignisse hervorgerufen (SHINN 1983: Figs. 11, 20A, 22); c) Durchwurzelung bzw. von Sediment umfangene Pflanzensprosse sind für die Bildung der Hohlraumstrukturen verantwortlich.

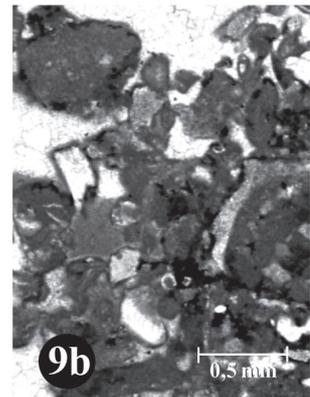
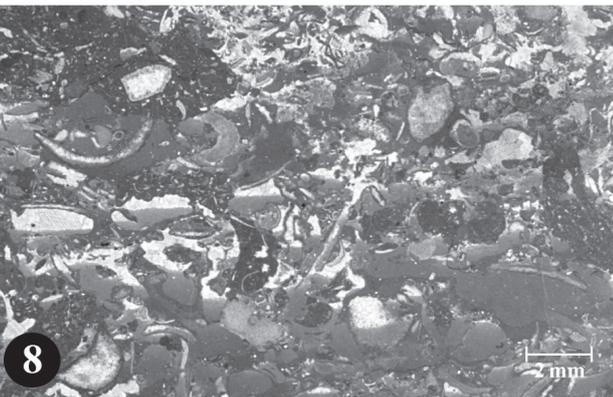
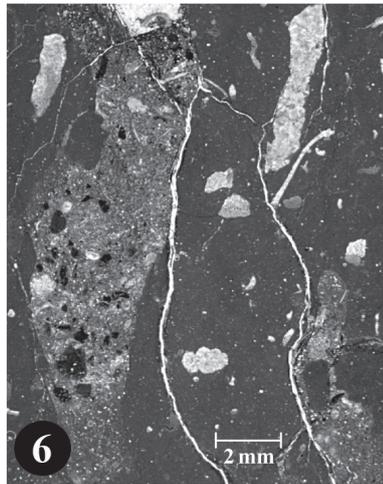
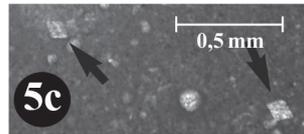
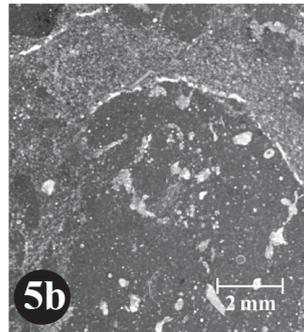
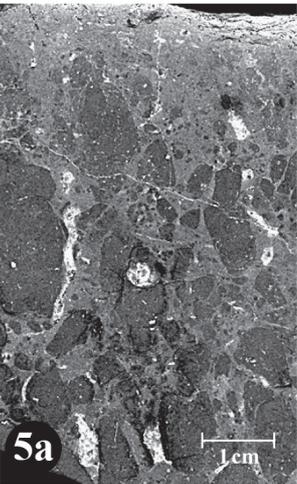
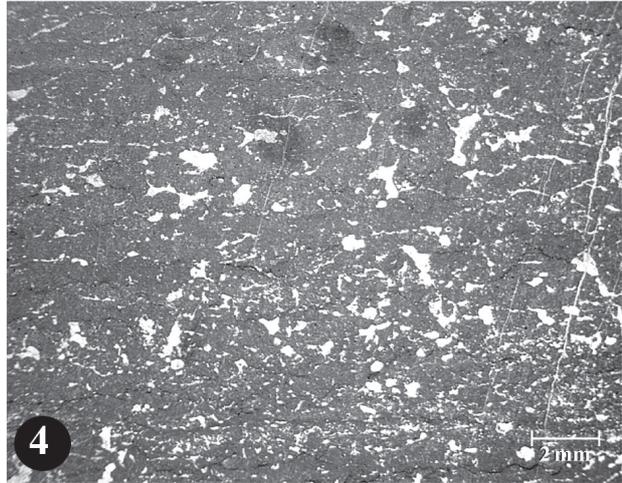
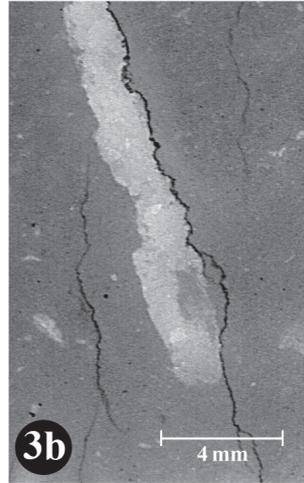
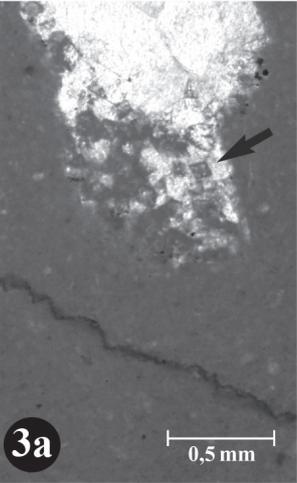
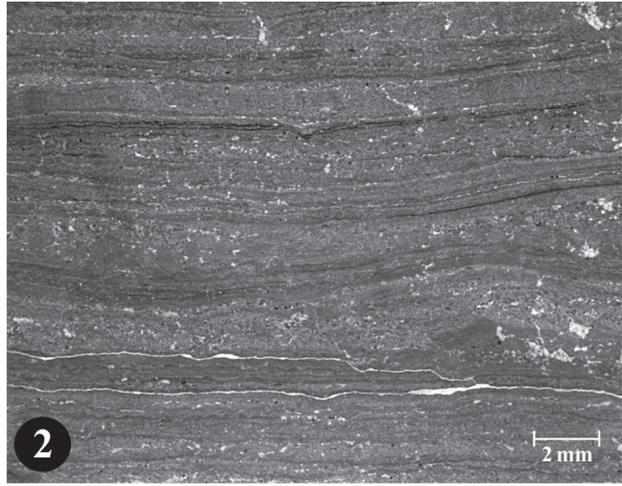
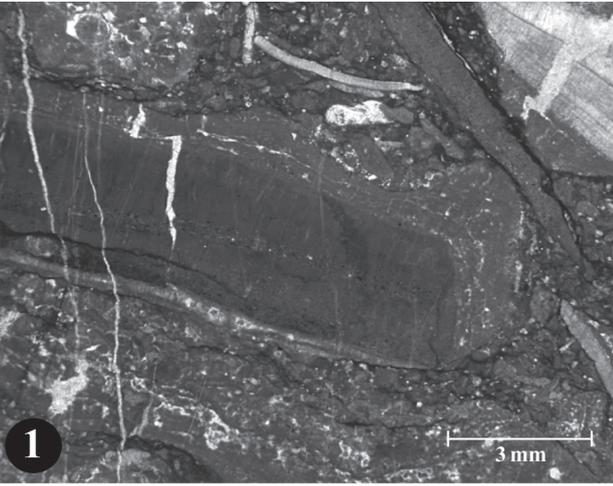
Letztlich haben alle genannten Optionen ihre Berechtigung und nicht alle Fenster müssen auf die gleiche Weise entstanden sein. Sedimentgefüllte Strukturen im Bereich von laminierten Lithologien des Ft 13 sind am plausibelsten durch Bioturbation erklärbar. Am Fundpunkt Keldenich gewinnt die Pflanzenhypothese an Substanz. Hier verjüngen sich die Röhren teilweise nach unten, zusätzlich ist direkt im Hangenden eine Zosterophyllophyten führende Schicht entwickelt. Für die

meisten röhrenförmigen Strukturen ist allerdings das Gasentweichungs-Szenario das wahrscheinlichste. Bleiben Gasblasen vor der Sedimentoberfläche stecken, bilden sich sparitisch zementierte Röhren. Erreichen Gasblasen die Oberfläche, so ist eine Sedimentfüllung möglich. Bei Wurmröhren wären tendenziell regelmäßige Wandstrukturen und eine strategisch gewählte Position bezüglich der Sedimentoberfläche zu erwarten. Aufgrund der in vielen Fällen nicht ganz eindeutigen Interpretationslage ist eine an genetischen Gesichtspunkten orientierte Aufteilung des Ft 15 in unterschiedliche Faziestypen im Rahmen dieser Arbeit allerdings nicht sinnvoll.

Vorkommen: Zahlreiche bis zu 60 cm mächtige und massive Bänke sind im Bereich der Cürten- und Spickberg-Formation der Sötenicher Mulde verbreitet. Vereinzelte Bänke kommen auch in der Rodert-Formation der Sötenicher und Blankenheimer Mulde vor (Steinbrüche Taubenberg, Keldenich und Ermberg). In der Dollendofer Mulde sind Lithologien des Ft 15 ebenfalls von der Cürten- bis zur Rodert-Formation vorhanden, durchschnittlich sind sie allerdings etwas dünnbankiger angelegt (Fundpunkte: Steinbruch W ehemaliger

Tafel 3:

- Fig. 1: Flat Pebble-Rudstone (Ft 17). Bezogen auf das normale Größenspektrum der für diesen Faziestyp charakteristischen Flat Pebbles handelt es sich um einen sehr kleinen Lithoklasten, der zusätzlich von einer stromatolithischen Kruste überzogen wurde. Inter- bis supratidales Milieu der Fazieszone 3. Steinbruch Ermberg, Rodert-Formation, BSPG 2006 IX 485.
- Fig. 2: Laminierte Mud- bis Packstone Wechsellagerung = Algenlaminit (Ft 13). Der typische Materialwechsel ist bei dieser Vergrößerung nicht deutlich wahrnehmbar. Kleine Aufwölbungen verdeutlichen den organogenen Charakter des Gefüges (= Bindstone). Feine, subvertikale Trockenrisse entstehen syndepositional. Supratidales Milieu der Fazieszone 3. Steinbruch Fuchsloch, Rodert-Formation, BSPG 2006 IX 486.
- Fig. 3a, b: Mud- bis Packstone bzw. Calcisphaeren-Ostracoden Wacke- bis Packstone mit röhrenförmigen, meist subvertikalen Fenstern (Ft 15). Die röhrenförmigen, subvertikalen Fenster entstehen vermutlich durch Gasentweichung. In der Grundmasse (nicht zu sehen) und bevorzugt am Rand der Fenster sind kleine Dolomitrhomboeder ausgebildet (Fig. 3a, Pfeil). Sub- bis supratidales Milieu der Fazieszone 3. Steinbruch Ermberg, Rodert-Formation, BSPG 2006 IX 487.
- Fig. 4: Fenestraler Mud- bis Packstone (Ft 14). Einem undeutlichen LF-A-Gefüge sind eher unregelmäßig begrenzte, teilweise auch vertikale Fenster überlagert. Intertidales Milieu der Fazieszone 3. Steinbruch am Ortseingang von Rinnen, Spickberg-Formation, BSPG 2006 IX 488.
- Fig. 5a–c: Calcisphaeren-Ostracoden-Wackestone mit Intraklast-Gefüge (Ft 16). In-situ entstandene, teilweise durch zirkumgranulare Risse begrenzte Klasten. Innerhalb der Klasten sind Fensterstrukturen und Dolomitrhomboeder (Fig. 5c, Pfeile) vorhanden. Überprägung im supratidalen Milieu der Fazieszone 3, beginnende Calichefizierung. Steinbruch Taubenberg, Cürten-Formation, BSPG 2006 IX 489.
- Fig. 6: Fensterstrukturen mit vermutlich unterschiedlicher Genese. Die sparitisch zementierten Fenster sind wahrscheinlich durch Gasentweichung entstanden. Die sedimentgefüllten Fenster führen einige Black Grains und standen mit der Sedimentoberfläche in Kontakt. Da sich die Strukturen nach unten verjüngen, könnte es sich um durch Lösungsvorgänge erweiterte Wurzelspuren handeln. Überprägung im supratidalen Milieu der Fazieszone 3. Steinbruch Keldenich, Rodert-Formation, BSPG 2006 IX 490.
- Fig. 7: Die subvertikalen Fensterstrukturen sind teilweise nach unten aufgegabelt und verjüngt. Um die Fenster sind farblich abgesetzte Höfe entwickelt. Vergleichbar mit der Situation in Fig. 6 kann die Genese der Fenster mit durch Lösungsvorgänge erweiterten Wurzelspuren in Zusammenhang gebracht werden. Überprägung im supratidalen Milieu der Fazieszone 3. Neuer Weg, Spickberg-Formation, BSPG 2006 IX 491.
- Fig. 8: Sturmwellen-induzierter Intraklast-Bioklast-Rudstone (Ft 18). In ein Komponenten-gestütztes Gefüge ist allomikritisches Sediment infiltriert. Das Komponentenspektrum ist polymikt. Lagen dieses Faziestyps sind in Abfolgen von mikritischen, niederenergetischen, lagunären Faziestypen eingeschaltet. Die Ablagerung von relativ groben Komponenten und die sukzessive Sedimentation von Kalkschlamm erfolgt bei temporär durch Stürme erhöhter Wellenenergie. Intertidales Milieu der Fazieszone 3. Steinbruch Taubenberg, Cürten-Formation, BSPG 2006 IX 492.
- Fig. 9a, b: Mikrobieller Bindstone mit stromatactoidem Fenstergefüge (Ft 19). Die abgebildeten Ausschnitte sind aufgrund des vorwiegend Partikel-gestützten Gefüges für das Gesamtbild des Ft 19 etwas untypisch. Bindstone-Areale sowie stromatactoide Hohlräume sind im oberen Drittel von Fig. 9a erkennbar. Fig. 9b zeigt mehrere Keystone Vugs. Intertidales Milieu der Fazieszone 3. Profil an der ehemaligen Bahnlinie E der Leienberg, Dreimühlen-Formation, BSPG 2006 IX 493.



Bahnhof Dollendorf, Steinbruch Höneberg, Steinbruch Fuchsloch).

Calcisphaeren-Ostracoden-Wackestone mit Intraklast-Gefüge (Ft 16) (Taf. 3, Fig. 5) – Die wichtigsten Komponenten sind Intraklasten, die fast immer als Calcisphaeren-Ostracoden-Wackestones zu identifizieren sind. Im Detail unterscheiden sich diese Intraklasten von den Calcisphaeren-dominierten Lithologien des Ft 8 durch irreguläre, tendenziell tubulare, 0,1–0,4 mm Durchmesser besitzende, möglicherweise als Lösungs- oder Durchwurzelungsspuren interpretierbare, fenestrals Gefüge. Die Fenster sind kleiner als im oben beschriebenen Ft 15 und besitzen auch keine bevorzugt vertikale oder horizontale Orientierung. Analog zum Ft 15, bzw. konstanter und auch häufiger, sind kleine (0,1–0,2 mm) Dolomit-Rhomboeder in der Matrix und den Fenstern der Intraklasten vorhanden. Das Größenspektrum der Intraklasten reicht von wenigen Millimetern bis zu einigen Zentimetern, durchschnittlich sind es etwa 1–2 Zentimeter. Die Intraklasten sind etwas unregelmäßig begrenzt, tendieren aber zu runden Formen. Das Intraklast-Gefüge ist an die Bankung gebunden und nimmt an Deutlichkeit von oben nach unten ab. Die Intraklasten sind von einem System von feinen, zirkumgranularen Rissen und Stylolithen-artigen Strukturen umgrenzt. Abgesehen davon fügen sie sich direkt oder mittels kleinerer Intraklasten ineinander. Manchmal ist zusätzlich eine fast durchweg aus kleinsten (0,02–0,10 mm) und nur teilweise idiomorphen Dolomit-Kristalliten zusammengesetzte Grundmasse entwickelt. Unter dem Aspekt der Größe und der Kontaktbeziehungen der Komponenten handelt es sich um Rud- bis Floatstone-Gefüge. Die üblicherweise mit diesen Begriffen verbundene hydrodynamische Konnotation ist im vorliegenden Fall allerdings gegenstandslos. Außer den beschriebenen Eigenschaften können noch folgende Phänomene hinzutreten: a) Die Intraklasten sind, erkennbar an rötlich-violetter und viel seltener an angedeutet grünlicher Färbung, unterschiedlich stark Fe-impregniert. Soweit sich die für die Färbung verantwortlichen Pigmente selbst erfassen lassen, handelt es sich um kleine (0,01–0,03 mm), kugelige Gebilde oder größere Aggregate solcher Gebilde (?Fe-Bakterien); b) Innerhalb der Intraklasten auftretende Gastropoden sind völlig aufgelöst, ebenfalls auftretende Leperditien sind hingegen nur leicht angelöst; c) Bei einigen Intraklasten ist der Fensteranteil voluminöser als der Mikritanteil. Meist haben diese Fenster angedeutet kantige Umriss, teilweise entsteht der Eindruck von Alveolar-Strukturen. Möglicherweise entstehen diese Fenster durch Auflösung von Kristallen einer vorangegangenen, intensivierten Dolomitsprossungsphase.

Vorkommen: Deutlich ausgebildete Intraklast-Gefüge des Ft 16 finden sich in 20–30 cm mächtigen Horizonten im Bereich der Cürten- und Spickberg-Formation der Sötenicher Mulde (Steinbrüche Taubenberg und Keldenich). Rudimentäre Gefüge vergleichbarer Art kommen in der Rodert-Formation der Dollendorfer Mulde vor (Steinbrüche Höneberg und Fuchsloch).

Flat Pebble-Rudstone (Ft 17) (Taf. 3, Fig. 1) – Das Gestein ist durch bis zu 2 cm breite und mehrere Zentimeter lange, ziemlich chaotisch angeordnete Mudstone-Intraklasten gekennzeichnet. Diese entsprechen lithologisch völlig den Mudstone-Lagen des Ft 13. Die Grundmasse besteht aus

kleineren Intraklasten und Peloiden, die unterschiedlich gut, meistens aber ausgesprochen schlecht zugerundet sind. Bioklasten sind selten und werden vor allem durch Bruchstücke von Stringocephaliden repräsentiert. Einige Komponenten besitzen asymmetrische, aufgrund von Umlagerung nach oben oder unten orientierte, dicht-mikritische oder als *Bevoacstria* identifizierbare Aufwüchse. Zusätzlich kommen auch Intraklasten mit thrombolithischer Internstruktur vor. Trocken- bzw. Schrumpfrisse sind vor allem bei größeren Intraklasten häufig. Einige der besser zugerundeten Peloiden besitzen dünne (0,02 mm) Zementsäume. Von Stylolithen-Bildung begleitete Drucklösungserscheinungen sind in Bereichen mit kleineren Intraklasten ziemlich ausgeprägt.

Vorkommen: Diese Lithologie tritt in Form einiger, etwa Dezimeter mächtiger Lagen innerhalb der Rodert-Formation der Blankenheimer Mulde auf (Steinbruch Ermberg).

Sturmwellen-induzierter Intraklast-Bioklast-Rudstone (Ft 18) (Taf. 3, Fig. 8) – Gesteine dieses Faziestyps besitzen ein polymikt zusammengesetztes, komponentengestütztes Gefüge, in das sehr feiner Mikrit infiltriert ist. Lösungsvorgänge sind sehr auffällig, und in vielen Fällen ist nicht mehr ersichtlich, wodurch die mikritisch gefüllten Hohlräume ursprünglich begrenzt waren. Das Komponenten-Spektrum umfasst unterschiedlich große Intraklasten bis Peloiden, durchschnittlich 1–5 mm große, ziemlich kantige Intraklasten (Calcisphaeren-Ostracoden-Wackestones oder fenestrals Mudstones) sowie unterschiedliche Bioklasten ähnlicher Größenordnung. Häufige skelettale Komponenten sind Gastropoden, aber auch Leperditien, Brachiopodenfragmente, Bivalvenschalen, Tabulatenfragmente und, verglichen mit den anderen Faziestypen der Fazieszone 3, außergewöhnlich viele Trochiten. Fast alle als Molluskenschalen erkennbaren Bioklasten besitzen feine Bohrspuren oder Mikritrinden. Da Molluskenfragmente zur Lösung neigen, sind diese allerdings auch bevorzugt durch mikritdefinierte Geisterstrukturen erhalten.

Vorkommen: Es treten mehrere etwa 5–15 cm mächtige Lagen im Bereich der Cürten- und Spickberg-Formation der Sötenicher Mulde auf (Fundpunkt: Steinbruch Taubenberg).

Mikrobieller Bindstone mit stromatactoidem Fenstergefüge (Ft 19) (Taf. 3, Fig. 9) – Es handelt sich um ein komponentenreiches, dicht-mikritisches bis untergeordnet peloidales Thrombolith-Gerüst, das zahlreiche irregulär begrenzte, teilweise stromatactoide Hohlräume offen lässt. Das Gerüst geht bereichsweise in Peloid-Bioklast-Areale über. Außer den 0,2–0,6 mm großen stromatactoiden Fenstern können auf bis zu maximal etwa 1 cm Durchmesser erweiterte Lösungshohlräume auftreten. In den komponentengestützten Bereichen sind zudem einige Keystone Vugs zu erkennen. In dieses System kommunizierender Hohlräume ist unterschiedlich viel allomikritisches Karbonat infiltriert. Nur partiell gefüllte Hohlräume verstärken durch die eingeebneten Böden den stromatactoiden Gesamteindruck. Gelegentlich besitzen die Hohlräume dünne (0,01–0,03 mm) Zementtapeten, die bevorzugt an der Oberseite der Hohlräume entwickelt sind (= Dripstone-Zemente). Die Bildung dieser Zemente erfolgt vor bzw. synchron mit den Mikrit-Infiltrationen, da Zemente auch zwischen Internsediment und Fensterwand ausgebildet sein können. In einigen Proben sind auf differenzierte Verhärtung

des Sediments zurückgehende, an Stylolithen erkennbare Drucklösungserscheinungen recht deutlich ausgeprägt. Die häufigsten skelettalen Komponenten sind Gastropoden und tubulare Algen. In unterschiedlicher Häufigkeit, insgesamt mit abnehmender Tendenz, finden sich auch Ostracoden, diverse aus der Fazieszone 2 bekannte Mikrofossilien, Stringocephaliden-Schalen, *Amphipora ramosa*, *Stachyodes dendroidea*, Fragmente von tabulaten und rugosen Korallen, Bivalvenschalen sowie einige wenige Trochiten. Besonders Molluskenschalen sind angebohrt oder besitzen Mikritrinden. Frühdiagenetische Phänomene und das Fossilpektrum dieses Faziestyps sind in SCHRÖDER & SALERNO (2001) ausführlich dokumentiert.

Vorkommen: Dieser Faziestyp ist in charakteristischer Ausprägung nur am Fundpunkt Bahnline E des Leienberg nachgewiesen und tritt hier in mehreren, etwa Dezimetermächtigen, Horizonten auf. Ein Horizont mit vergleichbarem Komponentenspektrum, Bindstone-Gefüge und Keystone Vugs, aber ohne bis kaum entwickelte stromatactoide Fenster tritt in der Spickberg-Formation der Sötenicher Mulde auf (Fundpunkt: Neuer Weg).

In groben Zügen wird durch KREBS (1974) das mikrofazielle Inventar peritidaler Karbonate auch aus dem Gebiet der Eifel umrissen. Die Vielfalt der unterschiedlichen Faziestypen der peritidalen Fazieszone im Unter-Givetium der Eifel ist bisher aber weitgehend unbekannt geblieben. Zu den westlich und östlich der Eifel gelegenen Schelfarealen des Old Red-Kontinents liegen allerdings zahlreiche Publikationen vor, die jeweils zumindest einige Teilaspekte des oben beschriebenen Faziespektrums erfassen (BOULVAIN & PRÉAT 1986, PRÉAT & BOULVAIN 1986, PRÉAT & MAMET 1989, PRÉAT & RACKI 1993, RACKI 1993b, SKOMPSKI & SZULCZEWSKI 1994). Die die Faziestypen 13–19 verbindende Eigenschaft ist ein Environment äußerst aktiver Diagenese, das die meisten der oben beschriebenen Strukturen überhaupt erst erhaltungsfähig macht. Die zugrundeliegende Ursache ist ein spürbar alterierter Chemismus des Meerwassers. Da Lösungsphänomene, Mikrokarst und frühe Dolomitbildung assoziiert auftreten, sind meteorische Einflüsse, die ein humides bis semihumides Klima mit zumindest zeitweilig reichhaltigen Regenfällen voraussetzen, eine mehr als plausible Hypothese. Peritidal-Parasequenzen, die sehr direkt mit Ablagerungen heutiger Gezeitebenen z.B. von Andros Island (Bahamas) vergleichbar sind (u.a. BOSELLINI 1991: 87 ff.), kommen teilweise auch mehrfach wiederholt vor allem in der Cürten- und Spickberg-Formation der Sötenicher Mulde vor und setzen sich bevorzugt aus folgenden Elementen zusammen: a) Calcisphaeren-Ostracoden-Wackestones (Ft 8) = Subtidal bis unteres Intertidal; b) Fenestrals Mudstones (Ft 14) = Intertidal bis oberes Intertidal; c) Algenlaminite (Ft 13) = oberes Intertidal bis Supratidal. Soweit feststellbar, besitzt der inter- bis supratidale Anteil einer solchen Verflachungsabfolge nur ca. 20 cm Mächtigkeit. Die abschließenden Algenlaminite sind häufig bioturbiert und dokumentieren damit allenfalls kurze Expositionszeiten. Ungestörte Algenlaminite des oberen Supratidals, welche, belegt durch vermehrte Trockenrisse, längere Expositionszeiten aufweisen, sind ein Phänomen der Rodert-Formation der Blankenheimer und Dollendorfer Mulde. Teilweise wird diese Zone nur noch bei Sturmfluten oder anderen Extremereignissen (z.B. tropische Wirbelstürme,

Monsun-Wetterlagen) geflutet, und die Mächtigkeiten der resultierenden Mudstone-Lagen registrieren sehr genau die Intensität des jeweiligen Ereignisses (BOSELLINI 1991: Abb. 4.13). Durch Gezeitenkanäle oder Stürme aufgearbeitete Algenlaminite dieses Typs bilden sich in den Flat Pebble-Konglomeraten des Ft 17 ab. Eindeutig auf Stürme zurückzuführen lassen sich die Lithologien des Ft 18. Aufgearbeitete Klaster des Untergrundes zeigen ein hochenergetisches, erosives Regime an. Der polymikte Fossilgehalt mit Faunenelementen der Fazieszonen 1 und 2 belegt, dass größere Meeresgebiete gleichzeitig erfasst werden. Durch auflandige Wellen wird dieses Material auf die Gezeitebene verfrachtet. Sturminduzierte Umlagerungen bieten aus verschiedenen Gründen auch eine Erklärung für die mit röhrenförmigen Fenstern ausgestatteten Lithologien des Ft 15: a) Morphologisch analoge Fenster entstehen auch aktuell, wenn Karbonatschlamm eventartig zu größeren Akkumulationen umgelagert wird (SHINN 1983); b) Lithologien des Ft 15 sind, verglichen mit Calcisphaeren-Ostracoden-Wacke- bis Packstones des Ft 8, vergleichsweise komponentenarm – ein Umstand, der durch Transport-Selektion leicht erklärbar wird; c) Lithologien des Ft 15 finden sich auch isoliert innerhalb der Fazieszone 1 und fallen somit aus dem Rahmen regelmäßiger Verflachungsabfolgen; d) Umgekehrt können Lithologien des Ft 15, auch ohne die oben geschilderte typische Verflachungssequenz zu durchlaufen, in supratidalen Einfluss (z.B. Dolomitbildung, Mikrokarst) geraten. Abweichend von den mit diesen Bildungsbedingungen ansonsten sehr gut vergleichbaren, aktuellen Schlammhängen in der Bucht von Florida (ENOS & PERKINS 1979) werden die hier auftretenden Schlammhängen selten und allenfalls im Supratidal von Pflanzen stabilisiert.

Die aus Intraklasten zusammengesetzten Lithologien des Ft 16 lassen häufig noch erkennen, dass sie sich aus im Subtidal abgelagerten Calcisphaeren-Ostracoden-Wacke- bis Packstones des Ft 8 entwickeln. Zirkumgranulare Risse, Alveolarähnliche Strukturen, Lösungsvorgänge, frühe Dolomitbildung und frühe partielle Verfestigung entstehen unter wechselfeuchten Bedingungen im supratidalen Milieu (ESTEBAN & KLAPPA 1983). Direkt umgesetzt, könnte die supratidale Überprägung einer primär subtidalen Fazies mit einem allozyklischen Abfall des Meeresspiegels in Zusammenhang gebracht werden (STRASSER 1991). Im vorliegenden, ohnehin extrem flachen, Ablagerungsraum sollte dieses Konzept aber nicht überstrapaziert werden, da das Faziesmuster durchaus noch mit einem progradierenden Ablagerungsmodell kompatibel ist. In erster Linie dokumentiert der Ft 16 die Ausbreitung einer Süßwasserlinse in die inaktiven, rückwärtigen Bereiche der Gezeitebene und damit die Ausbreitung einer Situation, die, vor dem Hintergrund des Mischzonen-Modells (cf. FLÜGEL 2004: 330 ff.), für die frühe Dolomitbildung prädestiniert ist. Die komponentenreichen, teilweise komponentengestützten Gefüge des Ft 19 sind insgesamt selten und kein integraler Bestandteil der weiter oben geschilderten Peritidalsequenzen. Dieser Faziestyp dokumentiert höherenergetische Verhältnisse und aufgrund des breit gefächerten Fossilgehalts auch weniger restriktive Verhältnisse. Vadose Zemente und Keystone Vugs sind nicht ganz ausnahmslos, in der überwältigenden Mehrheit der bekannten Beispiele aber schon, charakteristisch für einen intertidalen Ablagerungsraum. Die Etablierung einer höherenergetischen Intertidal-Fazies in nicht allzu restriktiven

Verhältnissen könnte, verglichen mit dem Intraklast-reichen Ft 16, etwas plausibler durch einen relativen Abfall des Meeresspiegels erzwungen sein (SCHRÖDER & SALERNO 2001).

2.1.4 Ablagerungen mit resedimentierten Komponenten (= Fazieszone 4)

Die charakteristischen Komponenten dieser Gruppe von Faziestypen sind Intraklasten, und vor allem lithoklastische Peloiden (FLÜGEL 2004: 112). Derartige calciklastische Komponenten entstehen bevorzugt unter den diagenetischen Bedingungen der Fazieszone 3, deren Ablagerung erfolgt hier aber im faziellen Kontext der Fazieszone 1. Streng ausgelegt definiert diese Gruppe von Faziestypen daher keine eigene Fazieszone sondern einen hybriden Zustand, der durch die Fazieszonen übergreifende, dynamische Prozesse hervorgerufen wird, in erster Linie durch eine Absenkung des Meeresspiegels (s.a. Abb. 6). Das Organismenspektrum ist dementsprechend polymikt. Insgesamt überwiegen Organismen der Fazieszone 1. Auch Calcisphaeren sind noch häufig. Andere typische Vertreter der Fazieszone 2, z.B. Leperditien, Amphiporen und Stringocephaliden sind zwar vorhanden, deren Häufigkeit hängt aber stark von spezifisch-faziellen Bedingungen ab.

Größere (etwa im Bereich $\leq 1-4$ cm), und meist als Calcisphaeren-Ostracoden-Wackestones erkennbare Gesteinsfragmente innerhalb der Faziestypen der Fazieszone 1 treten fast regelmäßig auf, wenn diese direkt die entsprechenden Faziestypen der Fazieszonen 2 und 3 überlagern. Dieses Phänomen wird bereits von DICKFELD (1969) und KREBS (1969) gedeutet und hängt als Bestandteil zyklischer Sedimentation mit einem relativen Anstieg des Meeresspiegels zusammen. Bezogen auf die im Folgenden beschriebenen Lithoklast-reichen Faziestypen ist die Situation anders gelagert. Die lithoklastischen Komponenten entstammen überwiegend nicht dem aufgearbeiteten älteren Untergrund eines anderen Faziestyps, sondern werden aus angeschlossenen flacheren Bereichen mehr oder weniger weit importiert. Dieser Sachverhalt entspricht genau der Intraklast-Definition. Intraklasten werden wiederum anhand ihrer Größe und Form von Peloiden abgegrenzt; diese Grenze ist allerdings etwas willkürlich und wird teilweise auch unterschiedlich gehandhabt. Bei den folgenden Faziestypen sind Intraklasten und lithoklastische Peloiden bezogen auf die Genese Synonyme; aufgrund der vorwiegend im Peloid-Bereich liegenden Größenordnung wird bevorzugt der Begriff lithoklastische Peloiden verwendet.

Faziestypen der Fazieszone 4

Peloid-Cortoid-Bioklast-Packstone (Ft 20a) (Taf. 4, Fig. 1) – Das Organismenspektrum besteht zu großen Teilen aus Vertretern der Fazieszone 1. Es treten z.B. Bivalven, Gastropoden, Ostracoden, tabulate Korallen, Brachiopoden und Trochiten auf. Zusätzlich kommen konstant auch typische Vertreter der Fazieszone 2 vor. Meist handelt es sich um Calcisphaeren, es können aber auch andere Mikrofossilien, z.B. *Bisphaera*, *Flabellia ufensis* und auch Leperditien-Carapaxe vorhanden sein. In den meisten Proben liegen die Makroorganismen zu fast 100% als zumindest angerundete, tendenziell aber regellos angeordnete, Fragmente ≤ 2 mm vor. Bei den sehr wenigen Ausnahmen sind größere Bioklasten zu etwa 1 cm

breiten, rudimentär schräggeschichteten Rudstone-Gefügen ineinander verkeilt. Zwar sind in wechselndem Umfang auch andere skelettale Komponenten in die Cortoid-Bildung einbezogen, aber bei Molluskenschalen liegen Mikritsäume oder asymmetrische additive Aufwüchse durch *Girvanella* (seltener *Weheredella*) fast systematisch vor. Teilweise sind die onkoidalen Aufwüchse wieder abgeplatzt und finden sich als isolierte Komponenten wieder. Der lithoklastische Anteil am Komponentenspektrum unterliegt, ebenso wie die Größe, Rundung und Sortierung der lithoklastischen Peloiden, je nach Probe gewissen Schwankungen und erreicht etwa 20-75%. Das Größenspektrum der lithoklastischen Komponenten liegt zwischen 0,1-4 mm, vorwiegend aber zwischen 0,1 und 0,4 mm; üblicherweise ist die Rundung etwas besser als die Sortierung. Größere lithoklastische Peloiden sind, manchmal bereits ab 0,3 mm Durchmesser, anhand interner Komponenten wie z.B. Calcisphaeren, *Devonoscalae*-Fragmente oder Dolomit-Rhomboeder als Intraklasten identifizierbar. Auch bei kleineren Partikeln ist in der Regel eine eindeutige Zuordnung möglich, da viele der lithoklastischen Komponenten sehr dunkel (= Black Grains) oder rötlich gefärbt sind. Die dafür verantwortliche Imprägnierung durch Fe-Verbindungen betrifft zum Teil auch einzelne Organismen, z.B. Calcisphaeren oder onkoidale, asymmetrische Aufwüchse. Die Fe-Imprägnierung kann intensiv und strukturlos sein oder orientiert sich an Inhomogenitäten der betroffenen Komponenten, oder aber sie lässt eine aus winzigen kugeligen Aggregaten zusammengesetzte Struktur erkennen (?Fe-Bakterien). Einige wenige lithoklastische Komponenten enthalten Quarzsilt, Pflanzenfragmente oder mehrere kleinere Black Grains in mikritischer Matrix. Diese Komponenten (= Lumps) entstehen, mehr oder weniger direkt im Ablagerungsraum und sind auf die Aufarbeitung bereits konsolidierter Substrate zurückzuführen. Bei den meisten zu diesem Faziestyp vorliegenden Proben ist die Matrix weitgehend zu Mikrospatit rekristallisiert.

Peloid-Cortoid-Bioklast-Wacke- bis Floatstone (Ft 20b) (Taf. 4, Fig. 2) – Der Eintrag von lithoklastischen Peloiden erfolgt in diesem Fall in Lithologien, die sich aufgrund des Organismenspektrums, vorwiegend bioturbatem Gefüge und mikritischer Matrix mit lignitischen Pflanzenfragmenten und Quarzsilt-Beimengungen, kaum von den Bioklast-Wacke- bis Floatstones des Ft 2 und dem algenreichen Faziestyp 3 der Fazieszone 1 unterscheiden. Obwohl es sich beim Peloid-Eintrag um ein graduell verlaufendes Phänomen handelt, lässt sich der hybridisierte Zustand zumindest im Dünnschliff unschwer erkennen. Lithoklastische Peloiden sind anhand der Pigmentierung sehr gut von anderen, in den Faziestypen 2 und 3 vorkommenden, Peloiden unterscheidbar. Außerdem werden die lithoklastischen Peloiden von einem variablen Anteil von Organismen der Fazieszone 2 begleitet und korrelieren sehr gut mit einer gesteigerten Cortoid-Führung sowie intensiver asymmetrischer Umkrustung von Komponenten durch *Girvanella*.

Vorkommen: Der Ft 20a/b ist innerhalb der Sötenicher Mulde verbreitet und kommt von der Cürten- bis zur Rodert-Formation vor (Fundpunkte: Neuer Weg, Gemeindesteinbruch Sötenich, Steinbruch Taubenberg und Steinbruch Keldenich). Die Peloid-Cortoid-Bioklast-Packstones des Ft 20a sind ziemlich dünnbankig (ca. 2–15 cm), während der Ft 20b

normalerweise eher dickbankiger (bis ca. 40 cm) auftritt. Sehr wahrscheinlich waren die Lagen mit lithoklastischen Peloiden und Cortoiden des Ft 20b aber im primären Zustand sogar noch dünner ausgebildet als im Ft 20a und sind nur durch Bioturbation auf einen etwas größeren stratigraphischen Bereich verteilt worden. Dieser Umstand erschwert es, die Hierarchie der Bankmächtigkeiten zu beurteilen. In einigen Fällen scheinen die Einschaltungen von Bänken des Ft 20a aber zumindest tendenziell in Dach- oder Sohlbankzyklen organisiert zu sein.

Die charakteristischen und aufgrund ihrer komplexen Geschichte auch die aussagekräftigsten Komponenten des Ft 20a/b sind zweifellos lithoklastische Peloiden bzw. Black Grains. Zur Deutung solcher Schwarzfärbungen existieren unterschiedliche Modelle, die zusammenfassend in FLÜGEL (2004: 166 ff.) dargestellt sind. Im vorliegenden Fall lässt sich der fazielle Kontext (= Fazieszone 3) ziemlich gut eingrenzen, das konkrete Entstehungsmilieu der Black Grains aber nicht direkt erfassen. Die Genese dieser Komponenten ist daher vermutlich an Strukturen mit geringem Erhaltungspotential gebunden. Am wahrscheinlichsten kommen dafür supratidale, kurzlebige Tümpel in Frage (cf. LEINFELDER 1987). Diese können außer Black Grains auch Spuren in Form der aus Intraklasten zusammengesetzten Lithologien des Ft 16 hinterlassen. Die Färbung der Black Grains ist, ersichtlich am Farbspektrum, hauptsächlich auf in unterschiedlichen Oxidationsstufen vorliegende Fe-Verbindungen zurückzuführen. Fe-Mineralisierungen sind in der Eifel kein exklusives Phänomen des unteren Givetiums und treten in wesentlich massiverer Form zum Beispiel im Emsium (Heisdorf-Fm.) auf; sie scheinen aber auch dort genetisch an randmarine Bereiche bzw. meteorische Einflüsse gebunden zu sein (cf. UTESCHER 1992: 220f.).

Abgesehen von dem Gehalt an lithoklastischen Peloiden entspricht die Zusammensetzung und das Gefüge, besonders der komponentenreicheren Anteile, des Ft 20a in erster Näherung ziemlich weitgehend den Gezeitenkanal-Sedimenten (= schräggeschichtete Cortoid-Packstones) des Ft 6. Bei genauer Analyse ist es sogar einigermaßen rätselhaft, warum Gezeitenkanäle, die ja bis ins Intertidal (= Fazieszone 3) zurückreichen sollten, keine lithoklastischen Peloiden führen. An diesem Befund ist aber nichts zu ändern, und es scheint so, dass es Gezeitenkanäle gibt, die auch im Intertidal in eher unkonsolidierten Substraten verlaufen (= Ft 6) und andere, die stärker konsolidierte Substrate mit komplexer Zusammensetzung anschneiden (= manche Gefügetypen des Ft 20a). Der Ft 20 sollte aus diesem Grund nicht auf einen bestimmten Transportvorgang reduziert werden. Die innerhalb des Ft 20 a/b auftretenden Gefügeunterschiede würden dem auch widersprechen, und lassen aufgrund des allgemeinen Partikelreichtums eher erkennen, dass es sich insgesamt um Bedingungen intensiver Wasserenergie handelt. Der Ft 20 ist daher vor allem unter dem Aspekt der Verfügbarkeit dieser Partikel zu betrachten. Mit diesem Ansatz wird deutlich, dass Lithologien des Ft 20 a/b bis zu einem gewissen Grad die in der Fazieszone 3 auftretenden Peritidal-Parasequenzen reflektieren. Offensichtlich geschieht dies überwiegend nicht 1:1, d.h. nicht jeder Peritidal-Sequenz entspricht eine Lage des Ft 20. Vielmehr werden dadurch mehr oder weniger ausgeprägte Phasen vergleichsweise fortgeschrittener Progradation der Fazieszonen 2 und 3 bezogen auf den

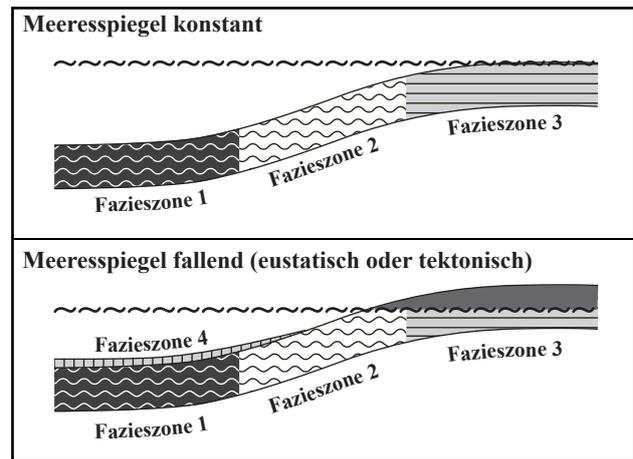


Abbildung 6: Modell zur Entstehung resedimentierter Komponenten der Fazieszone 4. Interpretativer Hintergrund sind Konzepte zum „pathologischen“ Verhalten von Karbonatplattformen (BOSELLINI 1991) bzw. zu autozyklisch erzeugten Parasequenzen im peritidalen Bereich von Karbonatplattformen (cf. GINSBURG 1971). Phänomenologisch dokumentieren die Faziestypen der Fazieszone 4 durch verringerte Karbonatproduktionsraten hervorgerufene Mangelsedimentation. Die prinzipiell dünnlagigen (einige mm bis cm) Bänke der Fazieszone 4 reflektieren dabei ein progradierendes Ablagerungsmuster der peritidalen Fazieszone 3, das autozyklisch eingeleitet sein kann, oder in Reaktion auf eustatische Senkung des Meeresspiegels bzw. tektonische Hebungsvorgänge erfolgt. Für Einschaltungen der Fazieszone 4 innerhalb der terrigen beeinflussten Fazieszone 1 kann ein erzwungener Meeresspiegelabfall (tektonisch oder eustatisch) dann verantwortlich sein, wenn der ansonsten unterhalb der Schönwetterwellenbasis liegende Ablagerungsbereich Anzeichen für kontinuierlich erhöhte Wasserenergie, z.B. durch Grainstone-Gefüge, besitzt. Ein rein eustatisches Erklärungsmodell ist dann plausibel, wenn die Verflachungstendenzen in einem engen stratigraphischen Bereich den gesamten Ablagerungsraum erfassen, ohne dass erhöhter klastischer Druck eine Belebung des Reliefs anzeigen würde (z.B. im oberen Bereich der Dreimühlen-Formation).

Ablagerungsraum (= Fazieszone 1) registriert. Es gibt eine Reihe von Modellen, die trotz konstanter äußerer Bedingungen (Subsidenz und Meeresspiegel) mittels selbstreguliertem Karbonatproduktions-Potential autozyklische Parasequenzen herleiten (cf. GINSBURG 1971, WONG & OLDERSHAW 1980, PRÉAT & MAMET 1989). Den Ansatz dieser autozyklischen Modelle verwendend, rufen zugunsten des supratidalen Anteils verkleinerte aktive Bereiche der Gezeitebene eine Situation hervor, die mit Phasen intensiver Black Grain-Bildung und Phasen insgesamt verringerter Karbonatproduktion korrelierbar ist. Das spezifische Komponentenspektrum des Ft 20, das auch onkoidale Umkrustungen, Cortoide und Lumps beinhaltet, ist mit verminderten Sedimentationsraten gut vereinbar. Gleichzeitig registrieren Lithologien des Ft 20 aber vermehrte Sedimentumlagerungen und aufgrund des stark fragmentierten und angerundeten Bioklastspektrums auch häufigeren grundberührenden Wellengang. Somit überlagert sich dem, nur indirekt nachweisbaren, progradierenden Faziesmuster der Peritidal-Parasequenzen (= Fazieszone 3) eine direkt spürbare Verflachungstendenz im Ablagerungsraum (= Fazieszone 1).

Ein integrales Szenario kann daher auf eine allozyklische Komponente im Sinne eines abfallenden Meeresspiegels nicht verzichten.

Peloid-Packstone (Ft 20c) – Die aufgrund der geringen Größe (0,02–0,05 mm) etwas fraglichen lithoklastischen Peloiden sind ziemlich gut gerundet und sortiert. Viele dieser Peloiden zeichnen sich durch intensive Schwarzfärbung aus. Die Ablagerung erfolgt in Wechsellagerung mit größeren, aber immer noch kleinen (ca. 0,2 mm) Bioklasten, meist tubulare Algen und sehr dünne Schalen. Die einzelnen parallelen Lagen des Ft 20 c sind 0,2 bis 0,7 mm breit. Das fazielle Umfeld ist durch Mudstones des Ft 1 gegeben.

Vorkommen: Es handelt sich um einen schlecht aufgeschlossenen Bereich etwas unsicherer Mächtigkeit (ca. 1–2 m) im tieferen Teil der Spickberg-Formation der Sötenicher Mulde (Fundpunkt: Neuer Weg).

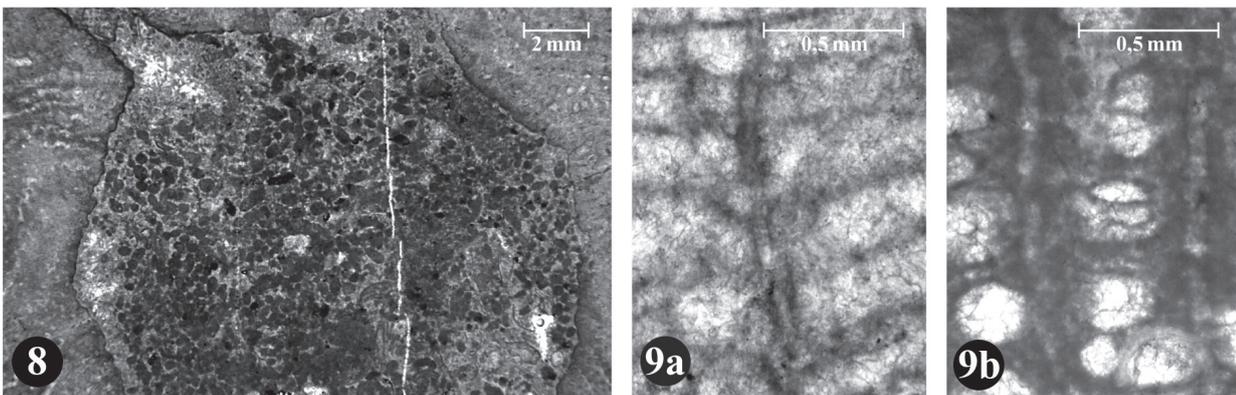
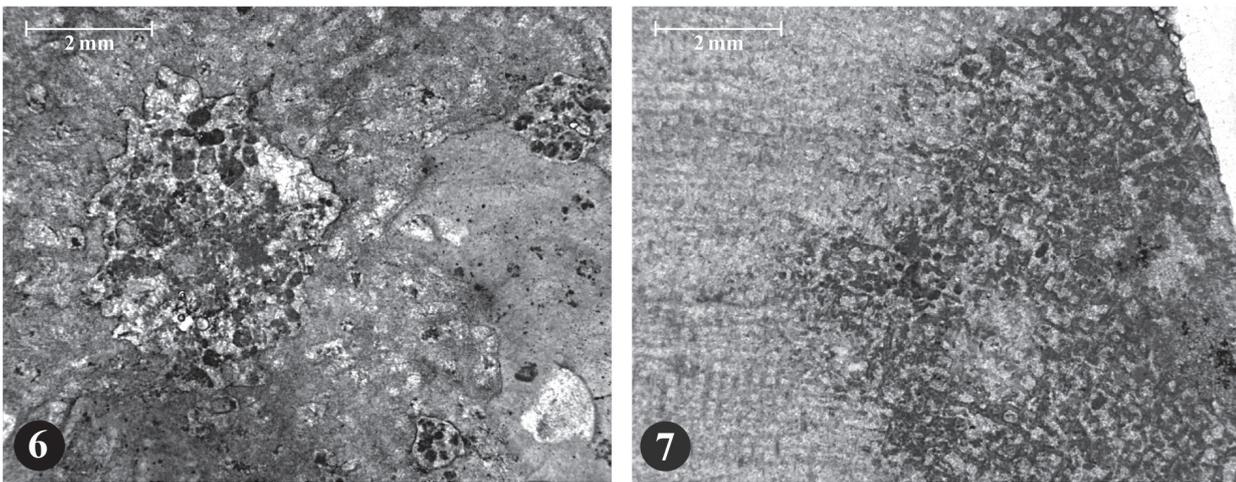
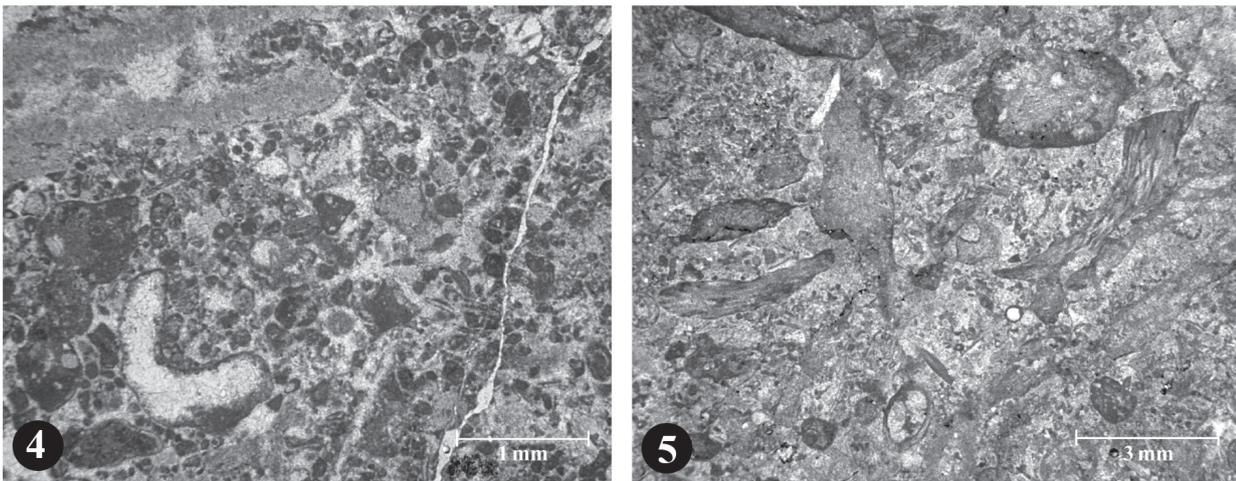
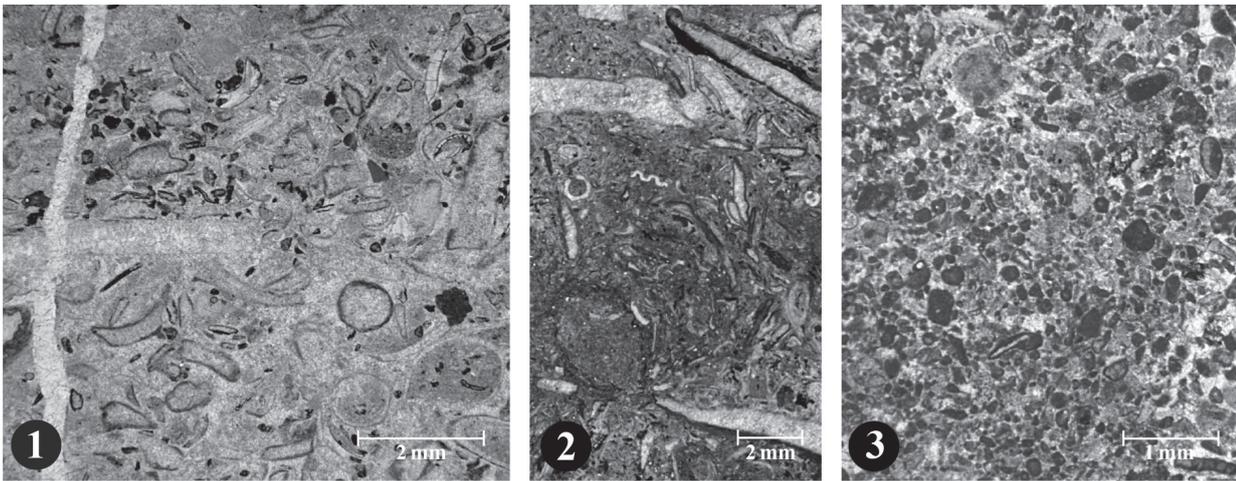
Augenscheinlich reflektieren die äußerst dünnen Lagen des Ft 20c sehr distale Ausläufer von Schüttungen lithoklastischer Peloiden bzw. tempestische Ereignisse geringster Intensität. Erhaltungsfähig sind solch geringmächtige Sedimentlagen allerdings nur im nahezu Bioturbations-freien, sauerstoffarmen Milieu des Ft 1. Gleichzeitig erhärtet das Vorkommen geringmächtiger Horizonte des Ft 20c die Hypothese, dass bioturbate Sedimentmischung einen durchaus faziesrelevanten Faktor darstellen kann und verdeutlicht somit, dass zwischen den Subfaziestypen 20a und b eher quantitative denn qualitative Unterschiede bestehen.

Amphiporen und Codiaceen führender Peloid-Bioklast-Cortoid-Pack- bis Grainstone (Ft 21) (Taf. 4, Figs. 3–5) – Die wichtigsten Komponenten sind unterschiedlich große (0,1–ca. 4 mm) und unterschiedlich gut gerundete Peloiden. Obwohl die meisten Peloiden $\leq 0,5$ mm sind, ist die Sortierung im Allgemei-

nen sehr schlecht. Die Peloiden sind anhand von inkorporierten Komponenten, z.B. Calcisphaeren oder sehr kleinen (ca. 0,05 mm) Dolomit-Rhomboedern oder an kleinen, randlichen Schrumpfrissen als lithoklastische Peloiden identifizierbar. Bei vielen Proben tritt allerdings eine weitere, an Klüften und anderen Hohlräumen orientierte, spätere und viel auffälligere Dolomitgeneration hinzu, die aus bis zu 0,5 mm großen, zonaren Dolomit-Dedolomit-Kristallen besteht. Der genaue Zeitrahmen dieser Dolomit-Dedolomit-Bildung ist im Prinzip ungeklärt, ein unmittelbarer Bezug zu den frühdiagenetischen Dolomiten der Intraklasten sollte aber nicht hergestellt werden. Unter den lithoklastischen Peloiden gibt es zwar leichte Unterschiede in der Pigmentierung, Black Grains fehlen allerdings. Ziemlich selten sind mehrere kleinere lithoklastische Peloiden zu Aggregatkörnern verbacken. Bei anderen Peloiden handelt es sich um ablagerungsnah gebildete Lumps. Bioklasten ≥ 2 mm sind durchweg vorhanden, erreichen aber selten mehr als 10% des Gesamtvolumens. Sehr konstant ist das allochthone Auftreten von *Amphipora ramosa* und von *Pseudopalaeporella lummatonensis*. Die Amphiporen haben überwiegend ihre periphere Membran verloren und sind meistens mit feinem mikritischem Sediment gefüllt. Auch *P. lummatonensis* liegt vorwiegend in unterschiedlich stark alterierten Fragmenten vor und ist ziemlich häufig als zentraler Bestandteil von mehr oder weniger scharf begrenzten Mikritklasten überliefert. Das Bioklastenspektrum ist im übrigen sehr weit gefächert. In wechselnder Anzahl, insgesamt aber untergeordnet, können auftreten: berippte, spiriferide Brachiopoden (vermutlich diverse Atrypacea), punktate Terebratuliden, Trilobiten, Trochiten (*Cupressocrinites*), meist als Cortoide vorliegende Molluskenfragmente (Bivalven und Gastropoden), zumeist ästige Bryozoen, ästige Stromatoporen (*Stachyodes dendroidea*, *Stachyodes* sp., *Vacuostroma* sp., *Idiostroma fililaminatum*), massive Stromatoporen (um nur die häufigsten Gattungen zu nennen: *Salairella*, *Pseudotrurpetostroma* und *Actinostroma*),

Tafel 4:

- Fig. 1: Peloid-Cortoid-Bioklast-Packstone (Ft 20a). Cortoide, asymmetrische onkoidale Aufwüchse um Komponenten und Lithoklasten, unter anderem Black Grains, sind typische Komponenten des Ft 20a. Die Grundmasse ist weitgehend rekristallisiert. Bildungsmilieu: Fazieszone 4. Steinbruch Sötenich, Cürten-Formation, BSPG 2006 IX 494.
- Fig. 2: Peloid-Cortoid-Bioklast-Wacke- bis Floatstone (Ft 20b). Gesteine dieses Faziestyps besitzen das bioturbierte Gefüge der Faziestypen 2 und 3 (vgl. Taf. 1, Figs. 2, 3), führen aber in größerem Umfang Cortoide, asymmetrische onkoidale Aufwüchse und Lithoklasten/Black Grains. Bei der gewählten Vergrößerung sind allerdings lediglich onkoidale Aufwüchse (Komponenten am oberen und unteren Bildrand) erkennbar. Neuer Weg, Rodert-Formation, BSPG 2006 IX 495.
- Fig. 3–5: Amphiporen und Codiaceen führender Peloid-Bioklast-Cortoid-Pack- bis Grainstone (Ft 21). Zu sehen sind vorwiegend Lumps und Intraklasten in tendenziell rekristallisierter Grundmasse. Fig. 3 zeigt relativ gut sortierte lithoklastische Peloiden. Gebiet Staatsforst Rodert, BSPG 2006 IX 496. Fig. 4 zeigt, bei insgesamt schlechter Sortierung, lithoklastische Peloiden und Lumps. Gebiet Staatsforst Rodert, BSPG 2006 IX 497. Fig. 5 zeigt stark alterierte Codiaceen-Fragmente. Profil An der Ley, BSPG 2006 IX 498. Alle Proben Dreimühlen-Formation.
- Fig. 6–8: Von Bioerosion betroffene Stromatoporen-Skelette. In Fig. 6 sind kleinere Anbohrungen mit den für Bohr-Schwämme typischen, ausgebuchteten Rändern wahrnehmbar, BSPG 2006 IX 189. In Fig. 7 beginnt im dunkler pigmentierten Bereich die Auflösung der Skelettarchitektur (*Actinostroma clatratum*) zugunsten eines peloidalen Musters, BSPG 2006 IX 27. In Fig. 8 ist eine *Entobia*-artige Anbohrung zu sehen, die mit Fig. 7 vergleichbare Peloiden enthält und deren Entstehung möglicherweise auf Bioerosion zurückzuführen ist, BSPG 2006 IX 166. Alle Proben: Steinbruch Fuchsloch, Rodert-Formation.
- Fig. 9 a,b: Röhren-Strukturen in Stromatoporen-Skeletten. Fig. 9a zeigt das Skelett einer *Actinostroma sertiforme* (BSPG 2006 IX 71), während Fig. 9b eine *Pseudotrurpetostroma cellulolum* (BSPG 2006 IX 333) zeigt. Da in beiden Fällen die Strukturen nahezu identische Durchmesser besitzen, könnte es sich um einen skelettfremden Organismus, z.B. den „Wurm“ *Chaetosalpinx* handeln.



tabulate und rugose Korallen sowie Chaetetiden (*Raphidopora*). Das Mikrofossil-Spektrum ist ebenfalls divers und beinhaltet: Calcisphaeren, parathuramminide Foraminiferen, *Bisphaera*, *Flabellia ufensis*, *Girvanella* (meist in Form isolierter Lumps und seltenst als onkoidale Umkrustung), *Rothpletzella* (seltenst), tubulare Algen (darunter *Devonoscalae*) und Ostracoden (darunter auch Leperditien).

Vorkommen: Lithologien des Ft 21 konnten nur innerhalb der Hillesheimer Mulde als Bestandteil eines etwa 11 m mächtigen Horizonts nachgewiesen werden, der dem oberen Teil des Ley-Members (= Dreimühlen-Fm.) entspricht (Fundpunkte: An der Ley, Gebiet Staatsforst Rodert, Steinbruch Meerbüsch). Obwohl die Aufschlussverhältnisse eher gut sind, da die Gesteine des Ley-Members sehr verwitterungsresistent sind und teilweise natürliche Geländekanten bilden, sind die Verbandsverhältnisse innerhalb dieses Horizonts ziemlich unklar. Die vorliegende Bankung ist unregelmäßig und verläuft zu großen Teilen unabhängig von Materialwechseln. Das makroskopische Erscheinungsbild wirkt wiederum ziemlich homogen und entspricht zu weiten Teilen Riffbildner-reichen Gesteinen am unteren Rand der Floatstone-Definition. Wie die durchgeführte Beprobung ergab, sind neben Lithologien des Ft 21 auch Horizonte oder Linsen vorhanden, die anhand des Fossilpektrums und der mikritischen Matrix dem Ft 2 bzw. Codiaceen-reichen Lithologien des Ft 4 angehören. Zudem besitzt, analog zu den Verhältnissen beim Ft 20a/b, auch der Ft 21 ein aufgefächertes Lithologiespektrum, das mehr oder weniger stark hybridisierte Gesteine umfasst. Im Gegensatz zum Ft 20a/b sind beim Ft 21 Verlauf und Geometrien der Variationen aber zu irregulär, um aussagekräftige, reproduzierbare und wiederauffindbare Subfaziestypen einzugrenzen.

Unabhängig von den etwas problematischen Lagerungsbeziehungen lässt sich vermuten, dass es sich bei den Einschaltungen des Ft 21 um das Resultat eines mehrfach wiederholten Abfalls des Meeresspiegels handelt. Der tiefere Teil dieser Abfolgen besteht aus unterschiedlichen Lithologien, die aber alle der Fazieszone 1 angehören und im konkreten Fall ziemlich fossilreich entwickelt sind. Das Riffbildnerspektrum greift dabei Elemente auf, die auch nur einige Profilmeter unterhalb des betreffenden Horizonts in Form eines mehrere Meter mächtigen, Stromatoporen-dominierten Biostroms auftreten. Die Ausgangssituation lässt sich daher ziemlich gut rekonstruieren. In einem sedimentären Umfeld der Fazieszone 1, das vermutlich vorwiegend durch die Codiaceen-reiche Fazies des Ft 4 gebildet wird, können sich unterschiedliche Riffbildner ansiedeln. Häufige Aufarbeitung verhindert aber, dass die Organismendichte biostromalen Charakter annehmen kann. Vermutlich vorwiegend mit, möglicherweise aber auch noch nach den Umlagerungsvorgängen, erfolgt die Platznahme der Sedimente des Ft 21. Aufgrund des polymikten bzw. hybriden Komponentenspektrums haben diese Ablagerungen aber bereits eine komplexe Geschichte. Es handelt sich daher nicht um übliche Verflachungsabfolgen, bei denen auf subtidale Faziestypen solche der restrikt-lagunären Fazieszone folgen, und diese wiederum von peritidalen Faziestypen überlagert werden. Die vorliegenden Abfolgen dokumentieren nur die Existenz dieser Parasequenzen, ohne dass der Ablagerungsraum von den entsprechenden Fazieszonen tatsächlich erreicht wird. Das Ablagerungsmuster des Ft 21 entspricht somit genau dem des

Ft 20. Im Einzelnen sind die Verhältnisse in der Hillesheimer Mulde aber nicht völlig identisch mit denen der Sötenicher Mulde. Aufgrund des Amphiporen-Reichtums im Ft 21 lässt sich vermuten, dass große Anteile der zeitgleich existierenden restrikt-lagunären Fazieszone von einer Amphiporen-dominierten Fazies (= Ft 9) eingenommen werden. Eine peritidale Zone, in der sich die für frühdiagenetische Dolomitbildung notwendigen Bedingungen einstellen, ist zwar vorhanden, der supratidale, randmarine Anteil, in dem sich Black Grains bilden könnten, scheint wiederum zu fehlen. Möglicherweise handelt es sich bei den positiven Strukturen der Hillesheimer Mulde um nahezu relieflose Inseln (= Tidal Flat Islands). Die spezifische Situation im Liefergebiet des Ft 21, die mit dem Ft 9 einen restrikt-lagunären, im wesentlichen aber subtidalen Ablagerungsraum erfasst und die vergleichsweise reduzierten Peritidal-Kappen, lassen zudem vermuten, dass sich dem inhärenten Progradationstrend des Ablagerungsmilieus ein modulierter, tendenziell aber eustatisch abfallender Meeresspiegel überlagert. Die auf einen relativ engen, stratigraphischen Bereich (= oberere Anteile des Ley-Members) konzentrierten Einschaltungen des Ft 21 legen zudem nahe, dass der abfallende Trend des Meeresspiegels einer der Faktoren, wenn nicht sogar das auslösende Moment, für das resultierende Ablagerungsmuster ist.

2.2 Rezifale Faziestypen

Die auftretenden Riffrasen, Fleckenriffe und Biostrome sind Phänomene, die sich den oben geschilderten Faziestypen fakultativ überlagern (s.a. Abb. 7). Die bezogen auf den Volumenanteil wichtigsten riffbildenden Organismen sind zweifellos Stromatoporen, die bevorzugt in Biostromen (= Auto-Para- bis Para-Biostrome sensu KERSHAW 1994) auftreten. Zusätzlich gibt es aber ein breites Spektrum von korallendominierten Bildungen (mehr oder weniger dichte Level Bottom Communities bzw. Near Level Bottom Communities), die sich normalerweise durch geringe Diversität und deutliche Dominanz einzelner Taxa auszeichnen. Riffrasen, die sich nur aus einer oder sehr wenigen Generationen von Organismen zusammensetzen, können natürlich keine vertikale Zonierung aufweisen. Viele, insgesamt wohl die Mehrheit, der aus mehreren Generationen zusammengesetzten Fleckenriffe und Biostrome zeigen aber ebenfalls keine deutliche vertikale Änderung der taxonomischen Zusammensetzung. Eine kleinere Anzahl von Fleckenriffen ist wiederum, mit tendenziell ähnlichem Verlauf, vertikal zониert. Genauer besitzen drei Vorkommen in der Sötenicher Mulde (Fundpunkte: Neuer Weg/Spickberg-Fm. (= 2 Fleckenriffe) und Steinbruch Winter & Weiss/Cürten-Fm. (= 1 Fleckenriff) eine mehr oder weniger gut idealisierbare Abfolge von Organismen und bei etwa der doppelten Anzahl von Fleckenriffen (diverse Fundpunkte der Sötenicher, Blankenheimer, Dollendorfer und Hillesheimer Mulde) sind vergleichsweise unvollständige vertikale Änderungen des Fossilpektrums entwickelt. Vereinfacht beginnen die untersten Bereiche der ca. 1–2 Meter mächtigen Fleckenriffe mit tabulaten Korallen (Auloporide, Alveolitide und Thamnoporide) und solitären Rugosen (z.B. *Mesophyllum* sp.), oberhalb treten koloniale Rugose (*Argutastrea* und/oder *Disphyllum*, *Thamnophyllum*) auf, im weiteren Verlauf setzen sich dann Stromatoporen durch.

Tabelle 3: Tabellarische Darstellung der nicht rezifalen Faziestypen bezogen auf das für devonische Rampen und Riff-gesäumte Plattformen entwickelte Modell von MACHEL & HUNTER (1994). Für das Riff-gesäumte Modell (Kombination aus römischen Ziffern und Buchstaben) ergeben sich nur in internen Plattform-Bereichen Überschneidungen. Weitgehend vergleichbar sind die auf das Rampen-Modell bezogenen Faziesbereiche: Patch Reef Facies (= c) und *Amphipora* Floatstones and Grainstones (= d). Die im Modell von MACHEL & HUNTER (1994) evaporitisch entwickelten internen Faziesbereiche (e–g) finden in den tendenziell humiden Bedingungen des Unter-Givetiums der Eifel keine konkrete Entsprechung. Wichtig ist, dass im Untersuchungsrahmen auch bezogen auf allgemeine Standard-Mikro-Faziestypen (= SMF) nur Faziestypen interner Plattformbereiche verwirklicht sind. Die hier angegebenen SMF orientieren sich an der in FLÜGEL (2004) dargestellten Version des SMF-Konzepts.

| Im Bezugsrahmen nicht verwirklicht | | Fazieszone 1 (Ft 1-7) | Fazieszone 2 (Ft 8-12) | Fazieszone 3 (Ft 13-19) | |
|------------------------------------|-------------------------|--|---|-------------------------|--------------------------------------|
| | | | | | |
| Fazies-typen | Typische Lithologie | Charakteristische Komponenten bzw. Sedimentstrukturen | Ablagerungsbedingungen | SMF | Fazies-zonen |
| Ft 1 | Mudstone | typische Bereiche laminiert, selten Flaserschichtung oder Bioturbation (<i>Chondrites</i> isp.) | marin, vorwiegend niederenergetisch, O ₂ -Mangel | – | 1 Terrigen beeinflusstes Subtidal |
| Ft 2 | Wackestone | Mollusken, Brachiopoden, Trilobiten, als ganze Fossilien oder fragmentiert, meist bioturbat entschichtet | marin, episodisch erhöhte Wasserenergie | SMF 8–9 | |
| Ft 3 | Packstone | tubulare Algen, Pelloide, Pellets, stark bioturbiert | marin, episodisch erhöhte Wasserenergie, mesotroph | ≈ SMF 9/(18) | |
| Ft 4 | Wackestone | ähnlich Ft 2, zusätzlich häufige Codiaceen | marin, episodisch erhöhte Wasserenergie | SMF 8–9 | |
| Ft 5 | quarzitischer Siltstein | Parallelschichtung, teilweise Rippelschichtung | subtidal im Einfluss von Strömungen bzw. möglicherweise auch von Wellen | – | |
| Ft 6 | Packstone | Cortoide, kleinräumige Schrägschichtung | marin, stetig erhöhte Wasserenergie, Gezeitenkanäle | ≈ SMF 11 | |
| Ft 7 | Rudstone | Trochiten | marin, episodisch erhöhte Wasserenergie, ?Upwelling | SMF 12 | |
| Ft 8 | Wackestone | Calcisphaeren, Ostrakoden | restrikt lagunär, oligohaline Tendenzen | – | 2 Restriktete Lagune |
| Ft 9 | Rudstone | <i>Amphipora</i> , u.U. Gradierung | lagunär, episodisch erhöhte Wasserenergie | – | |
| Ft 10 | Rudstone | Schalen von <i>Stringocephalus</i> und anderer glattschaliger Brachiopoden | lagunär, fluktuierende Wasser-Qualität, episodisch erhöhte Wasserenergie, Autochthon-Schille | SMF 12 | |
| Ft 11 | Bindstone | mikrobiell erzeugtes Gefüge (nur lokal) | lagunär, reduzierte Sedimentationsrate, eventuell O ₂ -Mangel | – | |
| Ft 12 | Grainstone | Pelloide / Lithoklasten (nur lokal) | lagunär, sehr flaches Wasser, stetig erhöhte Wasserenergie | SMF 16 | |
| Ft 13 | Bindstone | Algenlaminit | inter- bis supratidal | SMF 19 | 3 Peritidal |
| Ft 14 | Bindstone | fenestrale Gefüge | intertidal | | |
| Ft 15 | Wackestone | röhrenförmige Fenster | peritidaler Bereich, Fenster mit unterschiedlicher Genese: teils Gasentweichung, teils Bio- oder Rhizoturbation | | |
| Ft 16 | "Rudstone" | Intraklast-Gefüge mit zirkumgranularen Rissen | supratidal | | |
| Ft 17 | Rudstone | Lithoklasten (= Flat Pebbles) | peritidaler Bereich, Umlagerung durch episodisch erhöhte Wasserenergie | | |
| Ft 18 | Rudstone | Lithoklasten, polymikt zusammengesetztes Bioklast-Spektrum, mikritisch verfüllte Hohlräume | peritidaler Bereich, Sturmwellen-induzierte Umlagerung | – | |
| Ft 19 | Bindstone | stromatactoide Fenstergefüge | peritidaler Bereich | SMF 21 | |
| Ft 20 | Packstone | polymiktes Bioklast-Spektrum, Intraklasten, | subtidal, reduzierte Sedimentationsrate, Intraklasten werden aus flacheren Bereichen importiert, vgl. Abb. 6 | – | 4 Resedimente |
| Ft 21 | Packstone | teilweise Black Grains, superfizielle Onkoide, Lumps | | – | |

Dieses Muster verliert an Deutlichkeit durch die Tatsache, dass in jeder Zone prinzipiell alle genannten Organismengruppen auftreten können. So ist z.B. bereits in der untersten Zone das Überwachsen von tabulaten Korallen durch Stromatoporen möglich. Die vertikalierten Fleckenriffe sind vorwiegend deshalb vorab erwähnt, da deren komplexe taxonomische Zusammensetzung viele der wichtigsten rezifalen Phänomene des Untersuchungsrahmens beinhaltet und zur Deutung der zeitlich gerichteten Entwicklung außer abiotischen Faktoren auch biotische Faktoren im Sinne ökologischer Sukzessionsmodelle in Frage kommen. Das für diesen Ansatz einschlägige, von WALKER & ALBERSTADT (1975) entwickelte Modell wird in der Literatur zwar unterschiedlich aufgenommen, zumindest die potentielle Wirksamkeit solcher biotischer Mechanismen ist aber weitgehend akzeptiert (cf. HOFFMAN & NARKIEWICZ 1977, COPPER 1988, MILLER 1991, JAMES & BOURQUE 1992). In den hier betrachteten reliefarmen Fleckenriffen ist das in vier Stadien gegliederte Modell von WALKER & ALBERSTADT (1975) nur bedingt verwirklicht. Da der sedimentologische Kontext keine gerichteten und systematischen Änderungen der Umweltbedingungen anzeigt, können ökologische Sukzessionen nicht ausgeschlossen werden. Diese Dynamik kann vermutlich nur bei insgesamt günstigen Umweltbedingungen (= Verfügbarkeit geeigneter Substrate und nicht allzu hohe Sedimentationsraten) zum Tragen kommen. Für die Masse der rezifalen Bildungen des Untersuchungsrahmens bieten solche Überlegungen hingegen keine echte Alternative zur Steuerung durch abiotische Umweltparameter. Gerade weil sich abiotische und biotische Ursachen überlagern können, wird im Folgenden der Schwerpunkt auf möglichst homogen und einfach zusammengesetzte Vorkommen gelegt.

2.2.1 Tabulaten-Dominanz

Auloporiden-Geflechte – Von den mehreren vorhandenen Auloporiden-Arten (*Aulopora serpens*, *Remesia crispa*, *Mastopora compacta*, *Roemerolites brevis*, *Roemerolites tenuis*) sind hier vorwiegend jene von Interesse, die direkt dem Sediment aufwachsen. Dass es sich dabei auch um unkonsolidierte Substrate handeln kann ist daran erkennbar, dass die Kolonien auch wieder unterspült werden können, was eine umhüllende Inkrustierung der Auloporiden durch Stromatoporen ermöglicht. Da zur artlichen Zuordnung auch die Anordnung der Kelche (cerioid, phaceloid, auloporid) einfließt, ist bei vielen der im Bereich von Sedimentproben auftretenden Zufallschnittlagen eine exakte Bestimmung nicht sicher durchführbar. Insgesamt spricht aber einiges dafür, dass die Auloporiden-Geflechte vorwiegend aus jeweils einer der beiden oben genannten *Roemerolites*-Arten bestehen. Es handelt sich dabei um mehrere cm² bis dm² große Kolonien auf Substraten, die den Faziestypen 2 und 3 angehören.

Vorkommen: Größere in situ erhaltene Auloporiden-Kolonien finden sich in der Cürten- bis Rodert-Formation der Sötenicher Mulde (Fundpunkte: Neuer Weg, Steinbrüche Taubenberg, Winter & Weiss, Keldenich). Kleinere Auloporiden-Bruchstücke treten mehr oder weniger an allen Fundpunkten auf.

Die für Auloporiden-Geflechte wichtigsten Arten *Roemerolites brevis* und *Roemerolites tenuis* kommen in einem

vielfältigen Kontext rezifaler Bildungen, der von isolierten Vorkommen über Fleckenriffe bis zu Biostromen reicht, vor. Entsprechend groß muss die ökologische Bandbreite dieser Arten sein. Bezogen auf das Substrat ist keine wirkliche Präferenz festzustellen. Zumindest von *Roemerolites brevis* ist bekannt, dass die Form auch Hartsubstrate, z.B. *Argutastrea quadrigemina* besiedelt (cf. BIRENHEIDE 1985: 119, STADELMEIER et al. 2005: 22). Diese Flexibilität ist besonders bei dynamisch wechselnden Substrateigenschaften von Vorteil. Auloporiden-Geflechte sind daher ein wichtiger Bestandteil der initialen Besiedelung des Meeresbodens und werden in dieser Situation auch aus anderen Profilen des unteren Givetiums der Eifel beschrieben (cf. KOCH-FRÜCHTL 1992: 58).

Thamnoporiden-Bafflestone – Wenn es sich nicht um einzelne Kolonien handelt, sind Thamnoporiden-Bafflestones meist nicht völlig monospezifisch zusammengesetzt. Aufgrund der häufigen Fragmentierung lässt sich die ursprüngliche Koloniegröße kaum rekonstruieren, maximal scheinen einzelne Stöcke etwa einen Meter Umfang und eine ähnliche Höhe zu erreichen. Normalerweise erreichen einzelne Äste und Kolonien ca. 5–20 cm Länge. Die häufigsten Arten sind *Thamnopora cervicornis* und *Thamnopora irregularis*. Außer einer möglichen Kombination aus diesen Arten können je nach Vorkommen in unterschiedlichem Umfang auch andere ramosere Formen (*Celechopora devonica* und *Thamnopora reticulata*) sowie morphovariablen Formen mit tendenziell ästigem Habitus (*Pachyfavosites polymorphus*, *Alveolites (Alveolitella) fecundus* und *Alveolites (Alveolitella) crassus*) auftreten. Im übrigen kommen Thamnoporiden-Bafflestones auch zusammen mit Auloporiden-Geflechten vor. Tendenziell sind Thamnoporiden-Bafflestones daher komplexer als z.B. reine Auloporiden-Geflechte zusammengesetzt. Anscheinend bietet sich hier ein breiteres Spektrum an ökologischen Nischen, die aber grundsätzlich Organismen der Fazieszone 1 beherbergen. Auch bezogen auf den Grad der Autochthonie unterscheiden sich die einzelnen Vorkommen etwas. Im Allgemeinen lassen sich zumindest kleinere Umlagerungen nicht ausschließen. Das umgebende Sediment sowie das Substrat entspricht den Faziestypen 2 und 3. Einige Vorkommen zeigen im Profilverlauf noch Einschaltungen der Faziestypen 20 a/b. Seltener sind in situ überlieferte Kolonien, deren Zwischenräume von feiner, nahezu bioklastfreier, leicht mergeliger Hintergrundsedimentation erfüllt sind (≈ Ft 1).

Vorkommen: Die Verbreitung von Thamnoporiden umfasst alle untersuchten Mulden. Gute Beispiele von eher homogen zusammengesetzten Thamnoporiden-Bafflestones sind allerdings nur in der Sötenicher Mulde nachgewiesen. Fast ausschließlich *Thamnopora cervicornis* enthaltende Gesteine finden sich im Steinbruch Winter & Weiss (Cürten-Fm.). Bafflestones mit *Thamnopora irregularis* finden sich im Steinbruch Taubenberg im Bereich der Rodert-Formation. Im Steinbruch Keldenich (Rodert-Fm.) kommt, abweichend vom üblichen Verbreitungsmuster der häufigsten Thamnoporiden-Arten, vor allem *Celechopora devonica* vor.

Die wichtigsten Arten der Thamnoporiden-Bafflestones besitzen einen ramosen Habitus mit medialer Wachstumsstrategie. Der vorwiegend in vertikaler Richtung erfolgende Zuwachs macht Thamnoporen zu effektiven Raumkonkurrenten und

verleiht Toleranz gegenüber stetig bzw. auch zusätzlich episodisch erhöhten Sedimentationsraten (cf. SCRUTTON 1998: 29). Thamnoporen sind aus einer Fülle von Habitaten beschrieben, unter anderem aus eher höherenergetischen Vorriff- bzw. Rückriffbereichen (cf. MACHEL & HUNTER 1994). Die Gemeinsamkeit der hier beschriebenen Thamnoporiden-Bafflestones besteht allerdings in der Präferenz für sedimentbelastete und ruhige Milieus der Fazieszone 1. Mögliche Einschaltungen der Fazieszone 4 (= Ft 20a/b) weisen auf das temporäre Eintreten höherenergetischer Bedingungen hin. Derartige Einschaltungen sind fakultativ und führen, sofern sie in diskreten Lagen auftreten, meistens kleine (≤ 2 mm) Tabulatenfragmente, während größere Thamnoporen-Äste sehr selten werden. Es spricht demnach einiges dafür, dass höherenergetische Situationen die Entwicklung von Thamnoporiden-Bafflestones eher behindern denn fördern. Bei weitgehender Überschneidung mit den oben genannten Vorkommen untersuchen STADELMEIER et al. (2005) sehr genau die taxonomische Zusammensetzung von Gemeinschaften ästiger tabulater Korallen im Unter-Givetium der Sötenicher Mulde. Das Spektrum der jeweils auftretenden Arten ermöglicht es, Umweltparameter wie Bathymetrie, Grad der Restriktion und Nährstoffsituation vergleichend zu analysieren. Um der bei STADELMEIER et al. (2005) zu dieser Thematik geführten Diskussion noch ein Detail beizusteuern, umwachsen juvenile Formen von Thamnoporen überdurchschnittlich häufig die Stengel submers lebender Pflanzen (s.a. Taf. 1, Fig. 8). Auch wenn bei dieser Form der Inkrustation das Adultstadium eher nicht erreicht wird, ist anzunehmen, dass Thamnoporen-Bafflestones und submers lebende Pflanzen in den gleichen oder wenigstens in benachbarten Biotopen vorkommen. Die Präsenz von nicht verkalkenden Algen reduziert die Wirksamkeit episodisch erhöhter Wasserenergie, wirkt somit stabilisierend auf das Substrat und stützt nicht zuletzt die auch von STADELMEIER et al. (2005) vertretene Auffassung, dass im Ablagerungsmilieu mesotrophe Verhältnisse vorherrschen (cf. HALLOCK & SCHLAGER 1986, WOOD 1993, 1995, HALLOCK 2001: 402ff).

2.2.2 Rugosen Dominanz

Rasen von kleinen, horn- und kegelförmigen, solitären Rugosa – Es handelt sich meist um eine lockere Form von Besiedelung des Substrats für die, z.B. STRUVE (1963) folgend, der Begriff Rüben-Riff verwendet werden kann, die aber reine Level Bottom Communities erzeugt. Der Schwerpunkt der beteiligten Rugosa-Arten liegt bei Taxa, die im weitesten Sinne den Charactophylliden bzw. Zaphrentiden zugeordnet werden können. Sofern eine größere Anzahl an Individuen berücksichtigt werden konnte (was nur mit Hilfe von Haldenfunden möglich war), war zu erkennen, dass sich die Korallenrasen dieses Typs wohl immer aus mehreren Arten zusammensetzen. Häufige Gattungen sind: *Glossophyllum*, *Hunanophrentis*, *Temnophyllum*, *Chostophyllum*, *Pseudozaphrentis* und *Grypophyllum*. Als wenig relevanter Faunenbestandteil können diese Formen in den verschiedensten Habitaten auftreten, z.B. in den oben geschilderten Fleckenriffen, aber auch in Stromatoporen-Biostromen oder in *Amphipora*-dominierten Lithologien (= Ft 9). Nach dem hier verwendeten Fazies-Schema gehören diese Habitate teilweise zur Fazieszone 1 und teilweise zur Fazieszone 2. Dichtere Rasen von kleinen solitären Rugosa, ohne oder mit sehr wenigen anderen Ma-

krofaunakomponenten, sind an leicht terrigen beeinflusste, etwas mergelige Sedimente (= Fazieszone 1) gebunden und treten bevorzugt dann auf, wenn diese Gesteine nurmehr auf dünne Einschaltungen zwischen Lithologien der Fazieszone 2 reduziert sind.

Vorkommen: Rugose Einzelkorallen dieses Typs sind im gesamten Mitteldevon der Eifel verbreitet (cf. LÜTTE 1990). Bezogen auf die hier bearbeiteten Profile sind hinsichtlich der taxonomischen Zusammensetzung solcher Rugosa-Rasen die Fundpunkte Bahnlinie E des Leienberg und Steinbruch W ehemaliger Bahnhof Dollendorf besonders intensiv untersucht worden. Die Ergebnisse sind in SCHRÖDER & SALERNO (2001) veröffentlicht. Ein Massenvorkommen von *Hunanophrentis looghiense* ist im Steinbruch Scheidberg (Cürten-Fm., Sötenicher Mulde) nachgewiesen.

Die Situationen, in denen kleine horn- und kegelförmige, solitäre Rugosa auftreten, spiegeln eine erhöhte ökologische Toleranz dieser Taxa wider. Tendenziell werden Substrate der Fazieszone 1 besiedelt. Diese Formen können sich jedoch vorwiegend in Ablagerungsräumen durchsetzen, die eine Bereitschaft zeigen, zu den lagunären Verhältnissen der Fazieszone 2 umzuschlagen. Die Annahme, dass die auftretenden Taxa auch mit der geringen Wassertiefe, den fluktuierenden Wasserqualitäten bzw. oligohalinen Tendenzen der Fazieszone 2 zurecht kommen, wird durch das Muster des zeitlichen Auftretens erhärtet. Das Aufblühen der Vielfalt dieser Formen ab der Loogh-Formation (cf. LÜTTE 1993) korreliert sehr gut mit der Zunahme lagunärer Ablagerungsräume und entsprechender Faziestypen im Verlauf des unteren Givetiums.

Mesophyllum-Rasen – Prinzipiell den oben beschriebenen Rugosa-Rasen nicht unähnlich, können auch diese Benthosgemeinschaften mit dem Begriff Rüben-Riff bezeichnet werden. Unter taxonomischen Gesichtspunkten sind die Unterschiede ziemlich ausgeprägt. Die wichtigsten Taxa sind großwüchsige Formen der Untergattungen *Mesophyllum* (*Mesophyllum*) und *Mesophyllum* (*Cystiphyllodes*). Weiterhin können andere solitäre Rugosa z.B. *Acantophyllum*, *Grypophyllum*, *Temnophyllum* und seltener phaceloide Rugosa (*Disphyllum*) auftreten. Die Begleitfauna ist ziemlich reichhaltig und umfasst vorwiegend tabulate Korallen, z.B. Alveolitiden (*Platyaxum* (*Platyaxum*), *Alveolites* ex gr. *suborbicularis*), Thamnoporiden, Favositiden und Auloporiden. Zusätzlich treten aber auch einige Krinoiden, Brachiopoden (*Spinatrypina*- und *Athyris*-Arten) und selten Stromatoporen auf. Das sedimentäre Umfeld ist mehr oder weniger mergelbetont und zeigt auch bezüglich des Bioklast-Gehalts leichte Inhomogenitäten, kann aber ohne zu sehr zu vereinfachen dem Faziestyp 2 zugeordnet werden.

Vorkommen: *Mesophyllum*-Arten sind in Form von Aufsammlungen von verschiedenen Fundpunkten und insgesamt aus allen untersuchten Mulden nachgewiesen. Etwas günstigere Aufschlussverhältnisse sind im Steinbruch Meerbüsch (Dreimühlen-Fm., Hillesheimer Mulde) und im Steinbruch Winter & Weiss (Loogh-Fm., Sötenicher Mulde) gegeben, wobei zum Steinbruch Meerbüsch die detailliertesten Ergebnisse vorliegen (cf. FISCHER 1999).

Die dominierenden, großwüchsigen, solitären Rugosa zeigen an den Spitzen gelegentlich „Wurzeln“ oder „Schlep-

pen“ (cf. BIRENHEIDE 1962), die zur Verankerung auf weniger stabilen Substraten dienen können. Schaukelwachstum bzw. radikale Reorientierungen oder Einschnürungen der Polypare lassen vermuten, dass Umlagerungsvorgänge dennoch möglich sind und nicht immer letal sein müssen. Nach dem in STRUVE (1963) dargelegten Faziesmodell sind mit den hier beschriebenen *Mesophyllum*-Rasen vergleichbare Bildungen im mäßig tiefen Flachwasser angesiedelt. Für vorwiegend aus kolonialen Riffbildnern bestehende „Rasen-Riffe“ bzw. „Knollen-Block-Riffe“ nimmt STRUVE (1963) hingegen etwas flachere und auch höherenergetische Bedingungen an. Da die taxonomische Zusammensetzung der *Mesophyllum*-Rasen Anklänge an die tieferen Bereiche der weiter oben erwähnten vertikal zonierten Fleckenriffe erkennen lässt, ist es gut möglich, dass die Wassertiefe einen gewissen Einfluss auf die Fazies- und Organismenverteilung ausübt. Gleichzeitig zeigen die vertikal zonierten Fleckenriffe gerade keine systematische Zunahme der Wasserenergie. Damit verliert die Anwendbarkeit des vorwiegend an differenzierter Wasserenergie orientierten Modells von STRUVE (1963) etwas an Plausibilität. Insgesamt wirken die *Mesophyllum*-Rasen vorwiegend substratkontrolliert (= unkonsolidierte Substrate), wobei Übergänge zu anderen rezifalen Bildungen der Fazieszone 1 möglich sind und anscheinend graduell verlaufen.

Argutastrea-Polster – Es handelt sich um bis zu ca. 1–2 m mächtige Biostrome, die vorwiegend durch rugose Kolonienkorallen der Art *Argutastrea quadrigemina* aufgebaut werden. *A. quadrigemina* besitzt ein cerioides Kelchmuster; charakteristischerweise erfolgt der Zuwachs über die Neueinschaltung von vier gleichberechtigten Tochterkoralliten. Manche Kolonien weisen eine bevorzugte Korallitenausrichtung auf, bei vielen Kolonien ist die Anordnung der Koralliten aber mehr oder weniger radial, was letztlich bedeutet, dass immer einige Koralliten (in zumindest scheinbar ungünstiger physiologischer Position) nach unten orientiert sind. Die wenigen gefundenen juvenilen Stadien (3 Exemplare) siedeln auf solitären Rugosen, und bereits bei diesen, nur wenige Zentimeter großen Individuen sind Ansätze zur radialen Ausrichtung der Kelche erkennbar. Die Gesamtmorphologie der Kolonien ist rundlich bis brotlaibförmig. Einzelne Individuen können erhebliche Ausmaße erreichen, das größte gefundene Exemplar erreicht bei 2 m lateraler Erstreckung 1,5 m Höhe. Biostrome entstehen durch Häufung von Individuen, die gewöhnlich in einem Größenspektrum von 15–80 cm Durchmesser vorliegen. Obwohl die Beurteilung der Lebendstellung problematisch sein kann, scheinen relativ viele *Argutastrea*-Kolonien in verkippten Stellungen überliefert zu sein. Begleitend können solitäre Rugosa (z.B. *Mesophyllum* (*Mesophyllum*), *Mesophyllum* (*Cystiphyllodes*), *Acantophyllum*, *Grypophyllum*, *Temnophyllum*) und relativ häufig auch Thamnoporide (z.B. *Thamnopora cervicornis*, *Thamnopora irregularis*, *Celechopora devonica*) auftreten. Anderen Organismen, z.B. *Atyris*-artigen, zweiklappig erhaltenen Brachiopoden und *Spinatrypina* sp. sowie für Auloporiden der Art *Roemerolites brevis*, dienen *Argutastrea*-Polster als Substrat. In Form kleinerer und kleinster Kolonien tritt *A. quadrigemina* in den weiter oben erwähnten vertikal zonierten Fleckenriffen und extrem selten auch in Stromatoporen-Biostromen auf. Aufgrund der niedrigen Anzahl und der geringen Koloniegrößen sind diese Habitate

aber allenfalls suboptimal. Die eigentlichen *Argutastrea*-Polster und die aus diesen zusammengesetzten Biostrome sind an ein fazielles Umfeld der Fazieszone 1 gebunden, das neben Wechsellagerungen der Faziestypen 2 und 3 auch häufigere Einschaltungen des Faziestyps 1 aufweist.

Vorkommen: In der Sötenicher Mulde tritt *A. quadrigemina* bereits ab der Cürten-Formation auf (Steinbruch Winter & Weiss). Der eindeutige Schwerpunkt der Verbreitung der *Argutastrea*-Polster liegt aber im Sötenich- und Münchenrath-Member (beide Rodert-Fm.) der Sötenicher Mulde (Neuer Weg, Steinbrüche Taubenberg, Keldenich, Scheidberg). Innerhalb dieses stratigraphischen Bereiches wachsen die *Argutastrea*-Polster in 2–3 Horizonten anscheinend zu ziemlich großflächigen Biostromen zusammen (cf. RIBBERT 1985). Eine taxonomische Bearbeitung von *Argutastrea quadrigemina* und anderer kolonialer Rugosa, eine Liste begleitend auftretender solitärer Rugosa und eine Liste weiterer Fundpunkte im Bereich der Sötenicher Mulde findet sich in COEN-AUBERT & LÜTTE (1990). Außerhalb der Sötenicher Mulde konnte *A. quadrigemina* nur am Fundpunkt Ermsberg in biostromaler Form nachgewiesen werden. Auch dieses Vorkommen ist der Rodert-Formation zuzurechnen. *A. quadrigemina* ist ebenfalls innerhalb der Rodert-Formation der Hillesheimer Mulde verbreitet (cf. *quadrigeminum-ramosa*-Kalk sensu STRUVE in HOTZ et al. 1955). Im Rahmen dieser Untersuchung lieferte aber nur die Schutthalde im Hangenden des im Steinbruch Meerbüsch aufgenommenen Profils einige Koloniefragmente.

Das massive Auftreten von *A. quadrigemina* ist an einen relativ engen stratigraphischen Bereich gebunden. Umso wahrscheinlicher ist es, dass abiotische Umweltfaktoren einen erheblichen Einfluss auf das Verteilungsmuster ausüben. Das fazielle Umfeld und die begleitend auftretenden Organismen lassen analog zur Mehrheit der bereits beschriebenen rezifalen Bildungen auch für *Argutastrea*-Polster instabile Substrate mit stetig bzw. episodisch erhöhter Hintergrundsedimentation vermuten. Speziell Sötenich- und Münchenrath-Member zeichnen sich zusätzlich durch vermehrte Einschaltungen des tendenziell Sauerstoff-defizitären Ft 1 aus. Da es im Ft 1 (z.B. durch Flaserschichtung) auch Hinweise auf differenzierte Wasserenergie geben kann, scheint die Sauerstoffarmut nicht alleine durch mangelnden Wasseraustausch bzw. stagnierende Verhältnisse bedingt. Ausschlaggebend scheint vielmehr im Überschuss zugeführte Organik zu sein. Demzufolge profitiert *A. quadrigemina* von mesotrophen Verhältnissen, die eventuell zu dysaeroben Bedingungen umschlagen können. Auch BROWNLAW et al. (1996) beschreiben aus dem Frasium Nordwest-Australiens eine durch Massenvorkommen der Gattungen *Disphyllum* und *Argutastrea* gekennzeichnete Fazies, die mit reduzierenden Bedingungen im Sediment bzw. in bodennahen Wasserschichten in Verbindung gebracht wird. Allerdings vermuten BROWNLAW et al. (1996), dass die schlechtere Sauerstoffversorgung im Bodenbereich eher von phaceloiden Wuchsformen mit erhöhtem vertikalem Wachstumspotential (= *Disphyllum*) toleriert wird. Obgleich in dieser Form nicht auf die nahezu *Disphyllum*-freien *Argutastrea*-Polster übertragbar, lässt sich das Größenspektrum der *Argutastrea*-Kolonien, das zu mittelgroßen bis sehr großen Kolonien neigt, so auslegen, dass Alter und Größe

REZIFALE FAZIESRÄUME

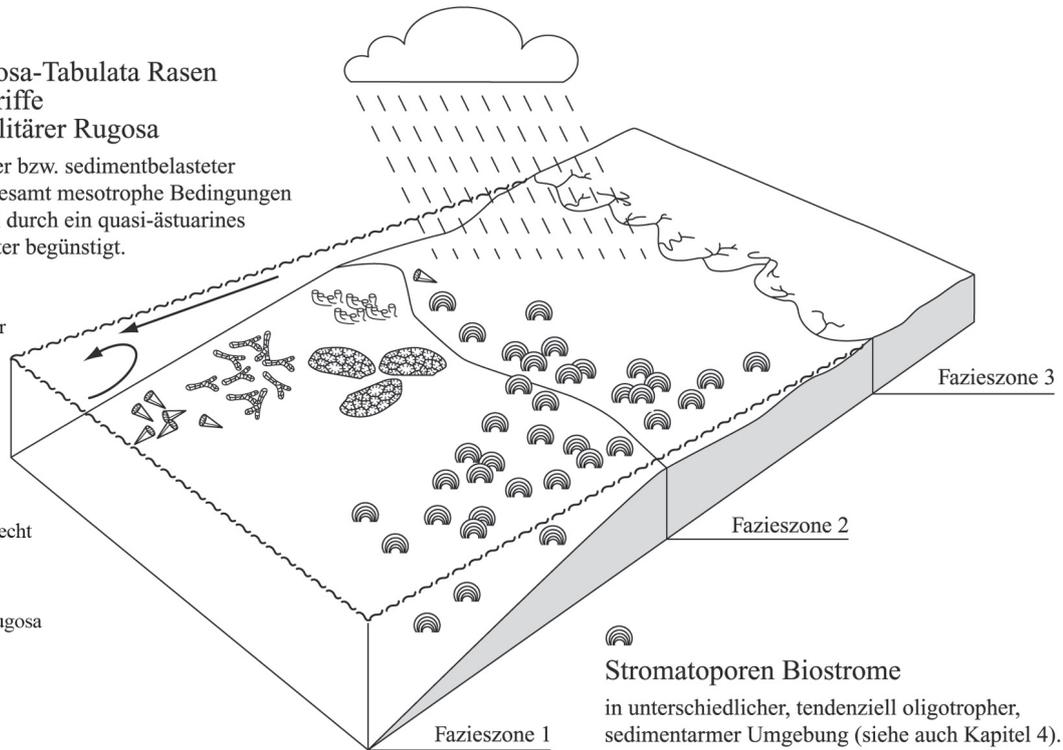
**Massive Rugosa-Tabulata Rasen
bzw. Fleckenriffe
und Rasen solitärer Rugosa**
in teils mergeliger bzw. sedimentbelasteter
Umgebung. Insgesamt mesotrophe Bedingungen
werden eventuell durch ein quasi-ästuarines
Zirkulationsmuster begünstigt.

 *Argutastrea*-Polster

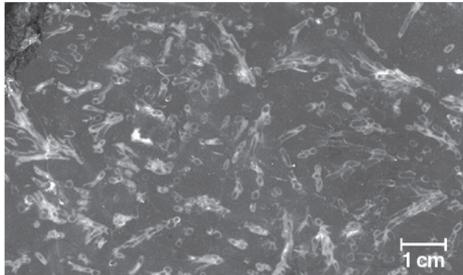
 Thamnoporiden-
Bafflestones

 Auloporiden-Geflecht

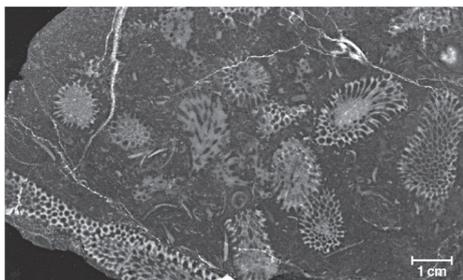
 Rasen solitärer Rugosa



Beispiele



 Auloporiden-Geflecht



 Thamnoporiden-Bafflestone



 Stromatoporen-Biostrom (Steinbruch Meerbüsch)

Abbildung 7: Verteilungsmuster rezifaler Faziesräume.

die Überlebenschancen erhöhen, während die Neuansiedlung von Larven einer starken Auslese unterliegt. Zusätzlich scheint in einem Environment mit mobilen Substraten und entsprechend häufigen Umlagerungen die, gerade verglichen mit *Disphyllum*, größere Flexibilität der Kelchanordnung von Vorteil zu sein.

2.2.3 Stromatoporen-Dominanz

Die taxonomische Zusammensetzung der Stromatoporenfauna ist Teil der zentralen Fragestellung dieser Arbeit. Ein Ergebnis der taxonomischen Analyse ist, dass einzelne Stromatoporen-Vorkommen bezogen auf den lithologischen Gesamteindruck und die auftretenden Wuchsformen durchaus vergleichbar sein können, aber dennoch unterschiedliche Taxa beherbergen. Dabei reflektieren die auftretenden Taxa zwar die faziellen Gegebenheiten; zur Definition entsprechender Stromatoporen-Vergesellschaftungen ist aber die Integration mit den gewonnenen taxonomischen Daten erforderlich. Dieser Schritt erfolgt daher im Anschluss an den taxonomischen Teil. Eine Ausnahme bilden die von *Amphipora ramosa* dominierten Lithologien des Ft 9, die wahlweise als monospezifische Stromatoporen-“Vergesellschaftung“, als Biostrom bzw. Riffrasen oder, wie hier geschehen, als Faziestyp betrachtet werden können.

Stromatoporen-Biostrome – Diese Bildungen besitzen häufig 1-4 m (maximal 6-8 m) Mächtigkeit, wobei massive Stromatoporen mit bis ca. 90 % am Gesamtvolumen beteiligt sind. Die dominierenden Wuchsformen sind subsphärisch bis unregelmäßig knollig. In unterschiedlichem Umfang kommen aber auch tabulare bis ausgesprochen dünnlagige Exemplare vor. Das Größenspektrum der Individuen liegt durchschnittlich zwischen 5-30 cm Durchmesser, größere Exemplare (bis ca. 70 cm Durchmesser) sind selten bzw. nicht in jedem Biostrom vorhanden, während insgesamt nur wenige tabulare Exemplare bis zu ca. 90 cm laterale Erstreckung erreichen. Die Art und Weise, mit der einzelne Stromatoporen in Beziehung zur Umgebung stehen, ist sehr variabel. Einige Individuen greifen im Verlauf des Wachstums unterschiedlich weit auf das Sediment aus (= Ragged Margins). Andere Stromatoporen sind über multiple und wechselseitige Inkrustierungen mit Nachbarindividuen verbunden. Bei vielen Individuen scheinen allerdings umhüllende bzw. einfache vertikale Zuwachsgeometrien die Norm. Letztlich bleibt aber bei einer größeren Anzahl von Stromatoporen, aufgrund 2-dimensionaler Anschnitte oder fragmentarischer Überlieferung, die tatsächliche Ausbildung der Skelettränder unklar. Das interne Gefüge der Biostrome folgt zum Teil den Wachstumsstrategien der einzelnen Coenostea. Zonen mit multiplen Inkrustierungen bilden echte Boundstone-Bereiche und sind immer in der Minderheit. Häufiger sind durch umgelagerte Stromatoporen entstandene Rudstone-Bereiche (= Parabiostrome sensu KERSHAW 1994). Allerdings zeigen auch umgelagerte Stromatoporen keine oder nur geringe Abrasions Spuren, vielfach scheinen die vorhandenen Oberflächen der letzten Wachstums oberfläche der Stromatoporen noch zu entsprechen. Ein wechselnder Anteil von Stromatoporen ist wiederum auch ohne wahrnehmbare Verankerung in-situ überliefert (= Autobiostrome sensu KERSHAW 1994). Vor allem

die etwas mächtigeren Biostrome sind durch dünne Sedimentlagen stratifiziert. Diese Sedimentlagen entsprechen Pack- bis Rudstones und enthalten Komponenten, deren Ursprung teils im Bereich der Biostrome selbst zu suchen ist, und die teils aus der Umgebung eingespült wurden. Daher können sich diese Sedimente, je nach fazieller Gesamtsituation, etwas voneinander unterscheiden. Allgemein recht häufig sind Bruchstücke ästiger Stromatoporen, Fragmente von Brachiopodenschalen und Ostrakoden. Tendenziell zeigt der Sedimentanteil aller Biostrome aber ohnehin eine gewisse Bandbreite. Das Spektrum der Sedimente, die den verbleibenden Raum erfüllen, reicht von feinkörnigen Mudstones bis zu partikelreichen Packstones mit den verschiedensten Bioklasten. Gefüge und Zusammensetzung des Sedimentanteils kann sich dabei auf kürzesten Distanzen, z.B. von Zwickel zu Zwickel, ändern. In einigen Biostromen kann das Sedimentspektrum noch um leicht ausgewaschene, Peloid-reiche und meist auch Cortoid-führende Pack- bis Grainstones erweitert sein. *Entobia*-artige Anbohrungen, die ebenfalls nicht in allen Biostromen nachgewiesen sind, können die üblichen Mud- oder Packstones enthalten, oder es ist eine Füllung mit 0,1–0,6 mm großen, subsphärischen Peloiden zu beobachten. Die Herkunft dieser Peloiden ist möglicherweise heterogen, zumindest bei einem Teil scheint es sich aber um Bioerosions-Produkte der Stromatoporen-Skelette zu handeln (s.a. Taf. 4, Figs. 6–8). Wiederum für alle Biostrome gültig ist die absolute Seltenheit von Zementen. Regelmäßig finden sich sparitische Zemente nur im Porenraum von Organismen. Die Kontakte zwischen den einzelnen Stromatoporen sind hingegen ziemlich häufig von Stylolithen-Säumen begleitet.

Stromatoporen-Rasen – Tendenziell sind Stromatoporen-Rasen aus einer oder sehr wenigen Generationen von Stromatoporen zusammengesetzt. Verglichen mit den Biostromen haben sie daher ein einfacheres Gefüge. Mit abnehmender Stromatoporen-Zahl nehmen diese Vorkommen unter lithologisch/faziellen Gesichtspunkten zunehmend den Aspekt der umgebenden Faziestypen an. Auch unter taxonomischen Gesichtspunkten sind Stromatoporen-Rasen vergleichsweise einfacher zusammengesetzt und enthalten meist nicht alle Elemente des aus den Biostromen bekannten Artenspektrums. Bezogen auf die Wuchsformen ist ein leichter Trend zu subsphärischen bis domförmigen Morphologien mit umhüllenden Wachstumsbänderungen wahrnehmbar (cf. JAMES & BOURQUE 1992: 331). Letztlich gibt es aber auch innerhalb von Stromatoporen-Rasen inkrustierende, tabulare oder mit Ragged Margins versehene Formen. Trotz dieser, mehr oder weniger stark ausgeprägten, Unterschiede ist nicht vollkommen eindeutig zu beantworten, ob sich die aktive Oberfläche eines Stromatoporen-Biostroms von einem Stromatoporen-Rasen signifikant unterscheidet. Aus dieser Perspektive bietet sich ein transitionales Konzept an, das zwar der längeren und damit auch komplexeren Geschichte von Biostromen Rechnung trägt, das ansonsten aber nicht allzu scharf zwischen den Kategorien Biostrom/Rasen trennt.

Von Stromatoporen dominierte Biostrome und Rasen sind in unterschiedlichen faziellen Kontexten anzutreffen. Das sedimentäre Umfeld kann jeweils ausschließlich aus Faziestypen der Fazieszone 1 oder respektive der Fazieszone 2 bestehen.

Selten sind Grenzsituationen, z.B. Abfolgen nach dem Muster: Fazieszone 1 – Stromatoporen-Biostrom – Fazieszone 2 / bzw. in umgekehrter Reihenfolge.

Vorkommen: Stromatoporen, allerdings in wechselnder Anzahl, sind von nahezu jedem Fundpunkt nachgewiesen. Diesbezügliche Angaben finden sich im taxonomischen Teil bei den jeweiligen Arten und im darauf folgenden Kapitel, das den unterschiedlichen Stromatoporen-Vergesellschaftungen gewidmet ist.

Stromatoporen und in der Folge auch rezifale Bildungen mit Stromatoporen sind in ziemlich unterschiedlichen Milieus anzutreffen, die relevanten Umweltparameter sind daher nicht ohne weiteres auf wenige Faktoren reduzierbar. Insgesamt wirken die Grenzen des Milieus aber weiter gesteckt als die ökologische Toleranz einzelner Stromatoporen-Arten. Da fazieller Kontext und taxonomische Zusammensetzung analysierbare Muster ergeben, ist mit Hilfe des Spektrums der vorhandenen Stromatoporen-Arten die differenzierteste Auflösung der Umweltbedingungen zu erwarten (siehe weiter unten). Für das fazielle und paläoökologische Gesamtkonzept sind allerdings auch die generellen Aspekte des Auftretens von Stromatoporen interessant. Die in diesem Zusammenhang vielleicht wichtigste Beobachtung besteht darin, dass Stromatoporen-Biostrome (erkennbar an Cortoid-führenden Pack- bis Grainstones) in den Einflussbereich sehr flachen Wassers geraten können. Die Positionen, in denen Stromatoporen-Vorkommen in die Profile eingeschaltet sind, lassen aber keine systematische Barrierefunktion erkennen. Grundsätzlich ist eine solche Funktion bei Biostromen auch nicht besonders wahrscheinlich. Speziell für die Eifel wurden aber Modelle entwickelt, die wellenresistente Strukturen (FABER 1980) oder die Anpassung von Stromatoporen an kräftig bewegtes Seichtwasser (STRUVE 1963) beinhalten. Falls es im Mitteldevon der Eifel überhaupt biogene, wellenresistente Strukturen gibt, könnten daher Massenvorkommen von Stromatoporen auf deren Existenz hinweisen. Nun ist es generell fraglich, ob devonische Riffe unter diesem Aspekt mit modernen, tropischen Korallenriffen vergleichbar sind (cf. MACHEL & HUNTER 1994). Zudem gibt es sehr wenige Beispiele für das Wachstum von devonischen Riffbildnern unter nachweisbarem Welleneinfluss. Das dafür wohl verlässlichste Indiz, die Ausbildung von Spur and Groove Morphologien, ist bisher nur äußerst selten beschrieben worden (WOOD & OPPENHEIMER 2000, KÖNIGSHOF & KERSHAW 2006) und lässt sich bezogen auf die hier untersuchten Biostrome nicht nachweisen. Unabhängig davon bzw. von der erwähnten Art der Profileinschaltung, die zu selten auf fazieskritische Weise zwischen den Fazieszonen 1 und 2 erfolgt, sprechen auch die internen Gefügemerkmale der untersuchten Stromatoporen-Biostrome gegen eine dauernde Wellenexposition. Alle Anzeichen der nahezu zementfreien und im übrigen jede Form von stabilisierend wirkenden Mikroinkrustieren entbehrenden Stromatoporen-Vorkommen deuten auf eine Position unterhalb der Schönwetterwellenbasis, aber oberhalb der Sturmwellenbasis hin. Vor allem mächtigere Biostrome sind im Verlauf ihrer Existenz mehrfach von mehr oder weniger katastrophalen Stürmen betroffen. Höherenergetische Ereignisse manifestieren sich in sanften Änderungen der Wuchsrichtung einzelner Stromatoporen, in der Stratifizierung der Biostrome durch Sedimentlagen und am deutlichsten im vorherrschenden Rudstone-Gefüge,

wobei selbst größere *Coenostea* in verkippter bzw. inverser Lagerung überliefert sein können. Zur Sturmbeeinflussung von devonischen Stromatoporen-Biostromen liegen nicht besonders viele Daten vor, zum Vergleich bieten sich daher am ehesten die silurischen Stromatoporen-Biostrome Gotlands an (SANDSTRÖM & KERSHAW 2002).

Eine weitere Gemeinsamkeit aller hier untersuchten Stromatoporen-Vorkommen ist in der herabgesetzten Hintergrundsedimentation zu sehen. So besteht ein breiter Konsens darüber, dass Stromatoporen nur bei geringen Sedimentationsraten gedeihen (u.a. LECOMPTE 1970, KERSHAW 1993). Dahinter stehen auch funktionsmorphologische Überlegungen, die z.B. auf die Kapazität des Filtriersystems von Stromatoporen, auf Sedimentpartikel zu reagieren, oder auf die Begrenztheit der vertikalen Zuwachstrategien von Stromatoporen-Skeletten abzielen (WOOD 1999: 229). Tatsächlich lässt sich angesichts des insgesamt geringen Sedimentanteils innerhalb der Stromatoporen-Biostrome vermuten, dass die Stromatoporen-bezogene Karbonatproduktion die Hintergrundsedimentation deutlich übertrifft. Dies durch die Natur des Sediments selbst zu begründen, oder den Einfluss der Hintergrundsedimentation auf die Stromatoporen zu konkretisieren, ist hingegen mit Schwierigkeiten verbunden. *Entobia*-artige Anbohrungen, deren Füllungen mit Bioerosions-Produkten in Verbindung gebracht werden können, deuten zwar sogar auf Null-Sedimentation hin. Wann die Bohrtätigkeit tatsächlich einsetzt, ist indes unklar. Bohrungen können auch an den Oberseiten der Stromatoporen angelegt sein und sind nach KERSHAW & BRUNTON (1999: 324) insgesamt vor allem postmortale Phänomene. Außerdem sind solche Anbohrungen bei weitem nicht in allen Biostromen nachgewiesen. Auch die potentiell zur Abschätzung von Sedimentationsraten verwendbaren Ragged Margins sind letztlich zu selten, um daraus abgeleitete Werte auf andere Stromatoporen oder auf die gesamte Dauer des Biostrom-Wachstums zu übertragen. Sollte aber ein grundsätzlicher Zusammenhang zwischen Sedimentationsereignissen und Wachstumsänderung bestehen (cf. YOUNG & KERSHAW 2005), könnten die im untersuchten Material vielfach auftretenden Latilaminae so gedeutet werden, dass moderate Sedimentationsraten mit Sedimentschüttungen bis zu mehreren Millimetern von den meisten Stromatoporen unproblematisch bewältigt werden konnten. Die tatsächliche Bedeutung von Latilaminae kann aber zumindest als fraglich gelten (KERSHAW 1998: 516). Die Ungewissheit, wieviel Sediment die Biostrome erreicht und eventuell auch wieder exportiert wird, wirft die Frage auf, inwieweit die in den Biostromen vorhandenen Sedimente die durchschnittlichen Umweltbedingungen reflektieren. Bei Biostromen, die von Faziestypen der Fazieszone 1 umgeben sind, ist die Situation unkritisch. Die in dieser Fazieszone häufigen Fossilien, wie z.B. tubulare Algen oder *Girvanella* sind auch in den entsprechenden Biostromen präsent. Bei Biostromen, die von Faziestypen der lagunären Fazieszone 2 umgeben sind, fällt hingegen auf, dass charakteristische Fossilien wie *Calcsphaeren* oder *Bevocastria* eher unterrepräsentiert sind. Trotzdem ist es aber nicht gerechtfertigt anzunehmen, dass sich grundsätzlich alle Stromatoporen-Biostrome unter den Bedingungen der Fazieszone 1 entwickeln, da sich in den besagten Fällen auch keine eindeutigen Hinweise auf die Fazieszone 1 ergeben.

Zusammenfassend treten Stromatoporen im Unter-Givetium der Eifel bevorzugt in eher niederenergetischen Milieus unterhalb der Schönwetterwellenbasis auf. Dabei sind sowohl die Ablagerungsräume der Fazieszone 1 als auch die der Fazieszone 2 geeignet. In der Fazieszone 1 können sich Stromatoporen-Biostrome allerdings nur entwickeln, wenn der für diese Fazieszone eigentlich charakteristische terrigene Eintrag reduziert ist und die Hintergrundsedimentation insgesamt abflaut. Bezogen auf Biostrome im Bereich der Fazieszone 2 scheinen moderate Öffnungstendenzen das Stromatoporen-Wachstum zu begünstigen. Werden neben massiven auch ästige Formen (= *Amphipora ramosa*) berücksichtigt, dringen Stromatoporen aber auch in ausgesprochen lagunäre Bereiche vor. Im übrigen kann aus den variablen Sedimentqualitäten (Mud-, Pack- und Grainstones) innerhalb der Biostrome geschlossen werden, dass die auftretenden Stromatoporen mit sehr unterschiedlichen Substraten zurechtkommen und anscheinend auch kleinste Fragmente von Hartteilen zur initialen Anheftung ausreichen (KERSHAW 1998: 511 ff).

2.3 Analyse der Faziesarchitektur

2.3.1 Wasserzirkulation, Wasserenergie und Bathymetrie

Diese Parameter haben einen sehr direkten Einfluss auf die Fazies und sind bereits durch die Aufteilung der Faziestypen in einzelne Fazieszonen berücksichtigt. Der interpretative Schlüssel ist dabei sehr einfach. Faziestypen der Fazieszone 1 besitzen eine funktionierende Zirkulation, die weitgehend stabile und größtenteils auch marine Verhältnisse aufrecht erhält, während Faziestypen der Fazieszone 2 größeren Schwankungen der wichtigeren Umweltparameter, z.B. durch Regenfälle bzw. Sonneneinstrahlung und damit verbundenen Salinitäts- und Temperaturexkursionen ausgesetzt sind. Zwischen diesen, auch durch unterschiedliche Wasserqualitäten geprägten, Fazieszonen gibt es keine wirklich scharfe Grenze. Wenn überhaupt ein Faziestyp als charakteristisch für die Grenzsituation gelten kann, sind dies die Stringocephalidenreichen Lithologien des Ft 10. Soweit ein Vergleich der hier definierten Faziestypen mit standardisierten Faziesmodellen sinnvoll ist (s.a. Tabelle 3), fällt auf, dass keine Vorriff-Fazies, keine echte Barrieren im Sinne wellenresistenter Riffstrukturen oder hochenergetischer Barren und auch keine Faziestypen, die eine tiefere Schelfposition unterhalb der Sturmwellenbasis zwingend erfordern, entwickelt sind. Insgesamt befindet sich die große Mehrheit der Faziestypen unter energetischen Gesichtspunkten unterhalb der Schönwetterwellenbasis, aber oberhalb der Sturmwellenbasis. Die monotone Ablagerungssituation innerhalb einer extensiven mittleren Rampe bzw. innerhalb einer Schelflagune (KREBS 1974) erschwert die Übertragbarkeit stark an differenzierte Wasserenergie gebundener Riff-Fazies-Modelle (STRUVE 1963, LECOMPTE 1970). Bezogen auf absolute Angaben zur Wassertiefe nennt BURCHETTE (1981: 119) Werte um 10 Meter. Gestützt auf Flachwasserindikatoren und Überlegungen zur Zyklizität des Sedimentationsgeschehens vermutet HAAS (1994), dass die Wassertiefe im Mitteldevon der Eifel selten 30 Meter überschritten haben dürfte. Dieser Wert bezieht sich auch auf

das Eifelium und wird im unteren Givetium eher noch unterschritten. Tatsächlich dürften in vielen Fällen Wassertiefe und Akkomodationsraum in ziemlich direktem Zusammenhang stehen. Unter diesem Aspekt erwähnenswert sind Ablagerungseinheiten wie die Siltsteine des Schulz-Members (= Ft 5) und Stromatoporen-Biostrome, von denen angenommen werden kann, dass sie, verglichen mit der normalen Subsidenz, recht schnell gebildet wurden und jeweils maximale Mächtigkeiten um 8 Meter erreichen. Die durchschnittliche maximale Wassertiefe in der Fazieszone 1 sollte daher nicht wesentlich höher ausfallen. Die zu Peritidal-Zyklen organisierten Faziestypen der Fazieszone 2 und 3 lassen Wassertiefen von maximal 2 bis 3 Metern vermuten.

2.3.2 Zyklische Sedimentation, Parasequenzen und Sequenzen

Parasequenzen – Auf die Existenz von zyklischen Verflachungsabfolgen wurde bereits mehrfach Bezug genommen. Eine idealisierte Abfolge setzt zunächst mit subtidalen Faziestypen ein, die auch in Form biostromaler Bildungen bzw. Level Bottom Communities vorliegen können und wird von Faziestypen der restrikt-lagunären Fazieszone 2 abgelöst, die ihrerseits in inter- bis supratidale Faziestypen der Fazieszone 3 übergehen. Die Ablagerungsstruktur ist asymmetrisch, und die nächste Verflachungsabfolge beginnt wieder mit subtidalen Faziestypen. DICKFELD (1969), dem das Material einer Kernbohrung zur Verfügung stand, stellt in einem Teilbereich der Spickberg-Formation 17 solcher Verflachungsabfolgen fest, deren Mächtigkeiten jeweils 20–250 cm betragen. Entsprechende, aus drei Elementen zusammengesetzte Zyklen können zwar auch in den untersuchten Profilen auftreten, viel häufiger sind allerdings unvollständige Abfolgen bzw. Abfolgen, die sich eher aus zwei Elementen zusammensetzen (= Rhythmen). Für die Mehrheit der Verflachungsabfolgen ist daher der neutralere Begriff Parasequenzen zutreffender.

Repetitive Verflachungssequenzen sind ein typisches Sedimentationsmuster karbonatischer Ablagerungssysteme und besonders in peritidalen Bereichen fast die Norm (BOSELLINI 1991, FLÜGEL 2004). Die in diesem Zusammenhang ebenfalls wiederkehrenden Fragen sind: Liegt eine übergeordnete Kontrolle (= allozyklische Kontrolle) vor, und ist der Zeitrahmen eines Sedimentationszyklus mit der Zeitdauer orbitaler Zyklen vereinbar, oder wirken sich in erster Linie interne Faktoren (= autozyklische Kontrolle) des karbonatischen Ablagerungssystems aus? In ähnlich gelagerten Situationen, mehr oder weniger in der gleichen Zeitscheibe und in relativer Nähe zur Eifel, finden PRÉAT & MAMET (1989) im Synklinorium von Dinant mehr Argumente für ein autozyklisches Modell, während sich HERING (1995) im rechtsrheinischen Schiefergebirge für ein allozyklisches, durch Milankovitch-Zyklen gesteuertes Modell entscheidet. Im Sötenicher Steinbruchgebiet, in dem die Cürten- und Spickberg-Formation zu großen Teilen aus den geschilderten Parasequenzen bzw. Peritidal-Parasequenzen aufgebaut sind, liegen mehrere Aufschlüsse mit altersgleichen Schichten zum Teil nur einige hundert Meter voneinander entfernt. Dadurch lässt sich die Geometrie des Ablagerungssystems genau genug erfassen, um festzustellen, dass sich die einzelnen Parasequenzen nicht über längere Strecken verfolgen lassen. Eine Momentaufnahme der

Ablagerungsfläche sollte daher ein gewisses Relief aufweisen. Die unvorhersehbare Faziesarchitektur und die Asymmetrie der Parasequenzen lassen eustatische Meeresspiegelschwankungen als alleinigen und vorherrschenden Mechanismus für das Ablagerungsgeschehen als ziemlich unwahrscheinlich erscheinen. Das Faziesmuster ist hingegen sehr gut mit autozyklisch migrierenden Tidal Flat Islands sensu PRATT & JAMES (1986) kompatibel. Wie weiter oben bereits erörtert wurde, ist aber eine weitere Komponente im Sinne eines variablen Meeresspiegels zusätzlich anzunehmen (siehe Diskussion zu den Faziestypen der Fazieszone 4).

Sequenzen – Außer den auf einige Profile beschränkten, kleinräumigen Parasequenzen sind tendenziell in allen längeren Profilen noch Sequenzen einer übergeordneten Hierarchie wahrnehmbar. Phänomenologisch bestehen die Sequenzen aus Profilstegmen, in denen jeweils Faziestypen unterschiedlicher Fazieszonen überwiegen (meistens Fazieszonen 1+4 bzw. 2+3). Die Sequenzen registrieren mehrheitlich, wie auch die Parasequenzen, asymmetrische Verflachungsabfolgen und setzen jeweils mit einer scheinbar unvermittelt einsetzenden Vertiefung des Ablagerungsraumes ein (= Faziestypen der Fazieszone 1). Der gewonnene Akkomodationsraum wird mit etwas unregelmäßigem Verlauf sukzessive verfüllt, bis generell die restrikt lagunären Verhältnisse der Fazieszonen 2 und 3 überwiegen. Im Sötenicher Steinbruchgebiet, das insgesamt die besten Aufschlussverhältnisse bietet, sind mit dem Zilkens-Member an der Basis der Cürten-Formation und den basalen Teilen der Rodert-Formation (= Sötenich- und Münchenrath-Member) zwei relativ signifikante Deepening Events verwirklicht. Außerdem kommen noch einige weniger markante Vertiefungen des Ablagerungsraumes innerhalb der Cürten-Formation und eventuell eine kleinere Vertiefung an der Basis der Spickberg-Formation hinzu. Abweichend von diesem allgemeinen, mehr oder weniger punktuell vertieften Ablagerungstrend können die Sequenzen anhand überdurchschnittlicher Häufung von Faziestypen der Fazieszone 3 und besonders der Fazieszone 4 auch erzwungene, durch einen abfallenden Meeresspiegel hervorgerufene Verflachungstrends dokumentieren.

Eine Aussage über die Zeitdauer dieser Sequenzen ist nur im Rahmen der Größenordnung möglich. Eine grobe Eingrenzung lässt sich z.B. über durchschnittliche Subsidenzwerte gewinnen. Nach HLADIL (1986) sind im Mittel- und Oberdevon der Eifel 46 Meter karbonatischer Ablagerungen dem Zeitraum von einer Million Jahren gleichzusetzen. Die beiden genannten Deepening Events sind auf dieser Grundlage durchaus mit Ablagerungssequenzen dritter Ordnung vergleichbar. Entsprechend sollten die oben erwähnten Parasequenzen eine Zeitdauer von mehreren 1000 bzw. einigen 10 000 Jahren repräsentieren (= Zyklen 5.-6. Ordnung). Dies ist eine Zeitdimension, die mit den meisten autozyklischen Modellen, aber auch mit den Perioden der kürzeren Orbitalzyklen, durchaus vereinbar ist.

Stratigraphische Auswertbarkeit – Aufgrund der ungünstigen Aufschlussituation außerhalb der Sötenicher Mulde ist eine wirklich fundierte, muldenübergreifende, sequenzstratigraphische Analyse nicht konsequent durchführbar. Bezogen auf die weltweite eustatische Entwicklung des Meeresspiegels

liegen die hier berücksichtigten Formationen des unteren Givetiums zudem etwas ungünstig zwischen den jeweils global nachweisbaren Kacák (= *otomari*)-Event im Liegenden und dem Taghanic-Event im Hangenden (STRUVE 1982, WALLISER 1996, MAY 1997a,b). Für die hier festgestellten Vertiefungsereignisse mit vergleichsweise eher geringer Amplitude drängt sich daher auch keine Korrelationsmöglichkeit mit den für das Devon existierenden Meeresspiegelkurven auf (JOHNSON et al. 1985, JOHNSON & SANDBERG 1988). Immerhin ist für den im unteren Bereich der Rodert-Formation wahrnehmbaren Vertiefungstrend von einem zumindest regionalen Trend des Meeresspiegels auszugehen. Erstens zeigt, vergleichbar zur Rodert-Formation, auch die zeitlich äquivalente Terres d’Hairs-Formation der Ardennen einen Vertiefungstrend (COEN-AUBERT 2000, BULTYNCK et al. 2000: 97). Zweitens tritt in dieser Zeitscheibe, in einem geographischen Bereich, der Belgien sowie die gesamte Eifel bis in den Aachener Raum umfasst, gehäuft *Argutastrea quadrigemina* auf (REISSNER 1990: 18). Es ist daher sehr plausibel, dass die für *Argutastrea quadrigemina* günstigen Umweltverhältnisse und deren weiträumige Verbreitung in erster Linie auf eine transgressive Situation zurückzuführen sind. Ferner zeigt die für das Mitteldevon der Eifel erarbeitete ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Kurve im Zeitintervall Loogh bis Kerpen-Formation Oszillationen, deren Ursachen nicht völlig klar sind, die aber möglicherweise mit Event-bezogenen verlangsamten Sedimentationsraten im Zusammenhang stehen (DIENER et al. 1996, EBNETH et al. 1997).

Trotz der für überregionale Korrelationen eher ungeeigneten Ausgangsbedingungen und der aufgrund lückenhafter Profillinien nur rudimentär durchführbaren Analysemöglichkeiten besitzen die in der Sötenicher Mulde fassbaren Sequenzen für Fragen der internen, feinstratigraphischen Gliederung der Eifel durchaus Relevanz. Die traditionelle und sehr weit entwickelte parabi- und litho-stratigraphische Feingliederung im Mitteldevon der Eifel arbeitet hauptsächlich mit faziesabhängigen Organismen wie Brachiopoden, Trilobiten und rugosen Korallen. Tendenziell besteht daher immer die Gefahr, dass einzelne Faziesgrenzen nicht synchron verlaufen und die Feinstratigraphie somit keine echten Zeitlinien erfasst. Übertragungen der in jeweils einer Mulde erarbeiteten Feinstratigraphie auf andere Mulden sind daher mit einer gewissen Skepsis zu betrachten. Unter diesem Aspekt ist es bereits ein Ergebnis, dass sich übergeordnete und wahrscheinlich eustatisch kontrollierte Meeresspiegelschwankungen nachweisen lassen. Weiterhin ist es nicht unwahrscheinlich, dass die Etablierung neuer Taxa im Zuge von transgressiven Situationen erfolgt. So ist z.B. die stratigraphisch auswertbare Art *Grypophyllum denckmanni* ab der Rodert-Formation nachweisbar (LÜTTE & SCHRÖDER 1998). Es ist daher auch kein Zufall, dass sich die dezidiert transgressiv beginnenden Formationen (= Cürten- und Rodert-Formation) parabiostatigraphisch eher gut erfassen lassen, während die parabiostatigraphische Auflösung für die tendenziell regressive Spickberg-Formation eher schlecht ist. Die regressive Situation der Spickberg-Formation lässt sich mehr oder weniger gut über die gesamten hier untersuchten Mulden hinweg verfolgen und manifestiert sich in der Sötenicher Mulde selbst in Form von gedrängten Peritidal-Parasequenzen mit einigen Mikrokarst-Horizonten bzw. Einschaltungen des Ft 16. In der Ermberg-Formation der Blankenheimer Mulde ist die fazielle Situation nahezu

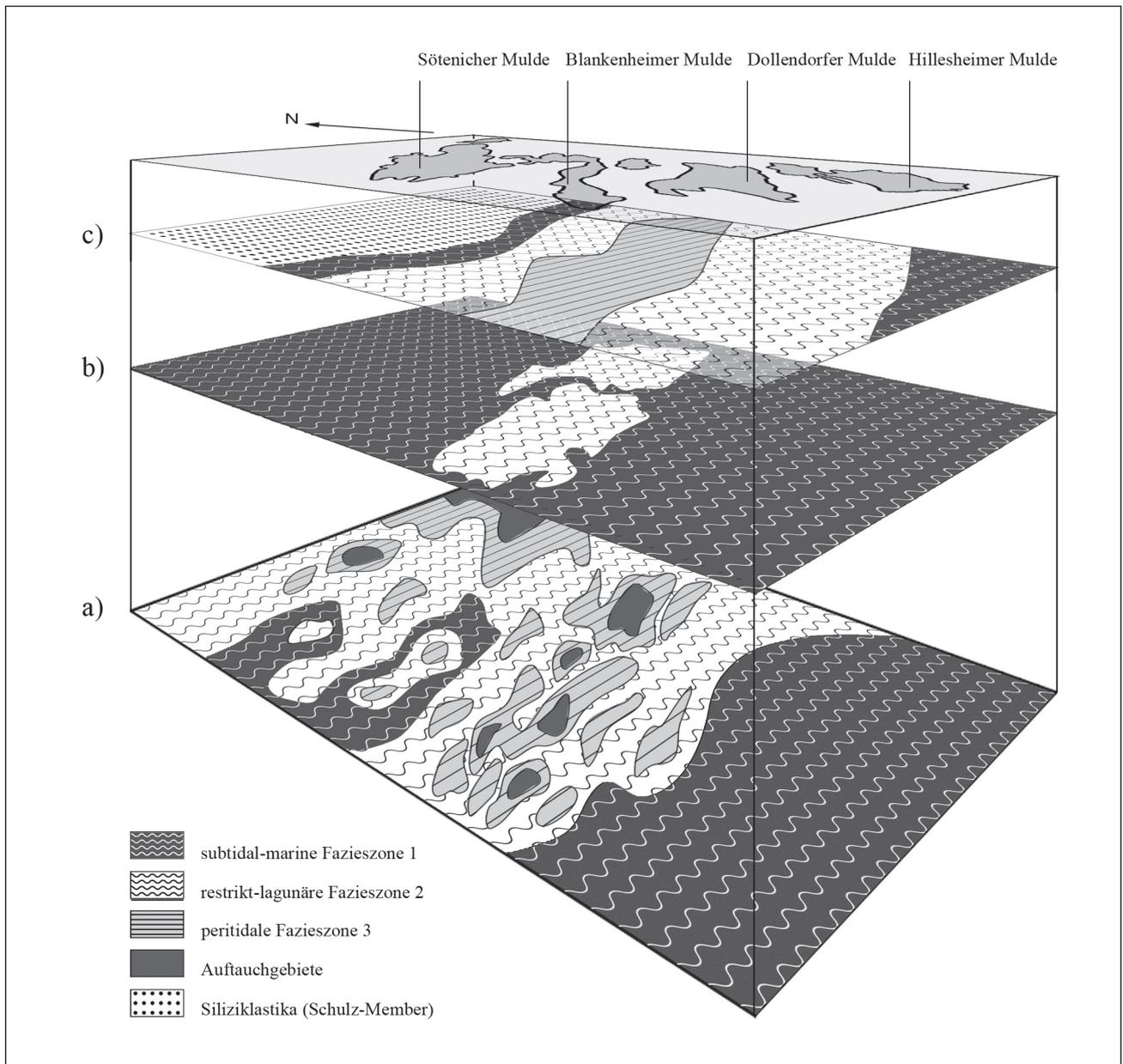


Abbildung 8: Ablagerungsmodell im Bereich der Dreimühlen- bis Rodert-Formation. Die oberste Fläche bildet mit den Umrissen der Kalkmulden den geographischen Bezugsrahmen.

a) Dreimühlen/Spickberg-Fm.: Im nördlichen Bereich (= Sötenicher Mulde) sind autozyklische, hochfrequente Peritidal-Parasequenzen entwickelt, die mit dem Tidal Flat Island-Modell (PRATT & JAMES 1986) kompatibel sind. Im Gebiet der Mitteleifel-Schwelle lassen reduzierte Mächtigkeiten auf geringere Subsidenz und häufigere Auftauchbereiche schließen. Die südlichen Areale des Ablagerungsraumes (= Hillesheimer Mulde) sind zumindest im unteren Teil der Dreimühlen-Fm. permanent subtidal. Erst im oberen Teil der Dreimühlen-Fm. setzen auch hier zyklische Verflachungssequenzen ein.

b) und c) Rodert-Fm.: Erkennbar an der weitgehend ausgeglichenen Faziesverteilung setzt der untere Teil der Rodert-Fm. transgressiv ein. Im Hessenhaus-Member (= b) besteht in Teilen der Dollendorfer und Hillesheimer Mulde noch ein lagunärer Faziesraum (= Vorkommen von Stringocephaliden, vgl. Ft 10). Mit dem Abflauen der transgressiven Tendenz im oberen Drittel der Rodert-Fm. (= c) stellt sich wieder ein progradierendes Faziesmuster ein. Die Sötenicher Mulde wird von klastischen Schüttungen (= Schulz-Member, vgl. Ft 5) erfasst, während sich südlich davon vorwiegend restrikt lagunäre Verhältnisse etablieren.

identisch, die Mächtigkeit der entsprechenden Gesteine scheint aber verglichen mit der Sötenicher Mulde auf etwa 1/3 reduziert. In der Dreimühlen-Formation der Dollendorfer Mulde sind die Aufschlussverhältnisse am ungünstigsten, nur indirekt lässt sich vermuten, dass der regressiv Trend durch

intertidale Überprägung tendenziell subtidaler Verhältnisse (= Ft 19) dokumentiert wird (s.a. SCHRÖDER & SALERNO 2001). In der Hillesheimer Mulde wird anhand der Fazies der oberen Teile des Ley-Members (= Ft 21) der abfallende Meeresspiegel wieder sehr deutlich erkennbar. Zudem wird auch klar, dass

sich der eustatisch erzwungene, regressive Anteil nur auf einen Teilbereich der Dreimühlen-Formation erstreckt, während der überlagernde stratigraphische Bereich (= ?weiterhin Ley-Member, ?Galgenberg-Member) wieder in den normalen Trend eines progredierenden Faziesmusters im Sinne einer sukzessiven Verflachung übergeht. Insgesamt entsteht so ein in sich plausibles Bild, das die Auswirkungen einer milden Regression auf ein Flachmeergebiet mit leichtem Paläorelief zeigt. Auf dieser Grundlage kann es als gesichert gelten, dass die regressiven Anteile der jeweiligen Formationen (Spickberg-, Ermberg- und Dreimühlen-Formation) im Rahmen der Auflösbarkeit synchron sind, und dass diese Formationen insgesamt zumindest einigermaßen synchron sind (s.a. STRUVE 1992: 515). Obwohl die im Rahmen dieser Untersuchung zur Verfügung stehenden Profilinien nicht in allen Mulden die stratigraphischen Niveaus mit den transgressiven Pulsen jeweils am Beginn der Cürten- bzw. der Rodert-Formation erfassen, liegt nahe, dass diese ebenfalls synchronen Charakter besitzen und entsprechend zur Kontrolle von parabiostriatigraphischen Daten verwendet werden können.

2.3.3 Tropische Stürme

Die Auswirkungen von Stürmen auf den Ablagerungsraum sind in vielen Fällen offensichtlich. Das betrifft z.B. die Gefügecharakteristiken der Stromatoporen-Biostrome und die Existenz mancher Mudstone-Lagen innerhalb des Supratidals (= Ft 13). Letztere entsprechen weitgehend Ablagerungen, die tropische Wirbelstürme auf Gezeitebenen hinterlassen haben, z.B. die Hurrikane Betsy und Donna aus den Jahren 1960 bzw. 1965 (cf. BOSELLINI 1991: Abb. 4.13). In anderen Fällen ist die Auswirkung von Stürmen nur indirekt zu erschließen und diese Situation ist besonders für die als Schlammbanken gedeuteten Sedimente des Ft 15 gegeben (s.a. Diskussion zur Fazieszone 3). Naturgemäß sind die flachsten Anteile des Ablagerungsraumes von Stürmen am stärksten betroffen und es sieht zumindest so aus, als könnte der dort vorhandene Akkomodationsraum im Verlauf eines Sturms, vermutlich in nicht mehr als ca. 48 h, zumindest partiell durch Schlammbanken aufgefüllt werden (BOSELLINI 1991: 129). Aufgrund der anzunehmenden ausgeglichenen Sedimentbilanz fehlt dieses Material an anderer Stelle. Gewisse Unstimmigkeiten der gut korrelierbaren Profilinien im Sötenicher Steinbruchgebiet lassen vermuten, dass sich ein durch Stürme erzeugtes negatives Relief durchaus bemerkbar macht und tendenziell die gleiche Größenordnung aufweist wie die weiter oben erwähnten kleineren Vertiefungsereignisse innerhalb der Cürten-Formation bzw. an der Basis der Spickberg-Formation. Unter Umständen überlagern sich damit drei unterschiedliche dynamische Prozesse: autozyklische Peritidal-Parasequenzen, eustatische Meeresspiegelschwankungen und Sturm-induzierte Reliefunterschiede.

2.3.4 Schelfkonfiguration

Allgemeiner Trend – Wie weiter oben dargelegt und bezugnehmend auf Tab. 3 gibt es keinen Faziestyp, der in unmittelbarer Form als wellenresistente Struktur gedeutet werden könnte. Unter energetischen Gesichtspunkten ist der Bildungsbereich der vorgefundenen Faziestypen zwischen Schönwetterwellenbasis und Sturmwellenbasis anzusiedeln. Das

Sedimentationsgeschehen ist somit charakteristisch für eine Rampensituation. Im Norden der Eifel (= Sötenicher Mulde) ist der Ablagerungsraum zudem systematisch flacher als im Süden (= Hillesheimer Mulde). Ersichtlich wird dies anhand von Einschaltungen von Faziestypen der peritidalen Fazieszone 3, die im Norden viel häufiger als im Süden sind. Zudem lässt das Ablagerungsmuster erkennen, dass der Sedimentexport im Norden kaum gelingt. Wenn kein Akkomodationsraum in Form eines relativen Meeresspiegelanstiegs geschaffen wird, bilden sich hochfrequente Peritidal-Parasequenzen. Im Süden scheint der Export von Detritus etwas besser zu funktionieren. Korrespondierend mit regressiven Tendenzen, z.B. im obersten Ley-Member/?Galgenberg-Member (Dreimühlen-Fm.) und im Cistercienser-Member (Rodert-Fm.), wird aber auch hier der Akkomodationsraum sehr knapp. Die resultierenden Verflachungsabfolgen erreichen in diesen Situationen durchaus den peritidalen Bereich. Sollte es einen Schelfknick im Sinne einer distal versteilten Rampe geben, muss dieser entsprechend weit außerhalb des Untersuchungsgebietes liegen. Aufgrund der in Mulden strukturierten Aufschlussituation wird mit abnehmendem Alter der Fundschichten der geographisch erfassbare Raum tendenziell kleiner und die Informationslage somit immer dünner. Es kann der hier vorgenommenen Einschätzung daher nur nützen, dass der Ablagerungsraum der Eifel auch vor dem unteren Givetium tendenziell eine Rampenkonfiguration besitzt. Im Siegenium (\approx Pragium) sind die Gegebenheiten am günstigsten, um das Sedimentationsgeschehen möglichst weit in den Süden zu verfolgen. Nach STETS & SCHÄFER (2002) lässt sich in dieser, allerdings völlig siliziklastisch geprägten, Zeitscheibe eine nördliche (die Eifel einschließende) fluvia-tile bzw. sehr flachmarine Fazieszone feststellen, die weiter südlich in ein tieferes Becken übergeht (= Mosel-Lahn-Trog). Dieses Becken erfährt zusätzlich auch einen siliziklastischen Input von einem noch weiter südlich gelegenen Hochgebiet (= Mitteldeutsche Schwelle sensu STETS & SCHÄFER 2002); die Mitteldeutsche Schwelle verliert aber noch im Verlauf des Siegeniums ihre Wirksamkeit. Erst im Eifelium ist wieder eine Hochstruktur (= Mitteldeutsche Kristallinschwelle) bemerkbar (MEYER & STETS 1980). Im Bereich der Eifel selbst etabliert sich ab dem Emsium ein siliziklastisch/karbonatisch gemischtes und vorwiegend marines Rampensystem, das nach wie vor eine Vertiefung Richtung Süden aufweist (UTESCHER 1992). Für das Eifelium entwickelt FABER (1980) Sedimentationsmodelle, die eine Ost-West gerichtete Polarität (= Karbonatplattform im Osten) und ein Hochgebiet noch innerhalb der südlichen Muldenstrukturen der Eifel beeinhaltet. Besonders letzteres Konzept ist nicht ohne Kritik geblieben und beruht wohl auf einer Fehlinterpretation des *otomari*-Events (HAAS 1994). Einige der von FABER (1980) aus dem Eifelium beschriebenen Faziestypen überschneiden sich bereits mit denen des unteren Givetiums, und es ist daher nicht unerheblich, dass die allgemeine Faziesarchitektur im Eifelium, z.B. mit einem Mud Mound (u.a. POHLER et al. 1999) und einer in südlicher Richtung distaler entwickelten Tempestit-Fazies (REHFELD 1986), besonders gut mit einer Rampenhypothese harmoniert. Die Rampensysteme des Emsiums und des Eifeliums sind durchschnittlich ziemlich hochenergetisch und besitzen, abweichend von den Verhältnissen im unteren Givetium, noch eine karbonatische Barrenfazies, die teils in Form von Fe-imprägnierten Kalk-Oolithen und teils in Form von Trochiten-Kalken entwickelt ist (FABER

1980, UTESCHER 1992). Verglichen damit reflektiert das untere Givetium vor allem die vergrößerte räumliche Ausdehnung des Ablagerungsraumes, der wohl, beginnend mit dem Kacák (= *otomari*)-Event, einer stark ausgeweiteten, epikontinentalen Rampe entspricht. Hohe Produktivität und im Mitteldevon der Eifel allgemein niedrige Subsidenzraten (MEYER & STETS 1980) lassen den Ablagerungsraum noch innerhalb der Loogh-Formation verflachen. Damit treten die für epikontinentalen Rampen typischen Verhältnisse ein, die z.B. in EDINGER et al. (2002) zusammengefasst sind und sich besonders in durch Bodenreibung vermindelter Wasserenergie niederschlagen. Bezogen auf ein Hochgebiet im Osten (= *Istaevoonia* sensu STRUVE 1963 / = Karbonatplattform sensu FABER 1980) und die damit verbundene Ost-West Polarität des Sedimentationsgeschehens ist jede Stellungnahme extrem schwierig. Die hier untersuchten Aufschlüsse im unteren Givetium liegen mehr oder weniger auf einer Nord-Süd-Achse und sind im Prinzip als Teil eines ebenfalls Nord-Süd-orientierten karbonatischen Ablagerungssystems erklärbar. Die paläogeographische Situation (s.a. Kap. 1.2.3) legt eine zusätzliche Ost-West-Komponente nahe. Auch Kartierungen innerhalb der Gerolsteiner und Prümer Mulde, die jeweils in Ost- bzw. West-Fazies gegliedert sind, lassen sich zumindest so interpretieren, dass es wie im Eifelium auch im Givetium eine Vertiefungskomponente in westlicher Richtung geben könnte (SCHWENZER 1965, WINTER 1965). Zur Rekonstruktion des Ablagerungsraumes (s.a. Abb. 8) wird der Schwerpunkt auf die eigenen Daten und den darin überlieferten Nord-Süd-Trend gelegt.

Mittelleifel-Schwelle – Dieses zwischen der Sötenicher und Dollendorfer Mulde vorhandene, vor allem durch die Blankenheimer Mulde erfasste Gebiet ist letztlich die einzige Hochstruktur, die den wahrnehmbaren Nord-Süd-Vertiefungstrend unterbricht und konkret durch Schichtlücken bzw. verminderte Mächtigkeiten innerhalb der Eifel nachweisbar ist. Am intensivsten ist die Wirksamkeit der Mittelleifel-Schwelle im Verlauf des Emsiums (MEYER & STETS 1980, UTESCHER 1992). Verminderte Schichtmächtigkeiten sind aber auch im unteren Givetium noch vorhanden, so z.B. am Fundpunkt Steinbruch Ermberg in der Blankenheimer Mulde. Die zur Unterstützung dieser Feststellung wichtige parabiostatigraphische Kontrolle ist erwartungsgemäß nicht ganz eindeutig. Der untere Teil (etwa 1/4) des Steinbruchs erschließt Faziestypen der Fazieszonen 2 und 3. An stratigraphisch verwertbaren Fossilien treten *Spinatrypina soetenica* (häufig) und *Spinatrypina girzenensis* (sehr selten) auf. Die untersten Bänke bestehen aus Schillkalken mit *Subrensselandia amygdala* (= Ft 10a). Stratigraphisch ist damit eine Einordnung als Cürten- und/oder Dreimühlen-Formation vertretbar. Faziel ist bis auf das Vorkommen des Ft 10a eine Entsprechung mit der Cürten- und eher Spickberg-Formation der Sötenicher Mulde festzustellen. Im weiteren Verlauf des Profils sind, auf ein etwa 6 m mächtiges Stromatoporen-Bioström folgend, Faziestypen der Fazieszone 1 erschlossen. Den Abschluss der Schichtfolge bilden Flat Pebble-Rudstones der Fazieszone 3 (= Ft 17). Aufgrund des Vorkommens von *Grypophyllum denckmanni* ist für den oberen Teil des Steinbruchs eine Zuordnung zur Rodert-Formation möglich (cf. LÜTTE & SCHRÖDER 1998). Unter faziellen Gesichtspunkten ist auch hier eine gute Vergleichbarkeit mit der Rodert-Formation der Sötenicher Mulde gegeben. Das Best Fit

Szenario, das hier auch als Interpretationsgrundlage verwendet wird, sieht vor, dass die untersten stratigraphischen Anteile (= Ft 10a), in Anlehnung an die Verhältnisse in der Hillesheimer Mulde, noch der Cürten-Formation angehören, der Bereich zwischen dem Ft 10a und dem Stromatoporen-Bioström der Dreimühlen-Formation entspricht, und dass ab dem Stromatoporen-Bioström die Rodert-Formation einsetzt. Zu letzterer Einstufung lässt sich argumentieren, dass in der gegebenen Situation nur ein transgressiver Trend des Meeresspiegels den zur Bildung eines 6 m mächtigen Bioströms nötigen Akkommodationsraum schaffen kann. Die durch Flat-Pebble-Rudstones des Ft 17 repräsentierten, stratigraphisch höchsten Anteile des Aufschlusses lassen allerdings schon wieder eine einsetzende Verflachung des Ablagerungsraumes erkennen, dieser Bereich könnte somit als fazielle Vertretung des Schulz-Members (= Ft 5) gedeutet werden. Unter diesen Voraussetzungen beträgt der Dreimühlen-Anteil der Schichtfolge etwa 9 m, während der Rodert-Anteil etwa 25 m beträgt und anscheinend zeitliche Äquivalente des Sötenich-, Münchenrath- und Schulz-Member umfasst.

2.3.5 Terrigener Eintrag, Nährstoffe und Karbonatproduktion

Außer durch Wassertiefe und Wasserqualität unterscheiden sich die Ablagerungsräume der verschiedenen Fazieszonen auch in der terrigenen Beeinflussung. Analog zu Überlegungen in Bezug auf verwandte Bildungen in Belgien geht ein Teil der differenzierten Sedimentbelastung wohl auch darauf zurück, dass der terrigene Tonanteil längere Zeit in Suspension verbleibt und erst in den tieferen und distalere Bereichen endgültig sedimentiert (cf. LECOMTE 1970). Da sich das karbonatische Ablagerungssystem der Eifel aller Wahrscheinlichkeit nach mehr oder weniger hinterlandsfrei auf einer dem Old Red-Kontinent vorgelagerten Hochstruktur etabliert (s.a. Kap. 1.2.3), erscheint es auch durchaus nachvollziehbar, dass die reinsten Kalke in den abgeschirmten lagunären bzw. peritidalen Bereichen abgelagert werden. Unterschiede in der Kapazität, Sediment zu binden bzw. Karbonat zu bilden und zu fixieren, und Abweichungen der trophischen Strukturen wirken sich auf die Sedimentbilanz ebenfalls aus (LEINFELDER & NOSE 1999, POMAR 2001, SCHLAGER 2003, MUTTI & HALLOCK 2003).

Fazieszone 1 – Verglichen mit modernen tropischen Korallenriffen fällt auf, dass die korallendominierten, rezifalen Bildungen der Fazieszone 1 von der vorhandenen terrigenen Beeinflussung nicht beeinträchtigt sind, sondern auf solche Situationen sogar angewiesen sind. Unter diesem Aspekt scheint es sich eher um heterotrophe Gemeinschaften zu handeln, die aus aktualistischer Perspektive vorwiegend in gemäßigten Breiten oder in tieferem Wasser auftreten. Dabei sind geringe Lichtintensität, größere Wassertiefe oder niedrige Temperaturen jeweils fakultative Voraussetzungen, und ein vergleichbares Muster kann sich bei hohen Nährstoffkonzentrationen selbst in tropischen Flachwasserarealen einstellen (cf. JAMES 1997). Von intensiverer Nährstoffversorgung können, z.B. in Form von *Halimeda*, auch phototrophe Organismen profitieren (HALLOCK et al. 1988). Trotz hoher Karbonatproduktion ist das Potential, positive Strukturen aufzubauen, unter Bedingungen des Nährstoffüberschusses aber herabgesetzt

(HALLOCK & SCHLAGER 1986). Unter anderem kann Nährstoffüberschuss zur Ausbildung eher labiler Lithologien (z.B. Bafflestones) beitragen (WOOD 1993: Fig. 1). Wegen der von externen Quellen abhängigen Lebensweise und eventueller z.B. saisonaler Schwankungen dieser Quellen neigen heterotrophe Gemeinschaften zu vergleichsweise instabilem Verhalten (WOOD 1993: 527). Die variable taxonomische Zusammensetzung der korallendominierten Benthosgemeinschaften könnte daher zumindest teilweise auf das generell erhöhte Nährstoffregime zurückgehen. Übertragen auf die Gesamtheit der faziellen Verhältnisse der Fazieszone 1, scheinen tendenziell mesotrophe Verhältnisse mit Modulationen in Richtung auf oligotrophe bzw. bis zu eutroph-dysaeroben Situationen durchaus plausibel. Sehr kurzlebige Benthosgemeinschaften, z.B. Massenvorkommen von tubularen Algen (= Ft 3), zählen dabei zu den verlässlichsten Indikatoren.

Positiv mit einem mesotrophen Szenario korrelierbar ist auch die von KIESSLING et al. (1999) gemachte Beobachtung, dass viele Riffe des Givetiums und Frasniums in Gebieten mit überdurchschnittlicher Upwelling-Wahrscheinlichkeit auftreten. Upwelling-Situationen können, im Sinne eines quasi-ästuarinen Zirkulationsmodells, auch durch lateralen Abfluss von an der Meeresoberfläche konzentriertem, z.B. aus Regen oder Flüssen gespeistem, Süßwasser entstehen (EDINGER et al. 2002). Dieses Modell lässt sich besonders gut auf das untere Givetium der Eifel anwenden, da: a) die Eifel nicht zu den von KIESSLING et al. (1999) ausgewiesenen, paläotopographisch motivierten Upwelling-Gebieten gehört; b) aus früheren Zeitscheiben innerhalb der Eifel ästuarine Verhältnisse bekannt sind (KLEIN et al. 1998) und c) in den Fazieszonen 2 und 3 die erforderlichen humiden und euryhalinen Bedingungen dokumentiert sind. Die eigentlich naheliegendere Hypothese, dass Süßwasserzufluss, Nährstoffe und terrigener Eintrag unmittelbar zusammenhängen und gleichermaßen direkt vom Old Red-Kontinent stammen, ist hingegen nicht ganz so wahrscheinlich. Gegen diese Vorstellung spricht die, bezogen auf die Küstenlinie, vorgelagerte paläogeographische Position der Eifel und das Organismenspektrum der Fazieszone 1, das kaum eindeutig euryhaline, größtenteils aber marine Elemente beinhaltet. Sämtliche auf das Devon bezogene Upwelling-Konzepte haben bezüglich der Eigenschaften des aufströmenden Wassers eine spekulative Komponente, da die devonischen ozeanographischen Faktoren nicht unbedingt mit denen moderner Ozeane übereinstimmen. Die oberen Wasserschichten paläozoischer Ozeane weisen dabei möglicherweise superoligotrophe Verhältnisse auf (MARTIN 1995), während zur Position und Beschaffenheit der Thermo- bzw. Nutrikline keine eindeutigen Daten vorliegen. Unter Berücksichtigung des im Devon herrschenden Treibhausklimas (COPPER 2002) ist es immerhin diskussionswürdig, ob nicht in äquatorialen Bereichen absinkendes, hyperhalines, warmes und damit sauerstoffarmes Wasser die devonischen Ozeane auf stabile Weise unterschichtet und unter normalen Bedingungen nur untergeordnet in Upwelling-artige Strömungsmuster einbezogen wird (WILDE & BERRY 1984, 1986, MAY 1997a,b, KERSHAW 1998: Abb. 16).

Fazieszonen 2 und 3 – Bei den Lithologien der Fazieszonen 2 und 3 handelt es sich zu großen Teilen um hochreine mikritische bis peloidale Kalke mit vergleichsweise wenigen

skelettalen Komponenten. Dennoch füllen die gebildeten Karbonate den vorhandenen Akkomodationsraum sehr schnell auf und werden teilweise auch in die Fazieszone 1 exportiert. Da skelettale Komponenten selten sind, ist der Ursprung des Mikrits nicht eindeutig feststellbar. Aufgrund der vorhandenen Calcisphaeren (= Reproduktionszysten) scheinen leicht zerfallende, vorwiegend extern verkalkende Algen-Thalli eine mögliche Quelle. Ziemlich sicher stellt die biologisch induzierte Karbonatfällung innerhalb von Biofilmen eine weitere Mikrit-Quelle dar. Konkret fassbar sind Biofilme vor allem in Form der Mud- Packstone Wechsellagerungen des Ft 13, die auch als extensive Stromatolithen bezeichnet werden können. Insgesamt ist es daher plausibel, dass phototrophe Organismen die trophische Struktur innerhalb dieser Fazieszonen bestimmen. Die Thematik biologisch induzierter Verkalkung ist äußerst komplex (WEBB 2001), zudem verhalten sich die allgemeinen Rahmenbedingungen (CO_2/O_2 -Konzentrationen) nicht aktualistisch (BERNER 2004, COPPER 2002). Vereinfachend sollte das sehr flache Wasser in Kombination mit dem CO_2 -Verbrauch durch phototrophe Organismen die Karbonatfällung im Milieu der Fazieszonen 2 und 3 deutlich begünstigen (cf. HALLOCK 1997). Außerdem ist die Fazieszone 3 ein Milieu aktiver, synsedimentärer Diagenese, die letztlich auch als abiotische Kalkfällung interpretierbar ist. Ob die Nährstoffsituation von den tendenziell mesotrophen Bedingungen der Fazieszone 1 abweicht, kann aus dem vorhandenen Organismenspektrum nicht direkt abgeleitet werden. Prinzipiell ist zu erwarten, dass autotrophe Organismen mit oligotrophen Verhältnissen zurecht kommen, gleichzeitig sind entsprechende Biozönosen mit Mikroben, Cyanophyteen und peripher verkalkenden Algen nicht primär in die eine oder andere Richtung Nährstoff-limitiert. Im Hinblick auf das erwähnte quasi-ästuarine Zirkulationsmodell zeichnen sich die restrikt lagunären Bereiche des Ablagerungsraumes allerdings gerade durch mangelnde Durchmischung aus und müssten entsprechend an Nährstoffen verarmen bzw. erheblichen (z.B. saisonalen) Schwankungen unterliegen.

Stromatoporen-Biostrome – Verglichen mit der Verteilung von korallendominierten Bildungen zeigen die Vorkommen von Stromatoporen ein deutlich abweichendes Muster. Im Gegensatz zu Korallen können Stromatoporen auch in der Fazieszone 2 rezifale Strukturen bilden. Innerhalb der Fazieszone 1 schließen sich Korallen und Stromatoporen zwar nicht völlig aus, tendenziell dominiert aber immer eine der beiden Gruppen. In beiden Situationen (Fazieszonen 1 und 2) ist das massive Auftreten von Stromatoporen an minimierte Hintergrundsedimentation (= terrigener Influx und mehr oder weniger lokal erzeugter Karbonatschlamm) gebunden. Zur Deutung dieses Verteilungsmusters kommen grundsätzlich mehrere Umweltvariablen in Frage, wobei Wassertrübe und Hintergrundsedimentation offensichtlich besonders limitierend auf Stromatoporen wirken. Bezogen auf die Nährstoffsituation scheinen Stromatoporen zudem auf den trophischen Gradienten innerhalb der Fazieszone 1 empfindlicher zu reagieren als auf den trophischen Gradienten zwischen den Fazieszonen 1 und 2. Die von Korallen abweichenden Umweltpreferenzen lassen sich so deuten, dass Stromatoporen andere trophische Ressourcen nutzen und tendenziell an oligotrophe Umgebungen etwas besser angepasst sind als Korallen. Nahe-

liegende Ernährungsstrategien sind dabei das Filtrieren bzw. Kultivieren von Bakterien (KRAUTTER 1997) oder alternativ die Symbiose mit phototrophen Organismen. Von rezenten, mit Stromatoporen vergleichbaren Organismen, z.B. *Astrosclera willeyana* und anderen korallinen Schwämmen sind keine Photosymbionten bekannt; allerdings beherbergen diese Formen eine größere Anzahl unterschiedlicher Mikroben (WÖRHEIDE 1998). Die vergleichsweise äußerst geringen Wachstumsraten von *Astrosclera* und anderer rezenter koralliner Schwämme gehören gleichzeitig zu den Argumenten, die photosymbiotische Beziehungen von paläozoischen Stromatoporen unterstützen (WOOD 1999, COPPER 2002). Vorausgesetzt es gab Symbionten, scheint es sich dabei, abweichend von zooxanthellaten Steinkorallen, um prokaryotische Symbionten und somit auch um ein enzymatisch anderes Niveau zu handeln (BRUNTON & DIXON 1994). Um die letztlich spekulative Debatte über eventuelle Symbionten von Stromatoporen weiter zu relativieren, lassen Untersuchungen moderner Schwamm-Populationen sehr flexible, mixotrophe Ernährungsstrategien erkennen. Sofern das Schwamm-Spektrum phototrophe Elemente enthält, kann, abhängig von Nährstoffgehalt und Lichtintensität, die Bedeutung der phototrophen bzw. heterotrophen Ernährungskomponente variieren (WILKINSON 1986, 1987). Auf die vorhandenen Stromatoporen-Taxa zurückkommend, sind die jeweilig möglichen Ernährungsstrategien unterschiedlich wahrscheinlich, da unter funktionsmorphologischen Gesichtspunkten zur optimierten Lichtausnutzung ein günstiges Verhältnis von Oberfläche zu Volumen wichtig ist (WOOD 1999: 326f). Bei Stromatoporen erscheint dabei außer der allgemeinen Wuchsform auch die Beziehung des Gewebes zum basalen Kalkskelett entscheidend. Taxa mit sehr dünner Gewebeauflage sind für photosymbiotische Aktivitäten potentiell am geeignetsten. Solche Taxa sind unter anderem an oberflächlich im Skelett eingekerbten Astrorhizenkanälen zu erkennen (WOOD 1987: 35). Anhand von Überlegungen zur Biomineralisation des Skelettes vermuten STEARN & PICKETT (1994) bei den Actinostromatida nur eine dünne und periphere Gewebeschicht, während bei den Stromatoporellida und Stromatoporida die Interaktion von lebendem Gewebe mit dem Skelett ausgeprägter ist.

3. Systematik der Stromatoporen

3.1 Allgemeines zur Taxonomie paläozoischer Stromatoporen

3.1.1 Systematische Zuordnung der Stromatoporen

Mit der Untersuchung koralliner Schwämme durch HARTMAN & GOREAU (1970) setzt ein Paradigmenwechsel bei der Deutung des Stromatoporen-Bauplans ein (STEARNS 1972, 1975a, 1984, STEARN & PICKETT 1994). Während Stromatoporen davor noch den verschiedensten Organismengruppen (zuletzt überwiegend den Hydrozoen) zugeordnet wurden, ist mittlerweile weitgehend akzeptiert, dass es sich bei Stromatoporen um Poriferen handelt. Bei modernen Vertretern der Schwämme mit basalem Kalkskelett, ebenso wie bei mesozoischen Stromatoporen, legen auf Spicula gestützte Systematiken nahe, dass es sich um heterogen zusammengesetzte Gruppen handelt

(REITNER 1991, WOOD 1987, 1991). In der Folge gehen die Meinungen, ob paläozoische Stromatoporen nicht auch eine polyphyletische Gruppe bilden, und welche Informationen rein auf basale Kalkskelette gestützte systematische Konzepte transportieren, auseinander. Da in paläozoischen Stromatoporen bisher keine Spicula nachgewiesen wurden, bieten sich für taxonomisch/systematische Betrachtungen allerdings keine ernsthaften Alternativen an. Die von STEARN et al. (1999) vorgelegte Klassifikation ist, verglichen mit vorhergehenden Klassifikationen für paläozoische Stromatoporen, unbestreitbar die fortschrittlichste und konsistenteste. Mit marginalen Einschränkungen, die in den entsprechenden Textpassagen begründet werden, folgt diese Arbeit der Systematik von STEARN et al. (1999).

3.1.2 Hinweise zur Bestimmung und zur Terminologie

Stromatoporen-Skelette (Coenostea) bestehen normalerweise aus einem repetitiven Muster von vertikalen (z.B. Pilae oder Pfeiler) und horizontalen (z.B. Laminae) Skelettelementen (s.a. Abb. 9). Zur Untersuchung der dreidimensionalen Skelettarchitektur sind, bezogen auf die Wuchsrichtung, vertikal und tangential orientierte Dünnschliffe notwendig. Auf höherer systematischer Ebene sind Anordnung und Beschaffenheit der Skelettelemente entscheidende Kriterien. Zur Artabgrenzung sind zusätzlich die Dimensionen der Skelettelemente, sowie deren Abstände im Skelett wesentlich. Zur Vermessung der Abstände der Skelettelemente wird üblicherweise deren Anzahl auf einer bestimmten Messstrecke ermittelt. Literaturangaben beziehen sich teilweise auf 1 mm, teilweise auf 2 mm und teilweise auf 5 mm Messstrecke. In modernen Arbeiten werden die Abstände meistens über 2 mm Messstrecke und etwa 10 Messungen ermittelt. Dieses Vorgehen wird hier übernommen. Angaben, denen unterschiedliche Messstrecken zugrundeliegen, lassen sich zwar umrechnen, entsprechen dann aber nicht exakt den tatsächlichen Verhältnissen. Wenn es zur besseren Vergleichbarkeit nötig erscheint, werden in den jeweiligen Artbeschreibungen auch Angaben bezogen auf 1 mm oder 5 mm Strecke gemacht. Die Messungen beginnen in der Mitte der Skelettelemente.

Zur Beschreibung der Anordnung und Beschaffenheit der Skelettelemente, sowie der verbliebenen Hohlräume (= Galerien) werden in der Literatur eine Fülle von Fachausdrücken verwendet.

Ein Glossar in deutscher Sprache findet sich bei FLÜGEL (1959). Die aktuellste Zusammenstellung der morphologischen Termini ist in STEARN et al. (1999: 4–10, Abb. 1–2) publiziert. Viele in der Literatur verwendeten Begriffe sind wertfrei und rein beschreibend, manche beruhen auf unterschiedlichen (teilweise überholten) systematischen oder funktionsmorphologischen Konzepten. Es wurde versucht, in dieser Hinsicht widersprüchlich auslegbare Begriffe so weit als möglich zu vermeiden oder erklärend zu ergänzen. Es scheint aber unnötig, auf verbreitete und gut eingeführte Bezeichnungen, wie z.B. Coenosteum (der Begriff bezieht sich eigentlich auf koloniebildende Organismen), zu verzichten. Eine Reihe von Strukturen des Stromatoporen-Skelettes, z.B. Latilaminae (= interne Wachstumsoberflächen), Mamelonen (= Aufwölbungen der Skelettoberfläche) und damit verbundene Astrorhizen (= radial

angeordnete kanalartige Strukturen an der Skelettoberfläche) sowie die Gesamtmorphologie des Skelettes, werden auch von Umweltbedingungen beeinflusst. Die aktuellste Darstellung dieser Thematik findet sich in KERSHAW (1998).

3.1.3 Mikrostruktur (vgl. Abb. 9)

Der interne Aufbau der Skelettelemente wird als Mikrostruktur bezeichnet. Die verschiedenen Mikrostruktur-Typen

werden in STEARN (1966a) ausführlich dargelegt. Phänomene, von denen angenommen werden kann, dass sie überwiegend Aspekte der ursprünglichen Biomineralisation bewahren, werden als primäre Mikrostrukturen bezeichnet. Im einfachsten Fall sind die Skelettelemente einheitlich aufgebaut (= kompakte Mikrostruktur). Komplex strukturierte Skelettelemente zeigen hingegen deutlich definierte und im Idealfall einheitlich und regelmäßig angeordnete Inhomogenitäten. Zur Beschreibung dieser Inhomogenitäten gibt es Termini, die sich auf im Durch-

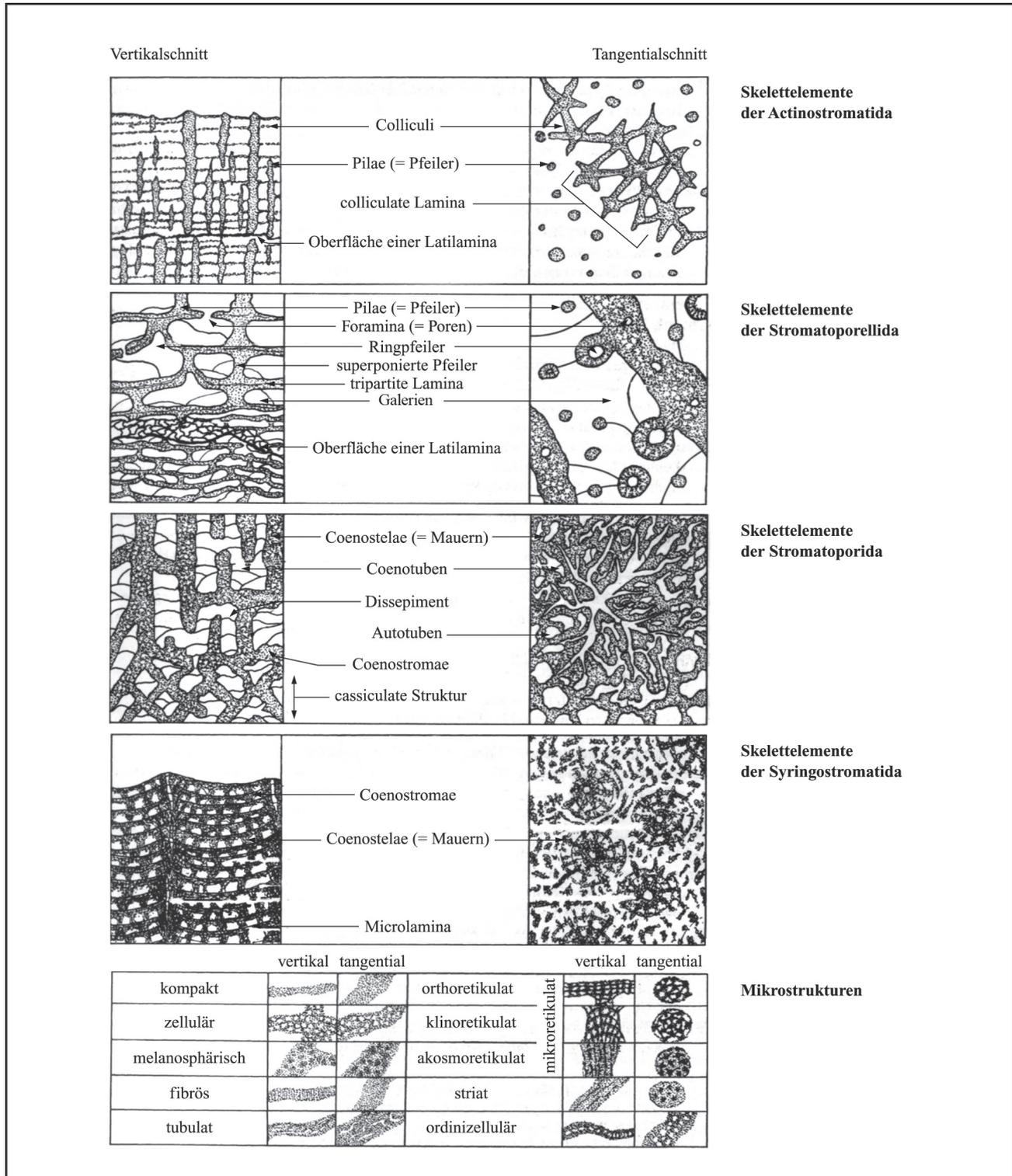


Abbildung 9: Morphologische Elemente von Stromatoporen-Skeletten, vereinfacht nach STEARN et al. (1999).

licht helle Strukturen beziehen. Damit lassen sich unter anderem kleinere Hohlräume (= Zellulen, zelluläre Mikrostruktur), größere Hohlräume (= Vakuolen, vakuolate Mikrostruktur) und feine Röhren (= Tubuli, tubulate Mikrostruktur) erfassen. Parallel gibt es Termini, die im Durchlicht dunkle Strukturelemente berücksichtigen. Wenn die Skelettelemente aus kleineren Mikroskelettelementen bestehen, spricht man von mikroretikulater Mikrostruktur, im Fall von kleinen runden Körpern von melanosphärischer Mikrostruktur. In STOCK (1989) werden mikroretikulate Mikrostrukturen (es werden 3 Untertypen unterschieden, vgl. Abb. 9) detailliert beschrieben und diskutiert. Auf einer deskriptiven Ebene sind die genannten Begriffe komplementär, und so werden sie innerhalb dieser Arbeit auch verwendet. Gleichzeitig sind mit diesen Begriffen interpretative Konzepte verknüpft, deren Diskussion meiner Ansicht nach noch nicht abgeschlossen ist. Für STOCK (1989) sind zelluläre und mikroretikulate Mikrostrukturen Aspekte nur eines Phänomens. Mikroskelettelemente bilden ein offenes Gerüst, aber auch der korrespondierende Hohlraum stellt ein Kontinuum dar. Statt Zellulen, ein Begriff der die Existenz isolierter Hohlräume impliziert, ist daher die Bezeichnung Mikrogalerien angebracht. Melanosphären werden als die Querschnitte der einzelnen Stäbchen des Mikroretikulums gedeutet. Hingegen hält STEARN (1993a) es für wahrscheinlicher, dass zwischen mikroretikulaten und zellulären Mikrostrukturen fundamentale Unterschiede (auch im Sinne unterschiedlicher Entwicklungslinien) bestehen.

Diese Sichtweise findet sich in der Klassifikation von STEARN et al. (1999) wieder. Für die Beurteilung dieser Konzepte ist letztlich wichtig, in welchem funktionalen Zusammenhang Mikrostrukturen zu deuten sind, und wie Mikrostrukturen gebildet werden. Modelle zur Biomineralisation von Stromatoporen diskutieren STEARN (1975a) und STEARN & PICKETT (1994).

Skelettmineralogie – Mit entscheidend für die Beurteilung, ob Mikrostrukturen primär und damit taxonomisch relevant sind, ist die ursprüngliche Zusammensetzung der Skelettsubstanz. Die Stromatoporen-Skelette liegen jetzt als Calcit (Tief-Magnesium-Calcit) vor. Es steht aber zur Diskussion, ob die ursprüngliche Skelettmineralisation in Form von Calcit oder Aragonit erfolgte. Für viele devonische Stromatoporen ist es allerdings wahrscheinlich, dass sie ursprünglich aus Calcit (Hoch-Magnesium-Calcit) bestanden (RUSH & CHAFETZ 1991).

Erhaltung – Wenn auch in sehr unterschiedlichem Umfang sind sämtliche untersuchten Exemplare von Rekristallisationsprozessen betroffen. Diese reichen von leichten Veränderungen der Mikrostruktur, mit etwas diffuseren Begrenzungslinien

einzelner struktureller Elemente, bis zur mehr oder weniger partiellen Auflösung der Makrostruktur. Übergangsstadien zeichnen sich durch Aufhellung der Skelettelemente, Eintrübung des Lumenzementes bzw. insgesamt reduzierte Kontraste aus. In einigen Fällen treten flocculente oder fibröse Mikrostrukturen auf. Als flocculent wird das Skelett bezeichnet, wenn es aus unregelmäßigen hellen und dunklen Flecken zusammengesetzt scheint, als fibrös, wenn hellere und dunklere Zonen sehr schmal, alternierend und in bevorzugten Richtungen orientiert sind. Während für flocculente Mikrostrukturen allgemein angenommen wird, dass sie sekundären Ursprungs sind, treten fibröse Strukturen bei manchen Gattungen auch primär auf (cf. STEARN 1966a).

3.2 Beschreibung der Stromatoporen-Arten

Stamm Porifera GRANT, 1836

Klasse Stromatoporoidea NICHOLSON & MURIE, 1878

Ordnung Clathrodictyida BOGOYAVLENSKAYA, 1969

Familie Gerronostromatidae BOGOYAVLENSKAYA, 1969

Gattung *Gerronostroma* YAVORSKY, 1931

Typusart: *Gerronostroma elegans* YAVORSKY, 1931

Diagnose: siehe STEARN et al. (1999: 28).

Bemerkungen: Bei *Gerronostroma* akzeptieren STEARN et al. (1999: 28) die Länge der Pfeiler (superponiert/nicht superponiert bzw. superponiert/durchlaufend) nicht als Kriterium zur Gattungsabgrenzung. Die auf dieser Grundlage von YAVORSKY (1960) aufgestellte Gattung *Clathrostroma* wird daher als jüngeres Synonym von *Gerronostroma* gewertet. Allerdings modifizieren KHALFINA & YAVORSKY (1971: 118) die Diagnose von *Clathrostroma* und heben den komplexen Charakter der vertikalen Skelettelemente hervor, die teils Mauern bilden, teils oben trichterförmig verbreitert sind. Diese Eigenschaften sind konträr zur Gattungsdiagnose von *Gerronostroma*, die ausschließlich relativ einfach gebaute Pfeiler beinhaltet (STEARNS et al. 1999: 28). Aus dieser Perspektive ist die Gattungsdiagnose von *Gerronostroma* widersprüchlich, oder *Gerronostroma* und *Clathrostroma* sind keine Synonyme.

Gerronostroma batschatense YAVORSKY, 1931

Taf. 5, Fig.1; Tab. 4

* 1931 *Gerronostroma batschatensis* YAVORSKY: 1407, Taf. 2, Fig. 9; Taf. 3, Fig. 1.

Tabelle 4: Skelettdimensionen von *Gerronostroma batschatense* YAVORSKY, 1931.

| BSPG 2006 IX | Parameter | X | s | min. | max. | n |
|--------------|---------------------|------|-------|------|------|----|
| 1 | Pilae/2mm: | 7,6 | 1,27 | 6 | 9 | 10 |
| | Laminae/2mm: | 8,9 | 0,89 | 8 | 10 | 9 |
| | Pilae-Breite (mm): | 0,11 | 0,023 | 0,07 | 0,15 | 10 |
| | Laminae-Dicke (mm): | 0,66 | 0,024 | 0,04 | 0,12 | 10 |

X=Mittelwert, s=Standardabweichung, n=Anzahl der Messungen

- 1968 *Gerronostroma batschatense* – FLÜGEL & FLÜGEL-KAHLER: 42.
 1984 *Gerronostroma batschatense* – KHROMYCH: 114, Taf. 6, Fig. 2.
 1995 *Gerronostroma batschatense* – KREBEDÜNKEL: 62–63, Taf. 7, Figs. 3, 4.

Material: BSPG 2006 IX 1.

Äußere Merkmale: Die Wuchsform des kleinen Fragments (4 x 4 x 2 cm) ist dünnlagig. Oberflächenmerkmale sind nicht erkennbar.

Innerer Aufbau: Der im Dünnschliffbild zu erkennende stark undulierende Habitus deutet an, dass Mamelonen im Abstand von 4–8 mm, mit einer Höhe von ca. 1–2 mm und einem Durchmesser von 3–4 mm ausgebildet sind. Die Mamelonen zeigen meistens eine zentrale Öffnung von 0,3–0,7 mm Durchmesser (= vertikale Astrorhizenkanäle). Etwas dünnere Astrorhizenkanäle, ca. 0,2–0,3 mm Durchmesser bei maximal 2 mm beobachteter Länge, sind auf die Bereiche der Mamelonen beschränkt.

Im Vertikalschnitt bilden Laminae und Pilae ein subquadratisches bis rechteckiges Muster, wobei die Galerien meist etwas breiter als hoch sind. Generell sind die Pilae etwas dicker als die Laminae, es kommen ≈ 8 Pilae und ≈ 9 Laminae auf 2 mm Strecke. Die genauen Dimensionen finden sich in Tabelle 4. Das Skelettgitter wirkt bezogen auf Pilae und Laminae gleichermaßen kontinuierlich, manchmal scheinen die Pilae von den Laminae unterbrochen, an anderen Stellen ist es genau umgekehrt. Je nach Situation erscheinen die Pilae daher durchlaufend oder superponiert. Die zumeist oben und unten verbreiterten (= spulenförmigen) Pilae durchsetzen, bedingt durch die stark wellige Wuchsform des Coenosteums, zumeist nur 4–6 Interlaminarräume, im Extremfall sind es aber bis zu 12 Interlaminarräume. In den intraskelettalen Hohlräumen sind dünne ($\approx 0,02$ mm), zumeist nach oben konvexe Dissepimente entwickelt. Zwischen den Dissepimenten und den Laminae können zusätzliche vertikale Skelettelemente vorhanden sein, manchmal auch Pilae enden bzw. beginnen. Neu eingeschaltete Laminae spalten sich unter sehr flachem Winkel von bestehenden Laminae ab, seltener gehen sie lateral aus Dissepimenten hervor.

Im Tangentialschnitt liegen die Laminae überwiegend in Form von konzentrischen Ringen um die Achsen der Mamelonen vor. In den wenigen Sektoren mit tangential angeschnittenen Laminae sind gelegentlich Foramina mit 0,08–0,10 mm Durchmesser, im Abstand von $\approx 0,2$ –0,4 mm, zu erkennen. Die Pilae haben runde Querschnitte, deren Durchmesser betragen direkt ober- bzw. unterhalb der Laminae bis zu 0,18 mm, im Interlaminarraum sind es $\approx 0,06$ –0,10 mm. Teilweise sind die Pilae durch geschwungen verlaufende Dissepimente miteinander verbunden. Die sehr selten neben den runden Querschnitten der Pilae auftretenden kurzen vermiformen Umrisse treten nur in direkter Nähe zu den Laminae oder in Verbindung mit Dissepimenten auf.

Die Mikrostruktur der Laminae und Pilae wirkt homogen, oder es sind schlecht definierte Inhomogenitäten $<0,01$ mm, manchmal in Form eines granulösen Erscheinungsbildes, zu erkennen (= kompakte Mikrostruktur sensu STEARN 1966a: 78). Selten ist in der Mitte der Laminae ein heller Streifen ausgebildet. Es handelt sich dabei aber keinesfalls um eine Mikrostruktur im Sinne tripartiter Laminae, sondern um zwei

sehr dicht beieinander stehende Laminae. Soweit erkennbar spreizen diese Bereiche lateral auf, und bei genügend großem Abstand werden Pilae sichtbar.

Diskussion: Da das Skelettgitter, bei kompakter Mikrostruktur, aus schichtförmigen Laminae und einfach gebauten Pilae besteht, ist die Zugehörigkeit zur Gattung *Gerronostroma* eindeutig. Die Dimensionen und andere Details (Häufigkeit der Dissepimente, Mamelonen mit zentralen Astrorhizenkanälen = Astrorhizal Cylinders sensu YAVORSKY 1931) stimmen gut mit denen von *Gerronostroma batschatense* YAVORSKY, 1931 überein. Schon YAVORSKY (1931: 1407) vergleicht *G. batschatense* unter dem Hinweis auf signifikante Unterschiede mit *Actinostroma verrucosum*. Bei *A. verrucosum* liegen abweichend von *G. batschatense* die Laminae in Form von Colliculi vor, die vertikalen Skelettelemente sind teilweise komplexer gebaut, zumindest aber v-förmig nach oben verbreitert.

Verbreitung: Das einzige gefundene Exemplar bildet den Erstnachweis von *Gerronostroma batschatense* YAVORSKY, 1931 und von *Gerronostroma* überhaupt aus der Eifel. STEARN (1966a: 101) weist allerdings darauf hin, dass es sich bei einigen aus der Gerolsteiner Mulde stammenden und von NICHOLSON zu *Actinostroma* gestellten Exemplaren ebenfalls um *Gerronostroma* handeln könnte. *Gerronostroma batschatense* YAVORSKY, 1931 wird aus dem Mitteldevon Westsibiriens (Kuznets Becken, Kolyma Flusstal) und aus dem Givetium (Odershäuser Schichten) des Bergischen Landes beschrieben (KREBEDÜNKEL 1995).

Gattung *Gerronostromina* KHALFINA & YAVORSKY, 1971

Typusart: *Gerronostroma kitatense* YAVORSKY, 1961

Diagnose: siehe KHALFINA & YAVORSKY (1971: 119), BOGOYAVLENSKAYA & KHROMYCH (1985: 77) und die folgenden Bemerkungen.

Bemerkungen: Bei *Gerronostromina* liegen die vertikalen Skelettelemente vorwiegend in Form von kurzen Mauern bzw. Coenostelae vor (= Vertikalnye Plastiny sensu KHALFINA & YAVORSKY 1971). Im Interlaminarraum sind in tangentialen Schnittlagen teils runde Querschnitte, teils komplexe vermiforme bis annähernd kreisförmig gebogene Strukturen vorhanden (cf. YAVORSKY 1961: Taf. 4, Figs. 4, 5). In dieser Beziehung ist *Gerronostromina* mit *Coenostelodictyon* oder *Schistodictyon* (cf. STEARN 1991: 614, STEARN et al. 1999: 30, 32) durchaus vergleichbar. Die vertikalen Skelettelemente sind aber, vergleichbar mit *Gerronostroma*, systematisch superponiert. Abweichend von *Atelodictyon* (cf. STEARN 1991: 618, STEARN et al. 1999: 29) sind die Coenostelae im Interlaminarraum lateral nicht zu Netz-Strukturen verbunden. Außerdem sind bei *Atelodictyon* die vertikalen Skelettelemente nicht systematisch superponiert. Damit lässt sich *Gerronostromina* im Umfeld der genannten Gattungen eindeutig abgrenzen. Der Auffassung, dass *Gerronostromina* ein jüngeres Synonym von *Hermatostromella* ist (STEARNS et al. 1999: 44–45), kann nicht zugestimmt werden. Die Eigenschaften der Typusart von *Gerronostromina* (*Gerronostroma kitatense* YAVORSKY, 1961): kompakte Mikrostruktur, vertikale Skelettelemente in Form von Coenostelae sowie Laminae, die tendenziell dünner als die Coenostelae ausfallen, sind mit einer Zuordnung zu *Hermatostromella* nicht vereinbar. Zudem stammt das Typmaterial von *G. kitatense* aus dem Mitteldevon sehr

wahrscheinlich aus dem Givetium (YAVORSKY 1961: 13), während das gesicherte Auftreten von *Hermatostromella* nach STEARN et al. (1999: 44) auf das Pridolium bis Emsium beschränkt sein soll.

Gerronostromina cf. kitatense (YAVORSKY, 1961)

Taf. 6, Figs 1, 2; Tab. 5

cf. 1961 *Gerronostroma kitatense* YAVORSKY: 12–13, Taf. 4, Figs. 1–5.

cf. 1997 *Gerronostoma* sp. B WEBBY & ZHEN: 23, Fig. 9C–E.

Material: BSPG 2006 IX 2–13.

Äußere Merkmale: Die Exemplare besitzen, soweit feststellbar, inkrustierende bis dicklagige Wuchsform. Das größte Exemplar misst, bei 12 cm Höhe, 40 cm im Durchmesser.

Innerer Aufbau: Die meisten Exemplare zeigen Latilaminae von 2–6 mm vertikaler Erstreckung. Die Latilaminae können durch deutliche Wachstumsunterbrechungen mit Sparritsäumen, Sedimentinfiltrationen und Inkrustationen durch andere Organismen (z.B. tabulate Korallen) definiert sein. Teilweise finden sich auch basale Lagen aus besonders dünnen, weitständigen und unregelmäßig angeordneten Skelettelementen. Die Wachstumsoberflächen sind häufig durch Mamelonen gewellt. Diese sind etwa 2–3 mm hoch, ebenso breit und fast

immer mit Astrorhizenkanälen assoziiert. Dabei münden im Zentrum einer Mamelone mehrere horizontal verlaufende, $\approx 0,2$ – $0,3$ mm breite Astrorhizenkanäle in einen kurzen (max. bis 1,5 mm langen), vertikal verlaufenden Astrorhizenkanal (bis zu $\approx 0,4$ mm Durchmesser). Astrorhizenkanäle treten allerdings auch unabhängig von Mamelonen auf. Die Dichte der Mamelonen schwankt von Exemplar zu Exemplar, der minimale Abstand beträgt 7–10 mm. Eine Superponierung der Mamelonen in vertikaler Richtung (= Astrorhizalzyylinder) ist nicht festzustellen.

Im Vertikalschnitt besteht das Skelettgitter aus parallelen, kontinuierlichen Laminae sowie aus zu diesen mehr oder weniger senkrecht orientierten, deutlich unterbrochenen, aber systematisch superponierten vertikalen Skelettelementen. Die Superponierung reicht im Extremfall fast über den gesamten Latilaminarraum (bis zu 20 Interlaminarräume), meistens sind es 3–8 Interlaminarräume. Die vertikalen Skelettelemente besitzen zylindrische, manchmal nach oben etwas verbreiterte Umriss, deren Breite ($\approx 0,07$ – $0,30$ mm) relativ heterogen ist. Gelegentlich scheinen sich breitere vertikale Skelettelemente im nächsten Interlaminarraum durch ein bis zwei (parallele oder etwas schräge) dünnere vertikale Skelettelemente fortzusetzen. Abgesehen von diesen eher untergeordnet auftretenden Abweichungen wirkt das Skelettgitter regelmäßig; dessen Dimensionen sind Tabelle 5 zu entnehmen. Die Galerien sind

Tabelle 5: Skelettdimensionen von *Gerronostromina cf. kitatense* (YAVORSKY, 1961).

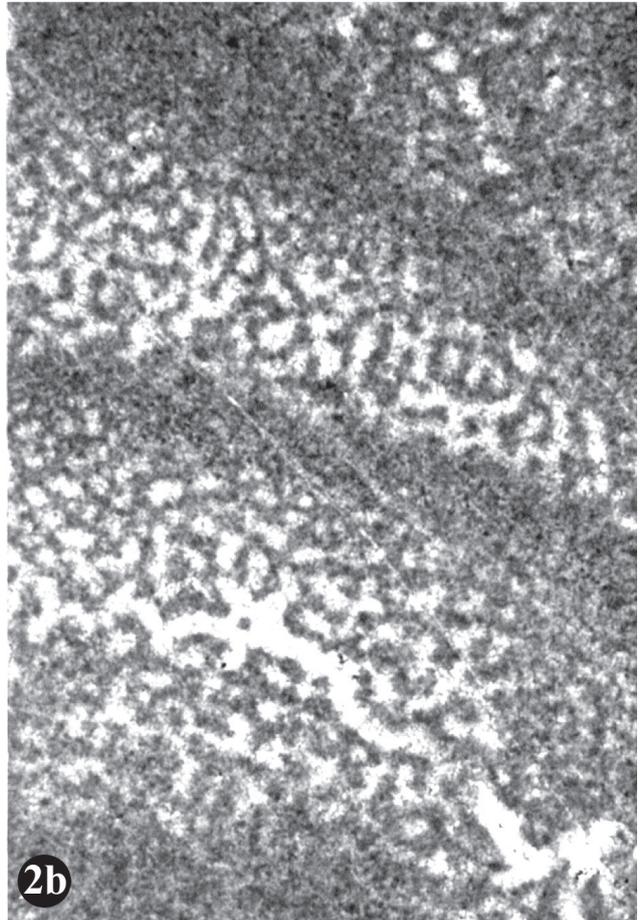
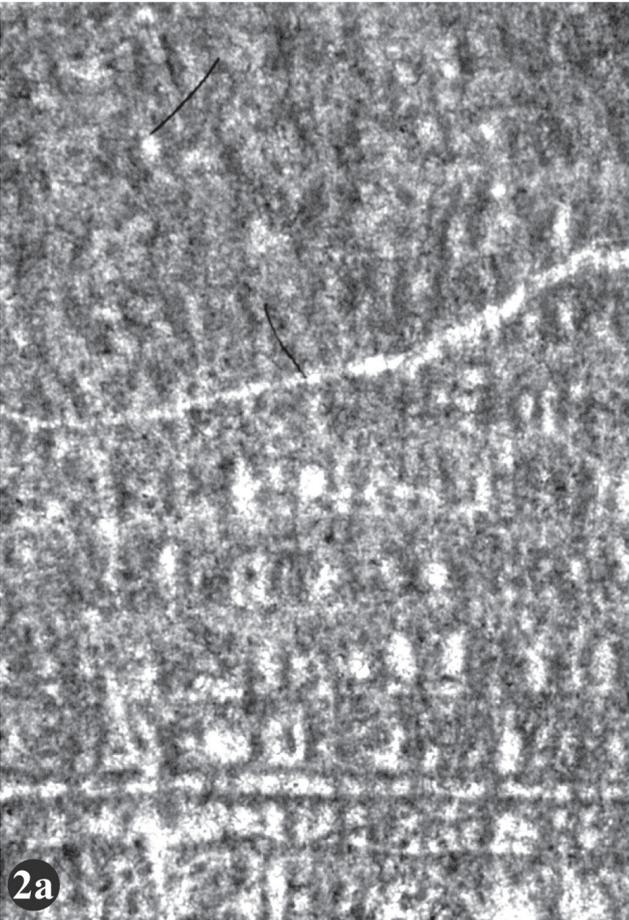
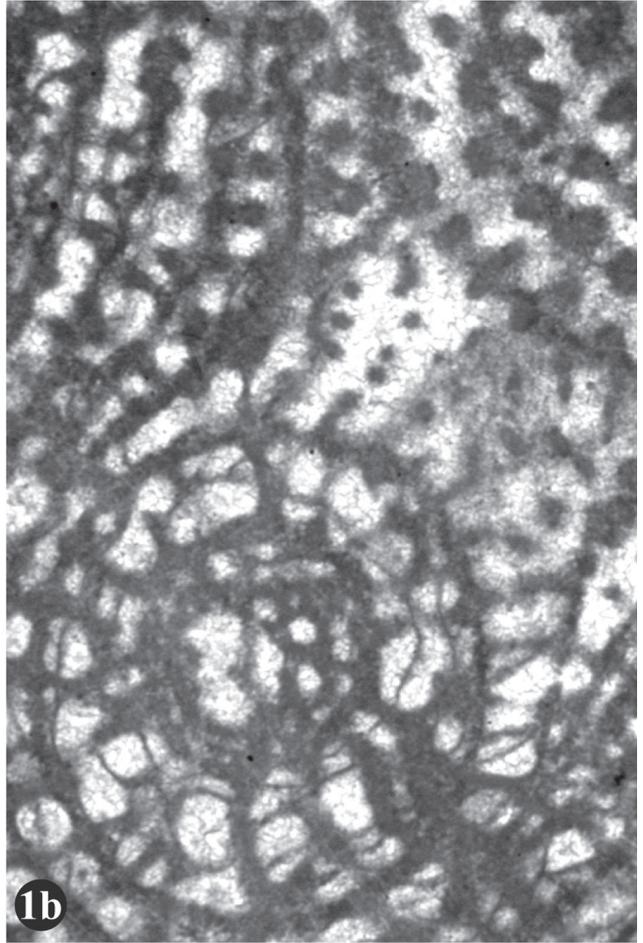
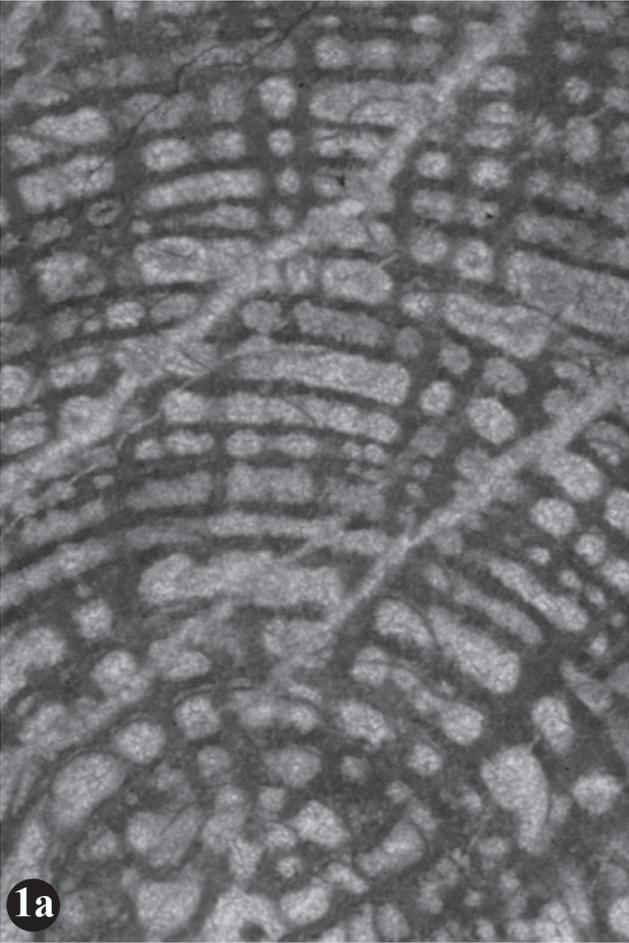
| BSPG 2006 IX | Parameter | X | s | min. | max. | n |
|--------------|--------------------------|------|-------|------|------|----|
| 5 | Coenostelae/2mm: | 8,9 | 1,37 | 6 | 11 | 10 |
| | Laminae/2mm: | 11 | 0,94 | 9 | 12 | 10 |
| | Coenostelae-Breite (mm): | 0,13 | 0,054 | 0,07 | 0,24 | 10 |
| | Laminae-Dicke (mm): | 0,07 | 0,021 | 0,03 | 0,10 | 10 |
| 9 | Coenostelae/2mm: | 8,6 | 0,59 | 7 | 9 | 10 |
| | Laminae/2mm: | 10,2 | 1,30 | 9 | 12 | 10 |
| | Coenostelae-Breite (mm): | 0,13 | 0,075 | 0,07 | 0,26 | 10 |
| | Laminae-Dicke (mm): | 0,06 | 0,023 | 0,05 | 0,08 | 10 |
| 11 | Coenostelae/2mm: | 7,7 | 0,67 | 7 | 9 | 10 |
| | Laminae/2mm: | 9,4 | 0,94 | 8 | 11 | 10 |
| | Coenostelae-Breite (mm): | 0,14 | 0,070 | 0,07 | 0,29 | 10 |
| | Laminae-Dicke (mm): | 0,06 | 0,019 | 0,03 | 0,09 | 10 |
| 13 | Coenostelae/2mm: | 8,1 | 1,10 | 7 | 10 | 10 |
| | Laminae/2mm: | 10,5 | 0,85 | 9 | 12 | 10 |
| | Coenostelae-Breite (mm): | 0,13 | 0,065 | 0,07 | 0,30 | 10 |
| | Laminae-Dicke (mm): | 0,06 | 0,022 | 0,03 | 0,10 | 10 |

X=Mittelwert, s=Standardabweichung, n=Anzahl der Messungen

Tafel 5:

Fig. 1: *Gerronostroma batschatense* YAVORSKY, 1931; BSPG 2006 IX 1. – a) vertikale Schnittlage; x25. – b) tangentielle Schnittlage; x25.

Fig. 2: *Atelodictyon fallax* LECOMPTE, 1951; BSPG 2006 IX 15. – a) vertikale Schnittlage; x25. – b) tangentielle Schnittlage; x25.



rechteckig bis oval. Horizontal verlaufende Astrorhizenkanäle sind an auffällig vergrößerten, runden Interlaminarräumen zu erkennen. Dissepimente, mit $\approx 0,02$ mm Dicke, kommen bevorzugt in Astrorhizenkanälen, manchmal auch im Interlaminarraum vor, insgesamt sind sie aber selten.

Der Tangentialschnitt zeigt runde, veriforme und halbkreisförmige bis fast vollkommen kreisförmige Querschnitte der vertikalen Skelettelemente (= Coenostelae). Die Übergänge zwischen den unterschiedlichen Querschnittsformen sind fließend. Tendenziell sind die komplexesten Formen in der Nähe der Laminae anzutreffen. Manche Interlaminarräume sind allerdings von runden Querschnittsformen, andere von komplexen Querschnittsformen dominiert. Möglicherweise nimmt die Komplexität der Querschnittsformen zusätzlich innerhalb der Latilaminae von unten nach oben zu. Die Coenostelae sind $0,07$ – $0,15$ mm breit und $\approx 0,2$ – $0,8$ mm lang, kreisförmige Coenostelae können auch etwas länger sein. Die Laminae zeichnen sich als undeutlich definierte Bänder ab. Manchmal sind innerhalb der Laminae Foramina von $0,05$ – $0,09$ mm Durchmesser vorhanden. Die $0,01$ – $0,03$ mm breiten Astrorhizenkanäle sind unauffällig, maximal lassen sie sich über ≈ 2 mm Länge verfolgen.

Die Mikrostruktur der Skelettelemente ist kompakt. In vertikalen Schnittlagen sind bei manchen Exemplaren die Laminae im Durchlicht heller als die vertikalen Skelettelemente, in tangentialen Schnittlagen sind keine Unterschiede wahrnehmbar.

Diskussion: Die vorliegenden Exemplare besitzen durchgängige Laminae und superponierte Coenostelae. Die Mikrostruktur der Skelettelemente ist kompakt. Aufgrund dieser Eigenschaften handelt es sich um eine Art der Gattung *Gerronostromina*. Bezogen auf das Skelettmuster, die Breite der Coenostelae, die Dicke der Laminae und die Durchmesser der Astrorhizenkanäle, stehen die in der Eifel gesammelten Stücke *Gerronostromina kitatense* (YAVORSKY, 1961) nahe. Bezogen auf die Abstände der Skelettelemente ist die Übereinstimmung gering. Die meisten Messwerte zu diesen Parametern liegen außerhalb der Variationsbreite des Typmaterials von *G. kitatense* (5–6 Pfeiler und 6–7 Laminae / 1 mm, cf. YAVORSKY 1961: 13). Über die Variationsbreite von *G. kitatense* ist allerdings nur sehr wenig bekannt (es liegt nur eine Beschreibung vor). Über Arten im Umfeld von *G. kitatense* ist ebenfalls wenig bekannt, da die Gattung *Gerronostromina* außer von KHALFINA & YAVORSKY (1971) anscheinend nicht verwendet wurde und deren diagnostische Merkmale kaum Beachtung fanden. Die in KHALFINA & YAVORSKY (1971: 119) publizierte Artenliste wurde daher nie weiterentwickelt, war aber von Beginn an unvollständig, da sie sich ausdrücklich nur auf sibirische Vorkommen bezieht. Von den außerdem meist als „*Gerronostroma*“ bekannt gewordenen Arten bietet sich *Gerronostroma* sp. B, WEBBY & ZHEN, 1997 aus dem Givetium/Frasnium von Queensland (Australien) zum Vergleich mit der hier beschriebenen *Gerronostromina* cf. *kitatense* an. Die vertikalen Skelettelemente sind bei *Gerronostroma* sp. B aber etwas dünner, das in tangentialen Schnittlagen vorhandene Muster ist nicht ganz so komplex, und die Laminae sind weitständiger als bei *G. cf. kitatense*.

Verbreitung: Fast alle *G. cf. kitatense* zugeordneten Exemplare stammen aus der Cürten- und Spickberg-Formation der Sötenicher Mulde. Ein weiteres Exemplar wurde in der Rodert-Formation der Dollendorfer Mulde gefunden.

Familie Atelodictyidae KHALFINA, 1968

Gattung *Atelodictyon* LECOMPTE, 1951

Typusart: *Atelodictyon fallax* LECOMPTE, 1951

Diagnose: siehe STEARN (1991: 618) und STEARN et al. (1999: 29).

Bemerkungen: LECOMPTE (1951) führt die Gattung *Atelodictyon* für drei von ihm aufgestellte Arten (*Atelodictyon fallax*, *Atelodictyon strictum* und *Atelodictyon aggregatum*) ein. Er betrachtet die Genera *Actinostroma* (s.u.) und *Atelodictyon* als nahe verwandt; deren Skelettaufbau ist nach seiner Auffassung zumindest teilweise vergleichbar, indem bei *Atelodictyon* laterale Fortsätze der Pfeiler im Tangentialschnitt ein „subhexactinellides“ Muster bilden, die Laminae aber abweichend von *Actinostroma* durchgehend entwickelt sind, während die Pfeiler nicht durchlaufend und auch nicht notwendigerweise superponiert sind. Vermittelnde Eigenschaften erkennt LECOMPTE (1951) bei *Actinostroma sertiforme* (LECOMPTE 1951: 76/123) und bei *Actinostroma stellulatum* var. *maureri* (LECOMPTE 1951: 76).

Bei der Revision von *Atelodictyon* kommt STEARN (1991: 618) zu folgendem Ergebnis: Die Laminae sind bei der Typusart *A. fallax* schichtförmig, die vertikalen Skelettelemente (= Coenostelae) sind auf einen Interlaminarraum beschränkt und ausschließlich im Interlaminarraum zu Mauern oder netzförmigen Strukturen verkettet. Die Eigenschaften der Typusart sind nach STEARN (1991) nicht mit dem Gattungskonzept von LECOMPTE (1951) für *Atelodictyon* vereinbar. Die beiden anderen „LECOMPTE-Arten“ (*A. strictum* und *A. aggregatum*) stellt STEARN (1991: 620) zu *Aculatostroma*. Diese Gattung revidierend stellt STEARN (1991: 619) nämlich fest, dass die Laminae bei *Aculatostroma* abweichend von *Atelodictyon* aus Fortsätzen der Pfeiler (= Colliculi) bestehen.

Unter dem Hinweis, dass bei der Typusart von *Aculatostroma* ein Netzwerk von Coenostelae im Interlaminarraum existiert und nicht auf dem Niveau der Laminae, erklären STEARN et al. (1999: 30) *Aculatostroma* zu einem jüngeren Synonym von *Atelodictyon*. Diese Aussage steht im Widerspruch zur Revision der Gattung *Aculatostroma* durch STEARN (1991) und ist anhand der Abbildungen der Typusart (*Syringostroma verrucosum* KHALFINA, 1960; KHALFINA 1960: Taf. D-13, Fig. 3a-b), auf die sich STEARN et al. (1999: 30) beziehen, nicht nachvollziehbar. Offensichtlich gibt es bei *Syringostroma verrucosum* KHALFINA, 1960 zwar ein eher unvollständiges Netzwerk von Skelettelementen im Interlaminarraum. Zusätzlich ist aber ein eher vollständiges Netzwerk aus deutlich erkennbaren Colliculi-artigen Skelettelementen auf dem Niveau der Laminae entwickelt. Meines Erachtens stellt die unzureichend begründete Synonymisierung von *Atelodictyon* und *Aculatostroma* einen Rückschritt im Verständnis der diagnostischen Kriterien von *Atelodictyon* dar.

Atelodictyon fallax LECOMPTE, 1951

Taf. 5, Fig. 2; Tab. 6

* 1951 *Atelodictyon fallax* LECOMPTE: 125, Taf. 15, Fig. 1.

cf. 1951 *Atelodictyon aggregatum* LECOMPTE: 128, Taf. 16, Fig. 4.

1968 *Atelodictyon fallax* – FLÜGEL & FLÜGEL-KAHLER: 156.

- 1969 *Atelodictyon fallax* – FISCHBUCH: 169–170, Taf. 1, Figs. 1–5.
 1979 *Atelodictyon fallax* – YANG & DONG: 22, Taf. 4, Figs. 1–4.
 cf. 1985 *Atelodictyon aggregatum* – MISTIAEN: 59, Taf. 3, Fig 1–3.
 1991 *Atelodictyon fallax* – STEARN: Abb. 5.3–4.
 ? 1995 *Atelodictyon fallax* – KREBEDÜNKEL: 48, Taf. 4, Figs. 7, 8.
 1999 *Atelodictyon fallax* – COOK: 497, Fig. 22 A–F.
 1999 *Atelodictyon fallax* – STEARN et al.: Abb. 4 G, H.

Material: BSPG 2006 IX 14–16.

Äußere Merkmale: Die Coenostea besitzen dicklagige bis knollige Wuchsformen, das größte Exemplar misst ca. 8 cm Höhe bei 12 cm Durchmesser; freigewitterte Oberflächen fehlen.

Innerer Aufbau: Die nur schwach definierten Latilaminae sind im Abstand von ungefähr 7–10 mm entwickelt. Der Eindruck der Latilamination wird im wesentlichen durch einen hell-dunkel Effekt erweckt, meist ist der oberste Bereich der Latilaminae etwas stärker pigmentiert. Alle Exemplare besitzen zumindest teilweise gewellte Wachstumsoberflächen (= Mamelonen).

Im Vertikalschnitt ist ein Gitter aus vertikalen Skelettelementen und parallelen, dünnen und kontinuierlichen Laminae entwickelt. Auf eine Strecke von 5 mm kommen ≈ 28 vertikale Skelettelemente und ≈ 18 Laminae; die Dimensionen der Skelettelemente und deren Abstände bezogen auf 2 mm Messstrecke sind in Tabelle 6 aufgeführt. Die vertikalen Skelettelemente sind, zumindest bei den besser erhaltenen Exemplaren, deutlich durch die Laminae unterbrochen. Superponierte vertikale Skelettelemente sind dabei etwa so häufig wie nicht-superponierte. Relativ häufig wirken die vertikalen Skelettelemente unvollständig, einige scheinen von den Laminae herabzuhängen oder enden im Interlaminarraum; im Extremfall sind nur kurze, fast punktförmige Segmente angeschnitten. Die Umrisse der vertikalen Skelettelemente sind zylindrisch, teilweise nehmen sie einen etwas gewundenen Verlauf. Unter Umständen berühren sie sich dabei oder sind durch horizontal bis schräg verlaufende Skelettelemente mit benachbarten Pfeilern verbunden. Die Umrisse der Galerien sind entsprechend variabel, tendenziell aber hochrechteckig geformt.

Im Tangentialschnitt bilden sich die Laminae in Form von schmalen Bändern ab. Im Interlaminarraum sind die vertikalen Skelettelemente zu einem mehr oder weniger geschlossenen kantigen Netz verbunden. Manchmal sind isolierte runde Querschnitte (= Pilae), manchmal längliche Strukturen mit homogener Breite (= Mauern bzw. Coenostelae) und manchmal dickere runde Querschnitte der Pilae, innerhalb dünnerer Mau-

ern bzw. durch laterale Fortsätze verbunden, wahrnehmbar. Die Breite bzw. der Querschnitt der vertikalen Skelettelemente beträgt 0,05–0,10 mm, im arithmetischen Mittel ($n=15$) sind es 0,07 mm. Tendenziell nimmt die Geschlossenheit des Netzes mit der Annäherung an die Laminae zu, dabei verringert sich auch die Maschenweite. Die umschlossenen Hohlräume messen ca. 0,05–0,10 mm. In einigen Laminae sind undeutlich wahrnehmbar Foramina mit $\approx 0,05$ mm Durchmesser vorhanden. Die Astrorhizenkanäle (0,10–0,22 mm Durchmesser) konvergieren zu Zentren, die etwa in 10 mm Abstand voneinander angeordnet sind.

Die Mikrostruktur der Skelettelemente ist im wesentlichen kompakt. Besonders in den Laminae finden sich aber Inhomogenitäten, die mit $\approx 0,01$ mm Durchmesser für „specks“ sensu STEARN (1966a) eigentlich zu groß sind. Teilweise scheinen die Inhomogenitäten längere Achsen zu besitzen, und in vertikalen Schnittlagen wirken manche Laminae wie aus parallel angeordneten Mikroskelettelementen zusammengesetzt. Vielleicht besitzen die Laminae aber auch sehr feine und dicht angeordnete, parallele Poren. In jedem Fall definieren diese Inhomogenitäten weder colliculate Laminae (siehe *Actinostroma*) noch zelluläre oder mikroretikuläre Mikrostrukturen im üblicherweise (z.B. in STEARN et al. 1999) mit diesen Begriffen verbundenen Sinne.

Diskussion: Die durchgehenden Laminae und das zwischen den Laminae aus relativ komplex angeordneten vertikalen Skelettelementen (= Coenostelae) bestehende Skelettnetz ist typisch für die Gattung *Atelodictyon*. Auf Artebene entsprechen die vorliegenden Exemplare sehr gut den in LECOMPTE (1951: 125, Taf. 15, Fig. 1) publizierten Beschreibungen und Abbildungen von *Atelodictyon fallax* LECOMPTE, 1951. Die Dimensionen stimmen aber auch weitgehend mit denen von *Atelodictyon aggregatum* LECOMPTE, 1951 überein. *A. aggregatum* unterscheidet sich von *A. fallax* vorwiegend durch etwas dickere und auch komplexer strukturierte Laminae (LECOMPTE 1951: 128). Ob es sinnvoll ist, die nur aufgrund eines Exemplares aufgestellte Spezies *A. aggregatum* weiterhin von *A. fallax* abzugrenzen, hängt nicht zuletzt vom Gattungsumfang von *Atelodictyon* ab. Werden komplex strukturierte Laminae (wie es STEARN et al. (1999: 30) durch die Synonymisierung von *Aculatostroma* mit *Atelodictyon* nahelegen) als Bestandteil der Gattung akzeptiert, ist die Abgrenzung der beiden Arten relativ schwer zu begründen. Andernfalls ist *A. aggregatum* LECOMPTE 1951 sogar einer anderen Gattung (*Aculatostroma*) zuzuordnen (cf. STEARN 1991: 620).

Inwieweit *Atelodictyon fallax* sensu KREBEDÜNKEL (1995: 48, Taf. 4, Figs. 7, 8) dieser Art und Gattung angehört, ist

Tabelle 6: Skelettdimensionen von *Atelodictyon fallax* LECOMPTE, 1951.

| BSPG 2006 IX | Parameter | X | s | min. | max. | n |
|--------------|--------------------------|------|-------|------|------|----|
| 15 | Coenostelae/2mm: | 12,4 | 0,77 | 11 | 14 | 12 |
| | Laminae/2mm: | 7,67 | 1,23 | 7 | 10 | 9 |
| | Coenostelae-Breite (mm): | 0,92 | 0,030 | 0,05 | 0,15 | 10 |
| | Laminae-Dicke (mm): | - | - | 0,03 | 0,05 | - |

X=Mittelwert, s=Standardabweichung, n=Anzahl der Messungen

fraglich. Die von diesem Taxon beschriebenen Verzweigungen der vertikalen Skelettelemente und die zahlreichen Vesikel im Skelett wirken eher untypisch für *Atelodictyon*. Das Typmaterial von *A. fallax* LECOMPTE, 1951 zeigt nur gelegentlich im Mittelpunkt der Pfeiler einen Hohlraum (LECOMPTE 1951: Taf. 15, Fig. 1d). Verglichen mit *A. fallax* LECOMPTE, 1951 sind die vertikalen Skelettelemente zudem ziemlich weitständig und die Durchmesser der Astrothizenkanäle auffällig groß.

Verbreitung: Die drei *A. fallax* zugeordneten Exemplare bilden den Erstnachweis dieser Gattung und Art aus der Eifel. Alle Proben wurden in der Dreimühlen-Formation der Hillesheimer Mulde gesammelt. *A. fallax* wurde zuerst aus dem Eifelium und Givetium (Co2c, Gib) der Ardennen beschrieben. Die Art ist in Europa von mehreren Lokalitäten bekannt (FLÜGEL & FLÜGEL-KÄHLER 1968), kommt aber auch im Mitteldevon von Guangxi (China) vor und ist dort im Eifelium besonders häufig (YANG & DONG 1979). Weitere Vorkommen werden aus dem Givetium Kanadas (FISCHBUCH 1969) und Australiens (COOK 1999) gemeldet.

Ordnung Actinostromatida BOGOYAVLENSKAYA, 1969
Familie Actinostromatidae NICHOLSON, 1886b

Gattung *Actinostroma* NICHOLSON, 1886b

Typusart: *Actinostroma clathratum* NICHOLSON, 1886

Diagnose: siehe STEARN (1966a: 86), STOCK (1982: 669–670), STOCK (1984: 774) und STEARN et al. (1999: 33).

Bemerkungen: Bei *Actinostroma* sind die Laminae zu niveaubeständig angeordneten, stabförmigen Fortsätzen der Pfeiler (= Colliculi bzw. colliculate Laminae) reduziert. Eine monographische Bearbeitung der Gattung *Actinostroma* führt FLÜGEL (1959) durch. Dabei wird ein System von Artengruppen eingeführt, das der Beschaffenheit, Anordnung und Dimensionierung der Skelettelemente Rechnung trägt, und ein System von Artfeldern (= „Diagramm“) definiert, das die Abstände der vertikalen und horizontalen Skelettelemente berücksichtigt. Mittlerweile wurden allerdings einige neue *Actinostroma*-Arten aufgestellt, während sich der Gattungsumfang von *Actinostroma* insgesamt verringert hat, indem *Plectostroma*, *Densastroma*, *Bifariostroma* und *Atopostroma* ausgegliedert wurden. Die morphometrischen Daten der Skelette von *Actinostroma* lassen sich gut ermitteln und sind aufgrund der ansonsten eher merkmalsarmen Skelettarchitektur ein zentraler Bestandteil der jeweiligen Artkonzepte. Die Informationen zu einzelnen *Actinostroma*-Arten sind aber von unterschiedlicher Qualität und Detailliertheit; Überlappungen unterschiedlichen Ausmaßes der kritischen Parameter sind keine Seltenheit. Zudem werden teilweise Merkmale in die

Artkonzepte integriert, deren taxonomische Signifikanz umstritten ist, da sie auch durch Umwelteinflüsse hervorgerufen sein könnten (z.B. Mamelonen oder alternierend veränderte Laminae-Abstände). Die Abgrenzung aller, nach STEARN et al. (1999) etwa 86 *Actinostroma*-Arten, ist aus dieser Perspektive weitgehend illusorisch. Es wurde daher Wert darauf gelegt, die Variationsbreite der Merkmale der untersuchten Exemplare und Populationen möglichst genau zu erfassen (s.a. Abb. 10–12), um auf diesem Weg eine bessere Datengrundlage für verfeinerte Artkonzepte zu gewinnen.

Im Kommentar zu *Actinostroma* weisen STEARN et al. (1999: 33) auf zwei untypische *Actinostroma*-Arten hin. *A. verrucosum* als mögliche Typusart für eine Gruppe von Arten mit komplex angeordneten Colliculi und *A. stellulatum* als mögliche Typusart für eine Gruppe von Arten mit überwiegend kurzen (= auf einen Interlaminarraum beschränkten) Pfeilern. Die hier zu *A. verrucosum* und *A. stellulatum* vorliegenden Exemplare zeigen für beide Arten in annähernd vergleichbarem Umfang kurze Pfeiler und komplex angeordnete Colliculi. Aufgrund dieser Merkmale lässt sich daher nur eine Gruppe von Arten abgrenzen. Exakter definiert bestehen die horizontalen Skelettelemente dieser Arten aus Colliculi, die die Pfeiler verbinden, und aus einem polygonalen Netzwerk von viel kleineren Colliculi, die sich unabhängig von den Pfeilern schneiden (= komplexe Laminarbereiche). Nicht immer liegen alle Colliculi genau auf einer Ebene. Unter Umständen ergibt sich ein mehr oder weniger unvollständiges Netz aus Colliculi (im Interlaminarraum) und ein dichteres Netz von kleineren Colliculi auf einem knapp darüber liegenden Niveau (= Laminae). Dieser Zustand liegt ziemlich nahe an der Diagnose von *Aculatostroma* (STEARNS 1991: 619) bzw. liegt innerhalb des von LECOMPTE (1951: 124) für *Atelodictyon* vertretenen Gattungskonzepts. Dieses Gattungskonzept ist zwar mit der Revision von *Atelodictyon* durch STEARN (1991: 618) überholt, der geringe morphologische Gradient zwischen einigen Vertretern von *Actinostroma* und *Atelodictyon* bleibt aber problematisch. In dieser Situation empfiehlt es sich, *A. verrucosum* und *A. stellulatum* aufgrund der colliculaten Struktur der Laminae innerhalb von *Actinostroma* zu belassen. Die Koexistenz von kleinen Colliculi (im Größenbereich von mikroretikulaten Mikrostrukturen) mit normalen Colliculi ist aber relevant für die Verwandtschaftsverhältnisse innerhalb der Actinostromatida (cf. STOCK 1994).

Actinostroma clathratum NICHOLSON, 1886a

Taf. 6, Fig. 3; Abb. 10–12; Tab. 7

? 1881 *Stromatopora papillosa* BARGATZKY: 54.

* 1886a *Actinostroma clathratum* NICHOLSON: 226, Taf. 6, Figs. 1–3.

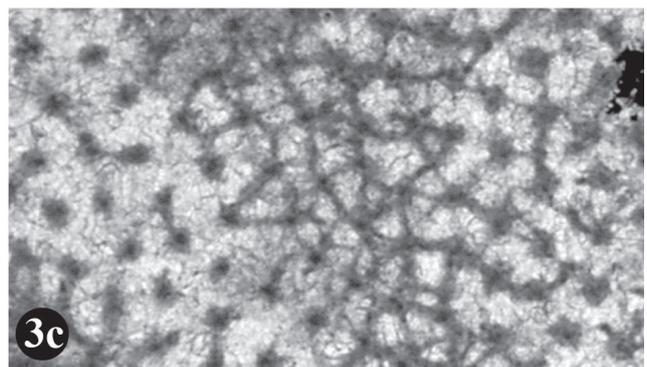
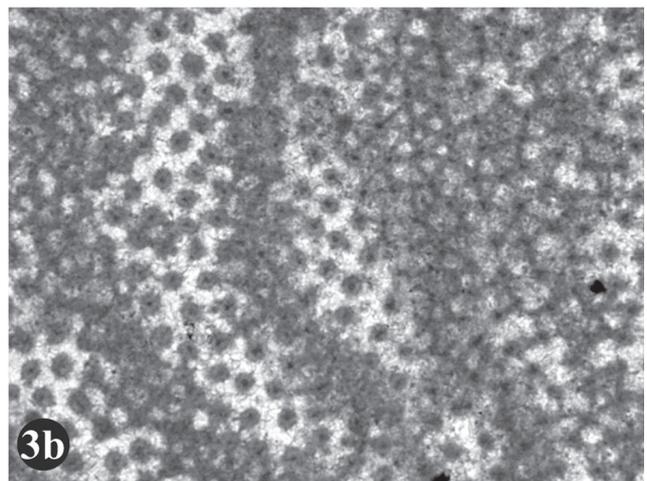
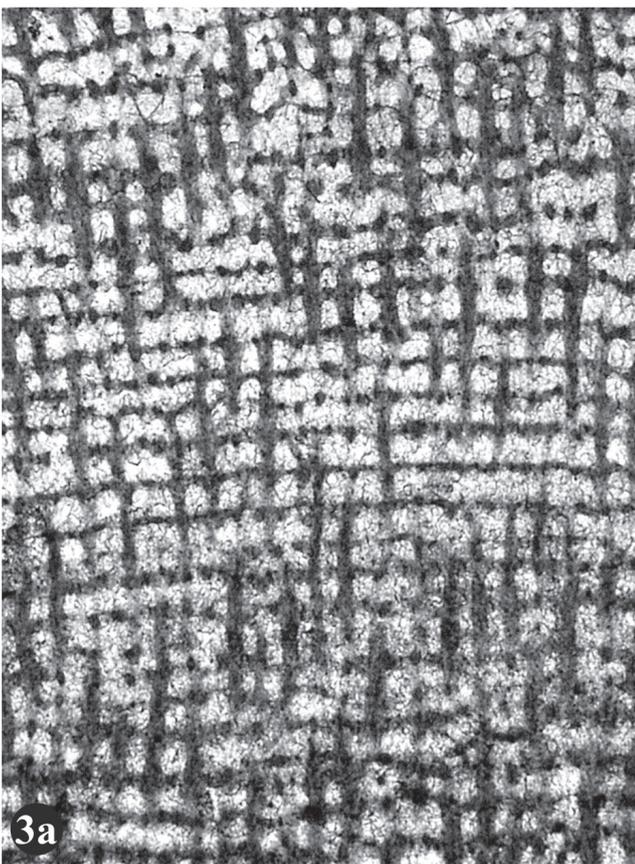
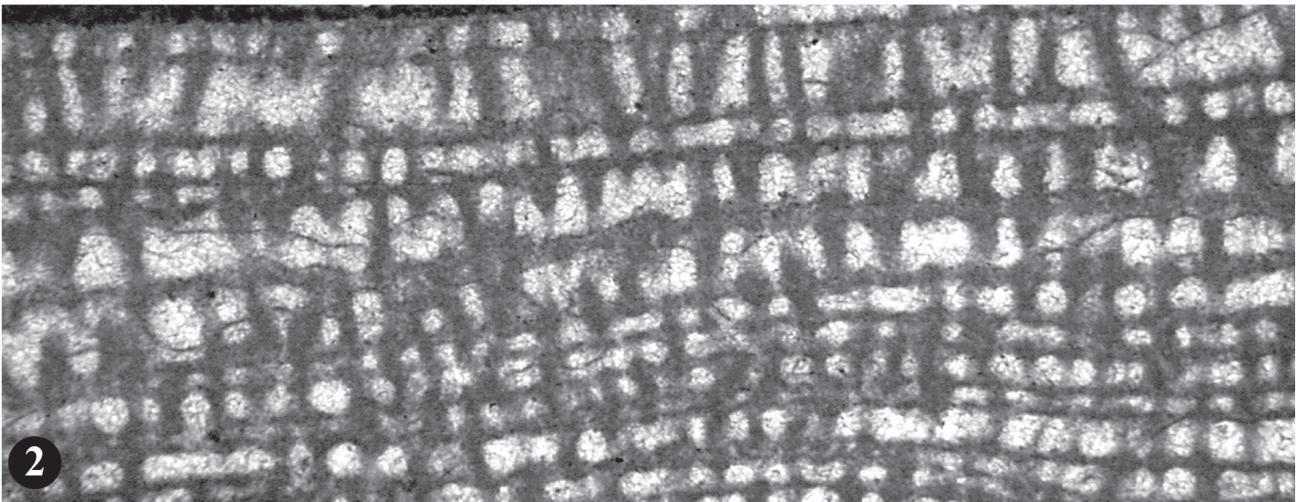
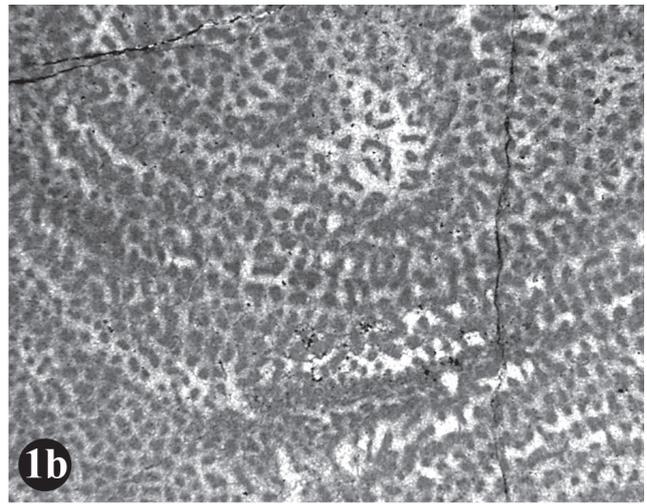
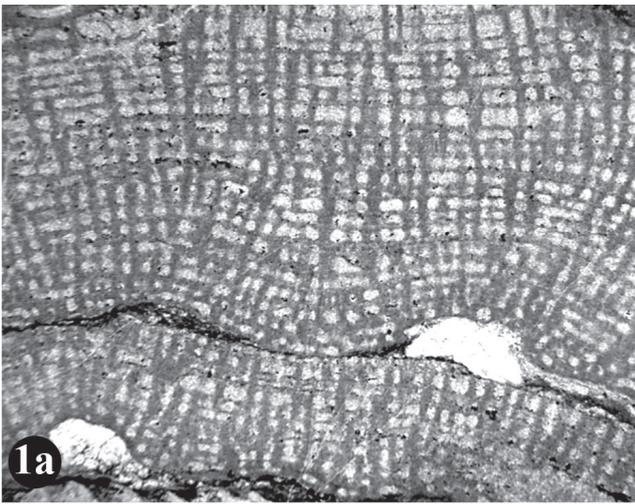
Tafel 6:

Fig. 1–2: *Gerronostromina* cf. *kitatense* (YAVORSKY, 1961)

1: BSPG 2006 IX 11. – a) vertikale Schnittlage; x10. – b) tangentielle Schnittlage; x10.

2: BSPG 2006 IX 13, vertikale Schnittlage; x22.

Fig. 3: *Actinostroma clathratum* NICHOLSON, 1886a; BSPG 2006 IX 42. – a) vertikale Schnittlage; x15. – b) tangentielle Schnittlage; x15. – c) tangentielle Schnittlage; x28.



- 1951 *Actinostroma clathratum* – LECOMPTE: 99, Taf. 1, Figs. 1–12.
- 1951 *Actinostroma clathratum* var. *intricatum* LECOMPTE: 87–88, Taf. 1, Fig. 13; Taf. 2, Figs. 1, 2.
- 1959 *Actinostroma (Actinostroma) clathratum* – FLÜGEL: 129–134, Taf. 6, Fig. 3.
- ? 1959 *Actinostroma (Actinostroma) papillosum* – FLÜGEL: 167–172.
- 1966 *Actinostroma clathratum* – KLOVAN: 18–19, Taf. 5, Figs. 2, 3.
- 1968 *Actinostroma clathratum* – FLÜGEL & FLÜGEL-KAHLER: 69–74.
- ? 1969 *Actinostroma papillosum* – SLEUMER: 30–32, Taf. 15, Fig. 1; Taf. 18, Fig. 2.
- 1971 *Actinostroma clathratum* – MALLET: 237, Taf. 13, Fig. 2, 4.
- 1971 *Actinostroma clathratum* – ZUKALOVÁ: 31–32, Taf. 3, Figs. 3–5.
- ? 1971 *Actinostroma papillosum* – KAZMIERCZAK: 134, Taf. 38, Fig. 1a–b; Taf. 40, Fig. 1a–b.
- 1980 *Actinostroma clathratum* – MISTIAEN: 178–180, Taf. 1, Figs. 1–4.
- 1982 *Actinostroma clathratum* – STOCK: 669–670, Taf. 3, Figs. 5, 6.
- ? 1984 *Actinostroma papillosum* – COCKBAIN: 15–17, Taf. 1, Figs. A–D; Taf. 2, Fig. A–C.
- 1985 *Actinostroma clathratum* – BOGOYAVLENSKAYA & KHROMYCH: 11.
- 1988 *Actinostroma clathratum* – TONG ZJUI TCHAN et al. 1988: 7, Taf. 2, Fig. 1.
- 1990 *Actinostroma clathratum* – STEARN & SHAH: 1749, Taf. 1, Fig. 3.
- 1993 *Actinostroma clathratum* – WEBBY & ZHEN: 329–331, Abb. 3A–D.
- 1995 *Actinostroma clathratum* – KREBEDÜNKEL: 23–25, Taf. 1, Figs. 1, 2.
- 1997 *Actinostroma clathratum* – WEBBY & ZHEN: 13–16, Abb. 6A, 6B, 6D.
- 1999 *Actinostroma clathratum* – STEARN et al.: 329, Abb. 5E–F.
- 2002 *Actinostroma clathratum* – MAY: 121–122, Taf. 1, Fig. 1.
- 2005 *Actinostroma clathratum* – MAY: 134, Taf. 1, Figs. 1, 2; Taf. 27, Figs. 3–5; Taf. 29, Fig. 2.

Material: BSPG 2006 IX 17–50. Exemplare die nur zweifelhaft der Spezies angeschlossen werden, da sich die typischen Merkmale, zumeist aufgrund schlechter Erhaltung oder ungünstiger Schnittlagen, nicht sicher bestimmen lassen: BSPG 2006 IX 51–60.

Äußere Merkmale: Mehrheitlich handelt es sich um Fragmente von größeren im Gestein verbliebenen Coenosteaa, deren Wuchsformen am besten mit knollig bis subsphärisch beschrieben sind. Der größte ermittelte Durchmesser beträgt 90 cm, sonst wurden maximal 40 cm gemessen. Die meisten Stücke

erreichen eine Größe von 4–20 cm. Eines der Stücke ist, soweit sich das im Aufschluss beurteilen ließ, deutlich langgestreckt und aufrecht wachsend (15 cm Durchmesser bei 35 cm Länge). Keine der Proben besitzt auffällige Oberflächenmerkmale.

Innerer Aufbau: Viele Exemplare zeigen Latilaminae, die im Abstand von 1–8 mm entwickelt sind. Die Latilaminae sind meist durch Differenzen der Abstände der Skelettelemente definiert; diese Bereiche sind manchmal zusätzlich farblich abgesetzt. In wenigen Fällen sind sie durch Wachstumsunterbrechungen mit Inkrustationen durch Mikroorganismen, Sedimentinfiltrationen oder Ausbildung von basalen Lagen hervorgehoben. Teilweise sind die Größenunterschiede innerhalb eines Coenosteums eklatant, in einem Fall wurden in feinen Bereichen 6–7 Pfeiler pro 1 mm Strecke und ca. 8 Laminae pro 1 mm Strecke ermittelt. Im gleichen Exemplar wurden für größere Bereiche 3–4 Pfeiler pro 1 mm Strecke und ca. 5 Laminae pro 1 mm Strecke gemessen. Astrothizen sind in keinem der Stücke sehr auffällig, horizontale Astrothizenkanäle verlieren sich lateral schnell im Interlaminarraum. Am deutlichsten machen sie sich im Tangentialschnitt durch Fehlstellung der Pfeiler und gelegentlich durch zu einer Linie ausgerichtete Colliculi bemerkbar. Im Vertikalschnitt sind oval aufgeweitete Galerien und vertikal oder sehr steil verlaufende wandlose Kanäle (Spuren von Kanälen) mit 0,2–0,3 mm (maximal bis zu 0,4 mm) Durchmesser zu erkennen. Teilweise sind sie mit engstehenden, leicht divergierenden Pfeilern umgeben; randlich angeschnittene Astrothizenkanäle sind nur durch solche Bereiche definiert. Vertikale Strukturen in diesen Bereichen können in Ausnahmefällen bis zu 0,3 mm Durchmesser erreichen, meist sind die Pfeiler dieser Bereiche nicht dicker oder nur unwesentlich dicker als andere Pfeiler im Coenosteum. Die Kanäle können auf Höhe der Laminae durch gerade bis leicht gekrümmte Dissepimente (0,01–0,02 mm) verschlossen sein. Etwa 50% der dieser Art zugeordneten Exemplare besitzen schwach entwickelte, unregelmäßig im Skelett verteilte Aufbiegungen des Coenosteums oder mame-lonenartige Erhebungen.

Der Vertikalschnitt zeigt senkrecht aufeinander stehende vertikale und horizontale Skelettelemente. Die Pfeiler sind durchlaufend und in ungestörten Skelettbereichen parallel angeordnet. In günstigen Schnittlagen sind die Pfeiler über viele (bis zu 30) Interlaminarräume zu verfolgen, sie erreichen dann Längen von ca. 6 mm. Die Abstände der Pfeiler sind recht variabel, durchschnittlich kommen 8–10 Pfeiler auf eine Strecke von 2 mm. Die Durchmesser der Pfeiler liegen zwischen 0,05–0,20 mm, häufig 0,08–0,12 mm. Die Form der Pfeiler ist zylindrisch, manchmal auf dem Niveau der horizontalen Skelettelemente unwesentlich verbreitert. Das Erscheinungsbild der horizontalen Skelettelemente ist von Probe zu Probe und

Tabelle 7: Skelettdimensionen von *Actinostroma clathratum* NICHOLSON, 1886a.

| Parameter | X | s | min. | max. | n |
|---|------------|-----------|--|------|-----|
| Pilae/2mm | 6,80–10,20 | 0,52–1,07 | 6 | 12 | 321 |
| Laminae/2mm | 7,80–11,20 | 0,57–1,24 | 7 | 13 | 323 |
| Pilae-Breite von bis in mm: meist 0,08–0,12 | | | Dicke der Laminae von bis in mm: 0,03–0,08 | | |

X=Mittelwert pro Coenosteum, s=Standardabweichung pro Coenosteum, n=Anzahl der Messungen

auch innerhalb eines Coenosteums Variationen unterworfen. Überwiegend ist eine homogen wirkende Schicht von 0,02–0,10 mm, häufig 0,03–0,08 mm Dicke zu erkennen. Seltener sind punktförmige Querschnitte von horizontalen Skelettelementen (= Colliculi) zu sehen, diese besitzen 0,03–0,08 mm Durchmesser. Selten (und auch das nur bei manchen und gut erhaltenen Exemplaren) ist zwischen den Pfeilern und den Querschnitten der Colliculi eine dissepimentartige Struktur (0,01–0,02 mm dick) flächig aufgespannt. Abgesehen von geringfügigen und kleinräumigen Unregelmäßigkeiten verlaufen die horizontalen Skelettelemente innerhalb eines Dünnschliffes überwiegend parallel und auf dem gleichen Niveau. Die Abstände der Laminae sind etwas größeren Schwankungen unterworfen als die der Pfeiler. Durchschnittlich kommen 8–11 Laminae auf die Strecke von 2 mm, die Abstände betragen \approx 0,09–0,33 mm. Aufgrund der unterschiedlichen Abstandsverhältnisse finden sich neben dem dominierenden subquadratischen Muster der Galerien auch solche mit hochrechteckigen und flachrechteckigen Umrissen.

Im Tangentialschnitt wird erkennbar, dass die Laminae aus Colliculi zusammengesetzt sind. Die Pfeiler sind in diesen Bereichen durch gerade, allenfalls leicht gekrümmte, angedeutet spulenförmige Colliculi von 0,03–0,06 mm Breite verbunden. Die Umrisse der Pfeiler sind im Interlaminarraum kreisförmig bis leicht polygonal, für deren Durchmesser wurden Werte von 0,05–0,15 mm ermittelt. Die Pfeilerabstände erreichen normalerweise 0,18–0,25 mm, minimal wurden 0,14 mm, maximal 0,28 mm gemessen. Bei guten Schnittlagen, in regelmäßigen Skelettbereichen, sind bis zu 6 Colliculi im Winkel von etwa 60° um einen Pfeiler angeordnet (= hexactinellides Muster). Die von den Colliculi umschlossene Fläche ist im Idealfall ein Dreieck. Einige der Zwischenräume sind allerdings auffällig rund mit 0,05–0,1 mm Durchmesser (= Foramina). Der Raum zwischen den Colliculi kann von Lumenzement erfüllt sein, oder es ist eine weitere, feinkristalline (= im Durchlicht dunkle) horizontale Struktur entwickelt, die der im Vertikalschnitt zu beobachtenden dissepimentartigen Struktur entspricht.

Die Mikrostruktur der Skelettelemente ist kompakt. Die Erhaltung der Stücke ist allerdings etwas unterschiedlich; neben völlig homogenen Skelettelementen finden sich auch solche, in denen die Pfeiler einen im Durchlicht dunkleren Kern (\approx 0,02–0,03 mm Durchmesser) zeigen. Manchmal ist auch in den Colliculi eine zentrale, dunklere Linie zu erkennen. Dieses Phänomen und auch dessen Gegenteil, eine helle Zone im Zentrum der Pfeiler, ist bei verschiedenen *Actinostroma*-Arten beschrieben worden (STEARNS 1966a: 86, MISTIAEN 1985: 42, 47, WEBBY et al. 1993: 123) und wird im Allgemeinen als sekundäre Umwandlung interpretiert.

Diskussion: Die Skelettstruktur, insbesondere die aus Colliculi zusammengesetzten horizontalen Skelettelemente (= colliculate Laminae), belegt die Zugehörigkeit zur Gattung *Actinostroma*. Beschaffenheit, Anordnung und Dimensionen der einzelnen Skelettelemente, sowie die Abstände im Skelettgitter entsprechen denen von *Actinostroma clathratum* NICHOLSON, 1886a.

Offen ist, ob *A. clathratum* NICHOLSON, 1886a ein jüngeres Synonym von *A. papillosum* BARGATZKY, 1881 ist, und in welcher Beziehung diese Arten zu *A. devonense* LECOMPTE, 1951 stehen. Die zu diesem Sachverhalt teilweise ziemlich deutlich voneinander abweichenden Auffassungen unterschiedlicher

Autoren werden in MISTIAEN (1985: 39–40, Fig. 23) zusammenfassend dargelegt. Abgesehen von der möglichen Inkorrektheit der Namensgebung und Unsicherheiten bei der Beurteilung der Synonymie ist für die Zuordnung der hier beschriebenen Exemplare der fehlende Konsens über die Variationsbreite der Merkmale von *A. clathratum* kaum relevant. Die Mittelwerte der Abstände der Skelettelemente im Skelettgitter liegen ganz überwiegend innerhalb der von LECOMPTE (1951: 77–87) für *A. clathratum* angegebenen Werte. Die Extremwerte sind zwar teilweise höher bzw. niedriger, dies kann aber nicht als Argument zur Abgrenzung einzelner Exemplare genügen. Die Variationsbreite ist zwar in der Tat sehr hoch, vergleichbare Variabilitätsspektren lassen sich aber auch innerhalb einzelner Coenostea beobachten. Keines der Exemplare weist die Dimensionen von *A. papillosum* sensu FLÜGEL (1959) auf. Es gibt auch keinen Grund, einzelne Exemplare *A. devonense* zuzuordnen, da sich diese Art durch einen anderen Schwerpunkt der Pfeilerabstände (weitständiger), sowie variabelere und auch größere Pfeilerdicke von *A. clathratum* abgrenzen lässt (cf. LECOMPTE 1951: 88). Verglichen mit *A. hebbornense* NICHOLSON, 1886a (cf. FLÜGEL 1959) und *A. compactum* RIPPER, 1933 (cf. WEBBY et al. 1993) ist das Skelettgitter von *A. clathratum* gröber. Bezogen auf die übrigen hier gefundenen und weiter unten beschriebenen *Actinostroma*-Arten lässt sich *A. clathratum* aufgrund abweichender Dimensionen des Skelettgitters, oder abweichender Skelettstruktur, oder einer Kombination beider Faktoren zuverlässig abgrenzen.

Verbreitung: *A. clathratum* wurde mehrfach aus der Eifel beschrieben, nicht zuletzt stammt der Lectotyp aus der Eifel (FLÜGEL 1959: 130). Die Art ist mit eine der häufigsten Stomatoporen im Probenmaterial und findet sich in nahezu allen beprobten Biostromen. Das Häufigkeitsmaximum liegt in den nördlichen Mulden (Dollendorfer-, Blankenheimer- und Sötenicher-Mulde). *A. clathratum* ist von vielen Fundpunkten der Erde bekannt. Im Mitteldevon kommt das Taxon in Amerika, Afrika (Marokko), Europa, Russland, Asien (Vietnam, China) und Australien vor (FLÜGEL & FLÜGEL-KAHLER 1968, WEBBY & ZHEN 1993, 1997). Das stratigraphisch älteste Vorkommen wird durch MAY (2002) aus dem Pragma von Böhmen gemeldet. Die Art hält bis ins Frasnium durch und ist auch in diesem Zeitraum noch weit verbreitet, z.B.: USA (STOCK 1982), Kanada (STEARNS & SHAH 1990), Russland (YAVORSKY 1963).

Actinostroma filitextum LECOMPTE, 1951

Taf. 9, Fig. 2; Abb. 10–12; Tab. 8

- * 1951 *Actinostroma filitextum* – LECOMPTE: 121, Taf. 13, Fig. 1.
- 1959 *Actinostroma (Actinostroma) filitextum* – FLÜGEL: 145–146.
- cf. 1963 *Actinostroma* cf. *filitextum* – YANG & DONG: 152, 170, Taf. 4, Figs. 5, 6.
- 1968 *Actinostroma filitextum* – FLÜGEL & FLÜGEL-KAHLER: 162; cum syn.
- 1985 *Actinostroma filitextum* – MISTIAEN: 46–48, Taf. 1, Figs. 8–10; Taf. 2, Fig. 6.
- 1988 *Actinostroma filitextum* – HOU et al.: Taf. 8, Fig. 3.
- cf. 1988 *Actinostroma* cf. *filitextum* – MISTIAEN: 168–170, Taf. 20, Figs. 1–3; Taf. 21, Figs. 3, 4.
- cf. 1996 *Actinostroma* cf. *A. filitextum* – STEARNS: 200–202, Abb. 3.3, 3.4.

- 1999a *Actinostroma filitextum* – MAY: 125.
 1999 *Actinostroma filitextum* – COOK: 495, Fig. 20 A–F, Fig. 21 A, B.
 1999 *Actinostroma filitextum* – MISTIAEN: 35, Taf. 3, Figs. 1–4.
 2005 *Actinostroma filitextum* – MAY: 144, Taf. 3, Fig. 1.

Material: BSPG 2006 IX 61–65.

Äußere Merkmale: Es handelt sich um Fragmente oder Teile von größeren, im Gestein verbliebenen Coenostea, deren Wuchsform knollig bis lagig ist. Soweit feststellbar, besitzt das größte Exemplar 9 cm Höhe bei 11 cm Durchmesser. Oberflächenmerkmale ließen sich an keinem der Stücke erkennen.

Innerer Aufbau: Alle dieser Art zugeordneten Exemplare besitzen Latilaminae von 1–12 mm Dicke. Die Latilaminae sind meist schwach durch Unterschiede in den Laminaeabständen definiert. In einigen Fällen handelt es sich um Wachstumsunterbrechungen, auf die innerhalb der nächsten Latilamina zunächst eine basale Lage folgt. Zwei Exemplare besitzen eine Morphologie mit parallelen Wachstumsoberflächen. Die anderen Exemplare zeigen unregelmäßig wellige Wachstumsoberflächen, die schwach ausgeprägte Mamelonen vermuten lassen. Astorrhizenkanäle sind lediglich an Bereichen mit konvergierenden oder divergierenden Pfeilern sowie an rundlich aufgeweiteten Galerien mit bis zu 0,4 mm Durchmesser zu erkennen.

Im Vertikalschnitt stehen vertikale und horizontale Skelettelemente senkrecht zueinander. Die Pfeiler sind dicker und weitständiger als die horizontalen Skelettelemente, die Dimensionen des Skelettgitters sind Tabelle 8 zu entnehmen. Die Pfeiler durchlaufen bis zu 10 Interlaminarräume, je nach Coenosteam und Dünnschliffsektor können die Pfeiler aber eher superponiert als durchlaufend erscheinen. Die Umrisse

der Pfeiler sind zylindrisch und nur gelegentlich an den horizontalen Skelettelementen unwesentlich zu spulenförmigen Formen verbreitert. Die horizontalen Skelettelemente wirken meistens homogen, ziemlich selten zeigen sie undeutlich definierte Punktreihen (= Querschnitte von Colliculi) mit 0,02–0,04 mm Durchmesser. Die Umrisse der Galerien sind, entsprechend den Abstandverhältnissen der Skelettelemente, liegenden Rechtecken vergleichbar.

Im Tangentialschnitt zeigen sich die Laminae aus Colliculi aufgebaut, allerdings ist in keiner der Schnittlagen ein gut ausgeprägtes „hexactinellides“ Muster zu erkennen. Die Colliculi sind 0,02–0,03 mm breit und, entsprechend dem Abstand der Pfeiler, etwa 0,15–0,22 mm lang. Dem ist zumindest teilweise ein sehr undeutlich wahrnehmbares Muster aus kleineren Colliculi überlagert. Diese Colliculi besitzen, bei weniger als 0,10 mm Länge, 0,01–0,02 mm Breite. Die Querschnitte der Pfeiler sind im Interlaminarraum rund, mit Annäherung zu den colliculaten Laminae tendenziell polygonal. Die Durchmesser betragen 0,05–0,12 mm.

Die Mikrostruktur der Skelettelemente ist kompakt.

Diskussion: Die colliculaten Laminae sind bezeichnend für *Actinostroma*. Die Dimensionen des Skelettgitters entsprechen *Actinostroma filitextum* LECOMPTE, 1951. STEARN (1996) bemerkt allerdings zurecht, dass die sehr knappe Beschreibung dieser Art durch LECOMPTE (1951: 121) nur ein fast bis zur Unzulänglichkeit grobes Artkonzept umreißt. Die Abbildung von *Actinostroma* cf. *A. filitextum* STEARN (1996: Fig. 3.4) zeigt einen detailreichen Tangentialschnitt mit einem dichten Netz von Colliculi und erinnert somit etwas an die Strukturen bei *A. verrucosum* oder *A. stellulatum*. Da LECOMPTE (1951) keine tangentielle Schnittlage von *A. filitextum* abbildet, lässt sich diese Beobachtung, bezogen auf das Typmaterial, nicht aus-

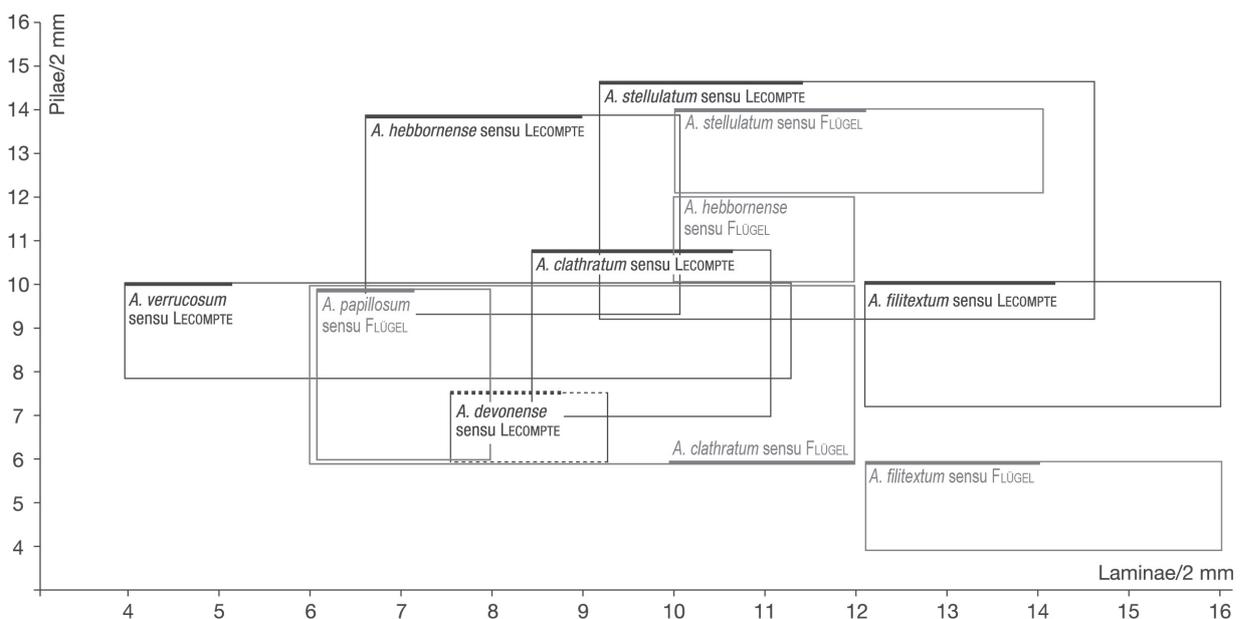


Abbildung 10: Vergleich unterschiedlicher Auslegungen der Variationsbreite der Abstände von Pilae und Laminae im Skelettgitter einiger *Actinostroma*-Arten (Artfelder).

Tabelle 8: Skelettdimensionen von *Actinostroma filitextum* LECOMPTE, 1951.

| Parameter | X | s | min. | max. | n |
|---|-------------|-----------|------------------------------------|------|----|
| Pilae/2mm | 6,80–8,63 | 0,63–1,27 | 6 | 10 | 37 |
| Laminae/2mm | 11,61–14,10 | 1,21–1,69 | 9 | 16 | 33 |
| Pilae-Breite in mm: 0,05–0,14 meist 0,10 (n=28) | | | Dicke der Laminae in mm: 0,02–0,05 | | |

X=Mittelwert pro Coenosteum, s=Standardabweichung pro Coenosteum, n=Anzahl der Messungen

werten. Die wenigen hier *A. filitextum* zugeordneten Proben können, teils erhaltungsbedingt, teils aufgrund ungünstiger Schnittlagen nichts wesentliches zur Präzisierung des Artkonzepts beitragen. Aufgrund der eng gestellten horizontalen Skelettelemente lässt sich *A. filitextum* aber im Spektrum der anderen im Unter-Givetium der Eifel gefundenen *Actinostroma*-Arten gut abgrenzen.

Verbreitung: *Actinostroma filitextum* LECOMPTE, 1951 wurde in der Ermberg- und Rodert-Formation der Blankenheimer Mulde und in der Spickberg- und Rodert-Formation der Sötenicher Mulde gefunden und ist hiermit erstmalig in der Eifel nachgewiesen. Der Holotyp von *A. filitextum* LECOMPTE, 1951 stammt aus dem Frasnium (F2 g) der Ardennen (Belgien). Die Art wird im Frasnium aus dem Iran (MISTIAEN 1999), aus Afghanistan (MISTIAEN 1985) und aus China (HOU et al. 1988) genannt. Wahrscheinlich kommt *A. filitextum* auch im Frasnium von Nordfrankreich vor (MISTIAEN 1988). HLADIL (1993) und MAY (1999a) beschreiben *Actinostroma filitextum* aus dem Givetium von Böhmen. Weiterhin wird *A. filitextum* aus dem Givetium Australiens (Queensland) beschrieben (COOK 1999). Möglicherweise kommen mit *A. filitextum* konspezifische Taxa auch im Givetium von China (YANG & DONG 1963) und Kanada vor (STEARNS 1996).

Actinostroma perspicuum POCTA, 1894

Taf. 7, Fig. 2; Abb. 10–11; Tab. 9

- * 1894 *Actinostroma perspicuum* POCTA: 146–147, Taf. 18, Figs. 3–6.
- aff. 1930 *Actinostroma* aff. *perspicuum* – YAVORSKY: 90, Taf. 3, Figs. 9, 10.
- ? 1951 *Actinostroma cowvinense* LECOMPTE: 91, Taf. 14, Fig. 1.
- 1959 *Actinostroma (Actinostroma) perspicuum* – FLÜGEL: 172–174, Taf. 7, Fig. 5.
- 1968 *Actinostroma perspicuum* – FLÜGEL & FLÜGEL-KAHLER: 314.
- 1969 *Actinostroma* sp. 2 SLEUMER: 36, Taf. 23, Figs. 1, 2.
- 1985 *Actinostroma perspicuum* – BOGOYAVLENSKAYA & KHROMYCH: 44.
- 1999b *Actinostroma perspicuum* – MAY: 170; cum syn.
- 2005 *Actinostroma clathratum* – MAY: 140, Taf. 37, Fig. 1.

Material: BSPG 2006 IX 66.

Äußere Merkmale: Das einzige dieser Art zugeordnete Exemplar besitzt eine nahezu kugelförmige Gestalt mit ca. 30 cm Durchmesser.

Innerer Aufbau: Im Dünnschliffbereich sind in \approx 3 cm Abstand zwei Zonen, die mit Astrorhizenkanälen in Verbindung zu bringen sind, angeschnitten. Es handelt sich um

Strukturen von etwa 1–1,5 mm Breite und 5–10 mm Länge. In diesen Zonen sind die Laminae nach oben aufgebogen und häufig unterbrochen. Die Pfeiler sind in diesen Bereichen meist leicht divergierend angeordnet. Bis zu 3 mm lange, dissepimentartige Laminae überbrücken die Zwischenräume. Am oberen Ende des Dünnschliffes setzt eine neue Latilamina ein, die durch einen spartisch zementierten Hohlraum und eine undeutlich wahrnehmbare Änderung der Wuchsrichtung definiert ist. Die Höhe der unteren Latilamina beträgt mindestens 2,5 cm, deren unterer Rand wird vom Dünnschliff aber nicht mehr erfasst.

Der Vertikalschnitt zeigt stark kontrastierte Laminae und senkrecht dazu stehende, etwas fahl wirkende Pilae. Etwa 70% der Laminae durchlaufen die gesamte Dünnschliffbreite (3–4 cm) parallel, während ca. 30% der Laminae den Eindruck verlängerter Dissepimente vermitteln. Manche Skelettbereiche besitzen durch Häufung von Dissepimenten einen angedeutet cystosen Aspekt. Konvexe Dissepimente überwiegen, untergeordnet treten auch konkave Formen auf. Alle horizontalen Strukturen neigen zu kleinwelligen Verbiegungen. Die Abstände der horizontalen Elemente erreichen Werte von 0,20–0,50 mm, im arithmetischen Mittel (n=10) kommen 5,8 Laminae auf die Strecke von 2 mm. Dissepimente besitzen 0,01–0,02 mm Dicke und auch länger durchlaufende Laminae sind mit 0,03–0,05 mm nur unwesentlich dicker. Sie bestehen aus einer im Durchlicht dunklen (= feinkristallinen) Linie (\approx 0,03 mm dick) und fakultativen Anlagerungen, die von den Pfeilern auszugehen scheinen und den gleichen fahlen Eindruck wie diese vermitteln. Die Laminae wirken ansonsten homogen. Runde Verdickungen mit bis 0,07 mm Durchmesser, die Querschnitten von Colliculi entsprechen, sind äußerst selten. Nur an ganz wenigen Stellen und über kurze Strecken sind Laminae undeutlich zu Punktreihen (= Colliculi), mit Durchmessern von etwa 0,02–0,03 mm, aufgelöst. Die parallel stehenden Pilae werden, bis auf wenige Ausnahmen, deutlich durch die Laminae unterbrochen, sind aber auffällig gut superponiert. Maximal werden 8 Interlaminarräume überbrückt, meistens handelt es sich um 2–4 Interlaminarräume, und nur ganz wenige Pfeiler sind auf einen Interlaminarraum beschränkt. Die Pfeiler besitzen sowohl zylindrische als auch angedeutet spulenförmige Gestalt; deren Breite beträgt 0,05–0,12 mm, überwiegend 0,08–0,11 mm. Die Galerien sind dementsprechend rechteckig, deren Ecken zum Teil leicht abgerundet. Die Abstände der Pfeiler sind sehr heterogen, minimal werden 0,10 mm erreicht, in Extremfällen 0,70–1,00 mm, der normale Abstand beträgt 0,30–0,40 mm. Im arithmetischen Mittel (n=10) sind ca. 5,5 Pfeiler auf der Strecke von 2 mm vorhanden.

Im Tangentialschnitt erscheinen die Laminae in Form eines im Durchlicht dunklen „Schleiers“. Innerhalb der Laminae

Tabelle 9: Skelettdimensionen von *Actinostroma perspicuum* POCTA, 1894.

| BSPG 2006 IX | Parameter | X | s | min. | max. | n |
|--------------|---------------------|------|-------|------|------|----|
| 66 | Pilae/2mm: | 5,45 | 0,82 | 4 | 7 | 11 |
| | Laminae/2mm: | 5,82 | 0,57 | 5 | 7 | 11 |
| | Pilae-Breite (mm): | 0,95 | 0,025 | 0,05 | 0,14 | 10 |
| | Laminae-Dicke (mm): | - | - | 0,03 | 0,05 | - |

X=Mittelwert, s=Standardabweichung, n=Anzahl der Messungen

ist ein rudimentäres „hexactinellides“ Muster durch Colliculi von 0,05–0,08 mm Breite angelegt. Ziemlich selten finden sich Colliculi aber auch im Interlaminarraum. Maximal 6, oft 2–4 benachbarte Pfeiler sind auf diese Weise verbunden. Zusätzlich verlaufen geschwungene Dissepimente ($\approx 0,02$ mm dick) zwischen den Pfeilern. Die Abstände der Pfeiler betragen 0,22–0,52 mm, häufig 0,25–0,36 mm. Im Interlaminarraum weisen die Pfeiler runde bis polygonale Umrisse auf. Deren Durchmesser beträgt ca. 0,1 mm, bei spulenförmigen Pfeilern im Bereich der Laminae auch etwas mehr.

Die Mikrostruktur der Skelettelemente ist kompakt. Analog zu anderen hier beschriebenen *Actinostroma*-Arten, können die Pfeiler einen im Durchlicht dunklen Kern von ca. 0,03 mm Durchmesser zeigen. Die Erhaltung ist nicht optimal, der Lumenzement ist etwas vergrößert. Pfeiler und Colliculi wirken dadurch kontrastarm.

Diskussion: Im vorliegenden Coenosteum ist das im Tangentialschnitt für *Actinostroma* charakteristische „hexactinellide“ Muster (?erhaltungsbedingt) nur undeutlich zu erkennen, es ist aber hinreichend gut definiert, um eine Zuordnung zur Gattung *Actinostroma* zu rechtfertigen. Obwohl nur ein Exemplar vorliegt, legen das äußerst weitständige Skelettgitter und die schlanken Pfeiler die Zuordnung zu *Actinostroma perspicuum* POCTA, 1894 nahe. Ähnlich große Abstände der Skelettelemente sind sonst nur von *Actinostroma vastum* POCTA bekannt. Nach MAY (1999b: 170) lassen sich *A. vastum* von *A. perspicuum* anhand der Variabilität und Beschaffenheit der Pfeiler voneinander abgrenzen. *A. vastum* besitzt zylindrische und spulenförmige Pfeiler mit heterogenen Durchmessern, die Werte von 0,03–0,26 mm annehmen. *A. perspicuum* besitzt zylindrische Pfeiler, die mit 0,07–0,12 mm Durchmesser eine geringere Variabilität aufweisen. Das hier vorliegende Exemplar zeigt diesbezüglich ein Variabilitätsspektrum, das durch spulenförmige Pfeiler auch morphologische Elemente von *A. vastum* zeigt, insgesamt aber eher den Eigenschaften von *A. perspicuum* entspricht. In MAY (2005) sind bei *A. perspicuum* zusätzlich zu den Colliculi feinkristalline und dünne, die Pfeiler durchsetzende Laminae beschrieben, während die Pfeiler von *A. vastum* in erster Linie als durchlaufend bezeichnet werden. Vor diesem Hintergrund besitzt *A. vastum* die Merkmale einer normalen *Actinostroma*-Art, die durch Dimensionen und variable Pfeilerdurchmesser morphologisch nahe bei *Actinostroma devonense* LECOMPTE, 1951 steht. Dagegen nimmt *A. perspicuum*, gekennzeichnet durch vorwiegend superponierte Pfeiler, eine äußerst ungewöhnliche Position am Rand der Gattung *Actinostroma* ein.

Die von SLEUMER (1969: 36) beschriebene *Actinostroma*

sp. 2 zeigt die diagnostischen Merkmale von *A. perspicuum* und ist entsprechend als konspezifisch zu werten. Da keine Beschreibung oder Abbildung einer tangentialen Schnittlage vorliegt, ist - trotz deutlicher Übereinstimmung in Dimensionen und Habitus - *Actinostroma cowvinense* LECOMPTE, 1951 nicht sicher mit *A. perspicuum* zu identifizieren.

Verbreitung: *A. perspicuum* POCTA, 1894 war bisher nur aus dem Oberemium von Böhmen sicher nachgewiesen. Das hier beschriebene Exemplar stammt aus der Dreimühlen-Formation (Givetium) der Hillesheimer Mulde und bildet den Erstnachweis dieser Art in der Eifel; damit wird der bisher bekannte stratigraphische und geographische Rahmen erheblich ausgeweitet. Weiterhin kommt *A. perspicuum* in der Santa Lucía Formation (Emsium/Eifelium) von Kantabrien (Spanien) vor. Möglicherweise ist die Art auch im Eifelium der Ardennen (Belgien) und im Mitteldevon des Kuznets Beckens (Sibirien) verbreitet (cf. YAVORSKY 1930).

Actinostroma sertiforme LECOMPTE, 1951

Taf. 7, Fig. 1; Abb. 10–12; Tab. 10

- * 1951 *Actinostroma sertiforme* LECOMPTE: 123, Taf. 14, Figs. 2, 3.
- 1968 *Actinostroma sertiforme* – FLÜGEL & FLÜGEL-KÄHLER: 383, cum syn.
- 1982 *Actinostroma donganense* LI: 77, Taf. 41, Fig. 1.
- cf. 1988 *Actinostroma?* cf. *sertiforme* – MISTIAEN: 170–172, Taf. 20, Figs. 4, 5; cum syn.
- 2002 *Actinostroma sertiforme* – MAY: 122–124, Taf. 1, Figs. 2, 3.
- 2005 *Actinostroma sertiforme* – MAY: 136, Taf. 2, Figs. 1, 2.

Material: BSPG 2006 IX 67–73.

Äußere Merkmale: Es handelt sich vorwiegend um lagige, untergeordnet auch knollige bis subsphärische Wuchsformen mit einem maximalen Durchmesser von 16 cm. Keines der Stücke besitzt eine Oberfläche, die Details erkennen lässt.

Innerer Aufbau: Latilaminae sind in fast allen Coenosteum vorhanden, manche sind lediglich durch schwache Farbnuancen oder durch eine sehr kontinuierliche, abschließende Lamina definiert, andere besitzen sehr markante Wachstumsunterbrechungen mit Sedimentinfiltrationen. Die Abstände der Latilaminae können von 3 mm bis 11 mm reichen. Die Mehrzahl der Dünnschliffe zeigen wellige Wachstumsflächen, teilweise auch kleine Aufwölbungen (= Mamelonen), die 2–5 mm Breite und 2–3 mm Höhe erreichen. In einem Exemplar sind mamelonenartige Strukturen auf den Bereich einer Latilamina beschränkt. Astrothizenkanäle sind eher unauffällig, im Tangentialschnitt machen sich ca. 0,10–0,18 mm breite

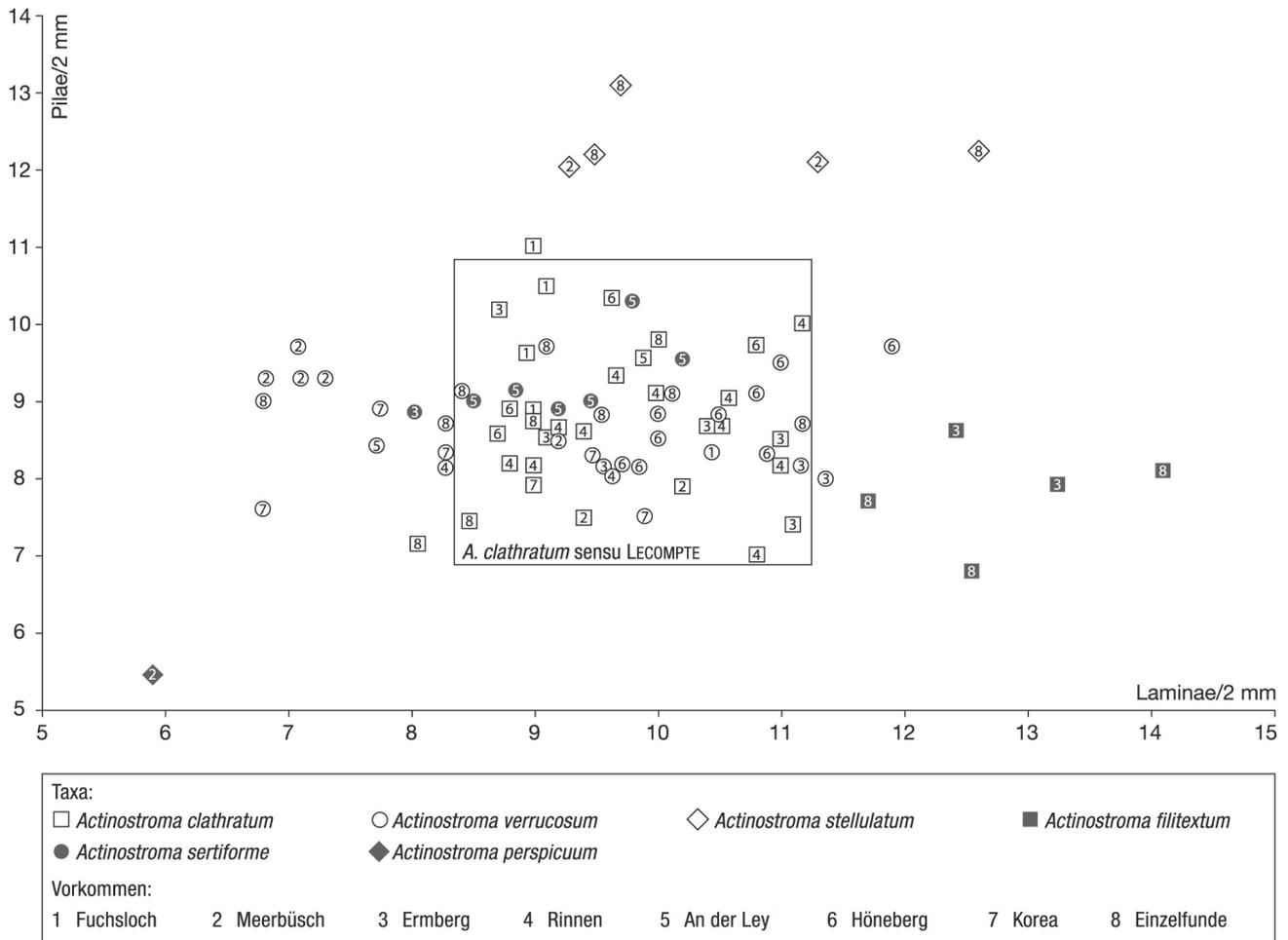


Abbildung 11: Mittelwerte der Pfeiler-Abstände und Laminae-Abstände unterschiedlicher *Actinostroma*-Arten, getrennt nach Vorkommen (Populationen).

und ca. 0,8 bis 1,5 mm lange Kanäle durch Fehlstellungen der Pfeiler bemerkbar.

Im Vertikalschnitt stehen vertikale und horizontale Skelettelemente senkrecht zueinander. In typischen Bereichen sind die Horizontalelemente gewölbt. Die Ausprägung dieses Merkmals ist transitional. Häufen sich stärker gewölbte Elemente, so führt dies zu einem charakteristischen arkadenförmigen Verlauf der Laminae. Ist die Wölbung schwach oder gar nicht entwickelt, entsteht ein rechteckiges bis subquadratisches Muster. Die zylindrischen Pfeiler können z.T. etwas mehr als 10 Interlaminarräume durchlaufen; meist sind sie auf wenige Interlaminarräume, oft nur einen Interlaminarraum, beschränkt. Kurze Pfeiler korrelieren mit welligem Verlauf der horizontalen Skelettelemente. Lange Pfeiler sind gerade und parallel ausgerichtet, manche der kurzen Pfeiler sind leicht gekrümmt bzw. schwach divergierend. Die Durchmesser der Pfeiler erreichen Werte von 0,03–0,09 mm, selten und bevorzugt innerhalb der Mamelonen bis 0,15 mm. Längere Pfeiler sind nicht auffällig dicker als kurze. Durchschnittlich kommen 9 Pfeiler auf die Strecke von 2 mm, minimal wurden 8 und maximal 12 Pfeiler pro 2 mm erfasst. Die Laminae besitzen 0,03–0,09 mm, zumeist 0,04–0,05 mm Breite. Ihre Anzahl kann von 7–13 pro 2 mm Messstrecke variieren, vorwiegend kommen 8–10 auf die Strecke von 2 mm. Die Laminae wirken homogen. Bei manchen

Laminae ist die untere Begrenzung etwas diffus, während die obere Begrenzung scharf definiert ist. Gelegentlich zeichnen sich innerhalb der Laminae runde Querschnitte von Colliculi mit etwa 0,03 mm Durchmesser ab. Die Gestalt der Galerien ist blasenförmig bis rechteckig. Innerhalb der Galerien können, wenn auch relativ selten, uhrglasförmige Dissepimente von 0,01–0,02 mm Dicke auftreten.

Im Tangentialschnitt verlaufen im Durchlicht dunkle Bänder, die zumindest teilweise den Eindruck von echten, schichtförmigen Laminae erwecken. Auf dem Niveau der Laminae, manchmal aber auch auf den Interlaminarraum ausgreifend, zeigt sich ein aus Colliculi bestehendes „subhexactinellides“ Muster. Die Breite der geraden bis gekrümmten Colliculi beträgt 0,02–0,03–(0,04) mm. Die Abstände der Pfeiler und damit die Länge der Colliculi reichen von 0,07–0,21 mm. Die Querschnitte ($\approx 0,05$ mm) der im Interlaminarraum angeschnittenen Pfeiler sind rund bis angedeutet vieleckig. Möglicherweise erhaltungsbedingt lässt sich, abgesehen von den Colliculi, die Struktur der Laminae nicht exakt auflösen. Einige, eher schräge, Schnitte durch die Laminae lassen vermuten, dass diese aus einem polygonalen Netzwerk kleinerer Colliculi (= Mikrocolliculi) bestehen könnten.

Die Mikrostruktur der Skelettelemente ist kompakt.

Diskussion: Die Skelettarchitektur mit schräg angeord-

Tabelle 10: Skelettdimensionen von *Actinostroma sertiforme* LECOMPTE, 1951.

| Parameter | X | s | min. | max. | n |
|--------------------------|-----------------|-----------|------|-------------|----|
| Pilae/2mm: | 8,90–10,30 | 0,70–1,07 | 8 | 12 | 59 |
| Laminae/2mm: | 8,00–10,20 | 0,79–1,23 | 7 | 13 | 60 |
| Pilae-Breite in mm: | meist 0,05–0,07 | | 0,03 | 0,09–(0,15) | - |
| Dicke der Laminae in mm: | meist 0,04–0,05 | | 0,03 | 0,09 | - |

X=Mittelwert pro Coenosteum, s=Standardabweichung pro Coenosteum, n=Anzahl der Messungen

neten, manchmal gekrümmten Colliculi bzw. der arkadenförmige Verlauf der horizontalen Skelettelemente und die damit verbundenen kurzen Pfeiler sind für *Actinostroma* untypisch. Unter Berücksichtigung der Dimensionen sind dies aber die charakteristischen Merkmale von *Actinostroma sertiforme* LECOMPTE, 1951. Nach LECOMPTE (1951) stellt *A. sertiforme* eine Übergangsform zwischen *Actinostroma* und *Atelodictyon* dar, wobei der Schwerpunkt der Merkmale aber innerhalb von *Actinostroma* liegt. Hingegen betrachtet FLÜGEL (1959) die Art als Vertreter von *Atelodictyon*. Bezugnehmend auf die Revision von *Atelodictyon* durch STEARN (1991) fehlen bei *A. sertiforme* aber die für *Atelodictyon* typischen Coenostelae im Interlaminarraum. Für die meines Erachtens richtige Zuordnung zu *Actinostroma* spricht auch, dass die für *Actinostroma* untypischen Merkmale ein transitionales Verhalten zeigen. Die Merkmalskombination von colliculaten Laminae und teilweise wahrnehmbaren schichtförmigen Laminae ist eigentümlich, anhand des vorliegenden Materials aber schwer zu bewerten. Möglicherweise ist dies nur eine sekundäre Erscheinung. Andernfalls könnte es sich bei *A. sertiforme* um einen Vertreter der Artengruppe um *A. stellulatum* und *A. verrucosum* handeln.

Die Abstände der Gitterelemente der untersuchten Coenostea besitzen eine gute Übereinstimmung mit den entsprechenden Werten der Originalbeschreibung von *A. sertiforme* (LECOMPTE 1951: 123). Insgesamt ist aber eine etwas größere Variationsbreite zu beobachten. Durchschnittlich sind die Pfeiler sogar etwas weitständiger angeordnet. Aus diesem Grund wird hier auch *Actinostroma donganense* LI, 1982, die einen größeren Pfeilerabstand (7–8 Pfeiler/2 mm) besitzt als *A. sertiforme* LECOMPTE, 1951, ansonsten jedoch eine vergleichbare Skelettarchitektur aufweist, als jüngeres Synonym von *A. sertiforme* betrachtet. Etwas größere Pfeilerabstände werden auch von *Actinostroma? cf. sertiforme* MISTIAEN (1988: 171) beschrieben, allerdings sind bei diesem Taxon auch etwas dickere Pfeiler vorhanden. Die Identität ist daher nicht gesichert.

Verbreitung: *Actinostroma sertiforme* LECOMPTE, 1951 wurde in der Dreimühlen- und Rodert-Formation der Blankenheimer Mulde und der Hillesheimer Mulde erstmalig nachgewiesen. Der Holotyp von *Actinostroma sertiforme* stammt aus dem Untergivetium der Ardennen (Membre de Mont d' Haur, Gid). Andere Vorkommen liegen im Pragianum von Böhmen (MAY 2002) und im Mitteldevon von China (LI

1982); *Actinostroma sertiforme* wird auch aus dem Givetium von Polen genannt (FLÜGEL & FLÜGEL-KAHLER 1968: 383). Möglicherweise ist auch das aus dem Givetium und Frasnium von Frankreich durch MISTIAEN (1988) als *Actinostroma? cf. sertiforme* beschriebene Material konspezifisch.

Actinostroma stellulatum NICHOLSON, 1886a
Taf. 9, Fig. 1; Abb. 10–12; Tab. 11

- * 1886a *Actinostroma stellulatum* NICHOLSON: 231, Taf. 6, Figs. 8, 9.
- 1951 *Actinostroma stellulatum* – LECOMPTE: 111, Taf. 11, Figs. 1–5; cum syn.
- ? 1951 *Atelodictyon strictum* LECOMPTE: 126, Taf. 15, Fig. 3; Taf. 16, Figs. 1–3.
- 1959 *Actinostroma stellulatum* – FLÜGEL: 179–185, Taf. 6, Fig. 5.
- 1968 *Actinostroma stellulatum* – FLÜGEL & FLÜGEL-KAHLER: 401; cum syn.
- 1969 *Actinostroma stellulatum* – SLEUMER: 34, Taf. 21, Fig. 1; Taf. 22, Fig. 2.
- 1971 *Actinostroma stellulatum* – KAZMIERCZAK: 133–134, Taf. 37, Fig. 3a, b.
- aff. 1971 *Actinostroma stellulatum* – MALLETT: 240, Taf. 13, Figs. 6, 7.
- ? 1974 *Actinostroma ?stellulatum* – FLÜGEL: 161, Taf. 25, Fig. 3; Taf. 26, Figs. 3, 6; Taf. 27, Fig. 4.
- cf. 1984 *Actinostroma cf. stellulatum* – MÉNDEZ-BEDIA: 154, Abb. 3c, d.
- ? 1985 *Atelodictyon strictum* – MISTIAEN: 55, Taf. 2, Figs. 7–11.
- 1993 *Actinostroma stellulatum* – MAY: 29, Taf. 2, Fig. 1.
- aff. 1993 *Actinostroma aff. stellulatum* – WEBBY & ZHEN: 331, Fig. 3E, F.
- 1995 *Actinostroma stellulatum* – KREBEDÜNKEL: 45, Taf. 4, Figs. 1, 2.
- aff. 1997 *Actinostroma aff. stellulatum* – WEBBY & ZHEN: 16, Fig. 6C, E.
- 1999 *Actinostroma stellulatum* – MÉNDEZ-BEDIA: 124, Abb. 2A, B.

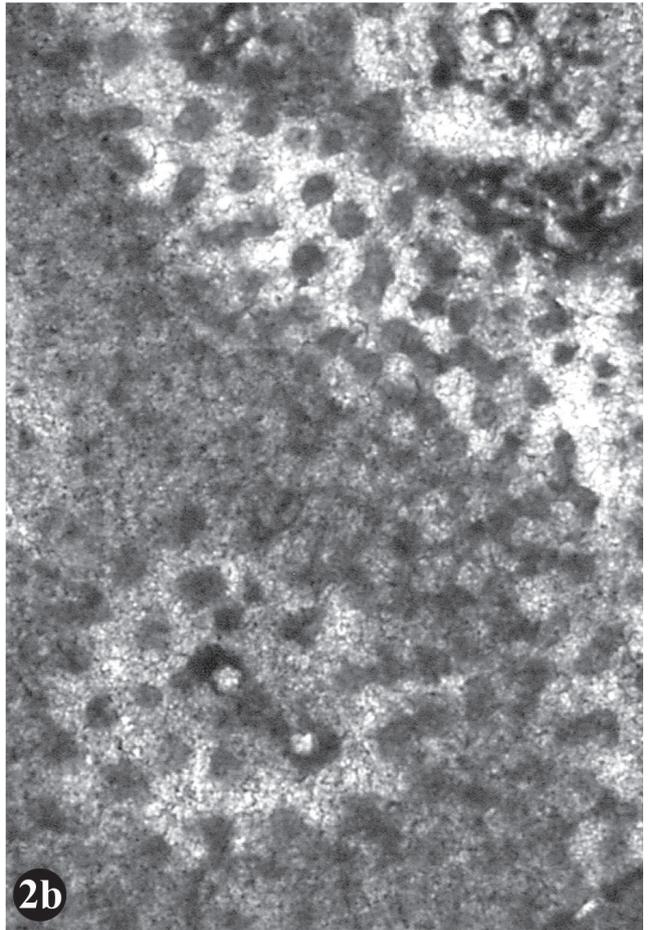
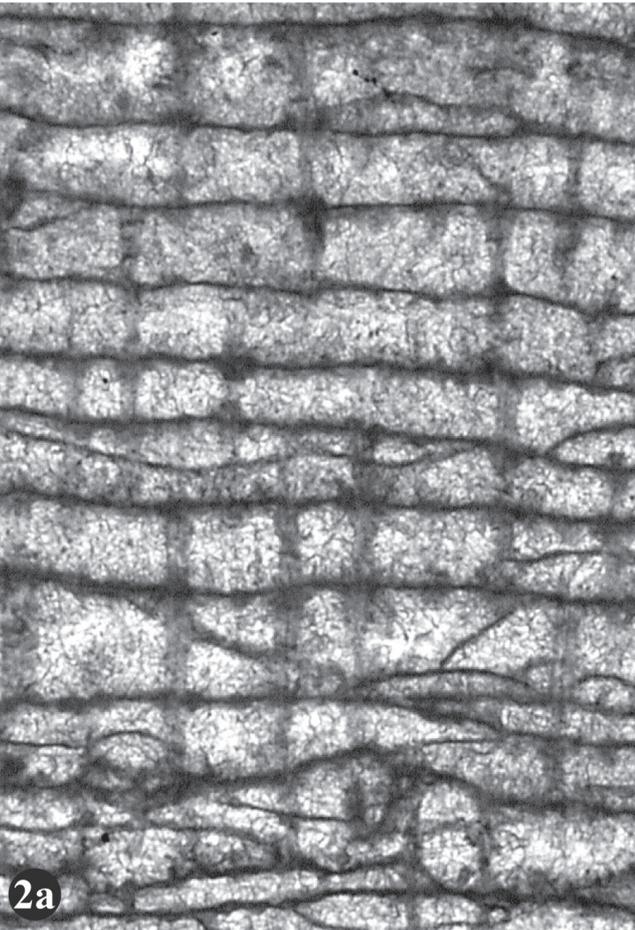
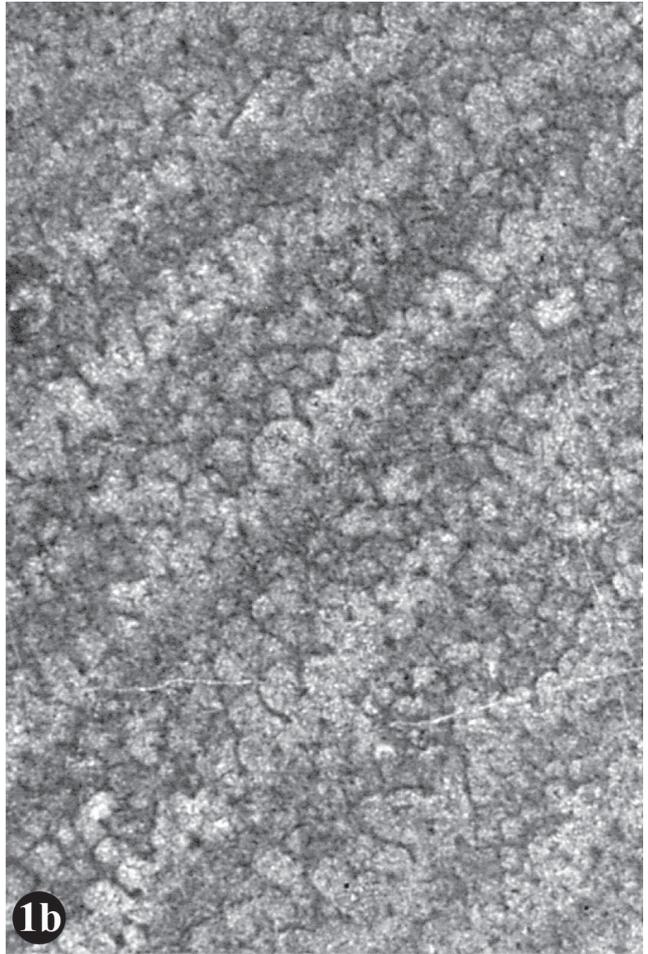
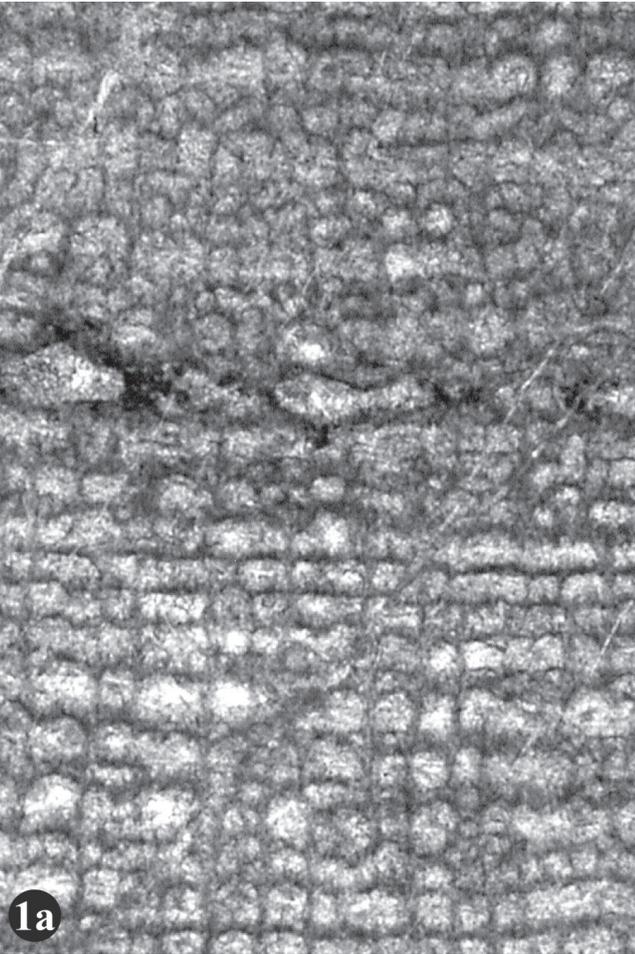
Material: BSPG 2006 IX 74–78.

Äußere Merkmale: Die Proben stammen von im Gestein verbliebenen Coenostea mit lagig bis dicklagig-knolliger Wuchsform. Soweit es möglich war, die Größe zu ermitteln,

Tafel 7:

Fig. 1: *Actinostroma sertiforme* LECOMPTE, 1951; BSPG 2006 IX 73. – a) vertikale Schnittlage; x25. – b) tangentielle Schnittlage; x25.

Fig. 2: *Actinostroma perspicuum* POCTA, 1894; BSPG 2006 IX 66. – a) vertikale Schnittlage; x25. – b) tangentielle Schnittlage; x25.



misst das größte lagige Coenosteum 20 cm Höhe bei 70 cm Breite und das größte knollige Coenosteum ca. 50 cm Durchmesser. Freigewitterte Oberflächen sind an keinem der Exemplare vorhanden.

Innerer Aufbau: An Abweichungen in der Pigmentierung und Änderungen der Wuchsrichtung sind sehr unterschiedlich hohe Latilaminae (2–12 mm vertikale Erstreckung) zu erkennen. In einigen Fällen sind diese durch abweichend strukturierte basale Lagen akzentuiert. Durch Latilaminae definierte Wachstumsflächen sind bei einigen Exemplaren flach oder nur leicht gewellt, bei anderen deuten ca. 3–5 mm breite und 2–3 mm hohe Aufwölbungen des Coenosteums auf Mamelonen im Abstand von 6–10 mm hin. Ein Dünnschliff zeigt inverse Strukturen bzw. Wachstumsgruben mit ≈ 1 mm Breite und $\approx 0,5$ mm Tiefe. Die Astorhizenkanäle sind im Vertikalschnitt durch rundlich aufgeweitete Galerien bis etwa 0,36 mm Durchmesser zu erkennen. Vertikale Astorhizenkanäle, mit maximal 0,33 mm Durchmesser, sind in keinem der Dünnschliffe länger als ca. 1,5 mm zu verfolgen. Im Tangentialschnitt sind horizontal verlaufende Astorhizenkanäle von 0,09 bis 0,21 mm Durchmesser an Fehlstellungen der Pfeiler zu erkennen. Diese können zu einem zentral gelegenen, vertikal verlaufenden Astorhizenkanal zusammenfließen.

Das im Vertikalschnitt sichtbare Skelettgitter besteht aus parallelen horizontalen Elementen, die in Bereichen mit Mamelonen mehr oder weniger wellig verlaufen. Senkrecht dazu stehen Pfeiler, die sich über bis zu 15 Interlaminarräume verfolgen lassen, in der Mehrzahl aber auf 1–3 Interlaminarräume beschränkt sind. Die horizontalen Strukturen besitzen zumeist einen diffusen Rand und eine dünne, im Durchlicht etwas dunkler pigmentierte Linie. Diese kann in der Mitte liegen oder häufiger den oberen Rand bilden. Die horizontalen Skelettelemente wirken ansonsten homogen, und nur selten sind runde Querschnitte von Colliculi mit 0,03–0,04 mm Durchmesser zu erkennen. Die Kontinuität der Laminae lässt die Pfeiler eher superponiert als durchlaufend erscheinen. Die Dicke der Laminae beträgt 0,02–0,07 mm, vornehmlich 0,04–0,05 mm, die Breite der Pfeiler 0,04–0,13 mm, häufig 0,07–0,09 mm. In den Mamelonenzentren treten allerdings vertikale Strukturen mit bis zu 0,25 mm Breite auf. Auf die Strecke von 2 mm kommen 10–15 Pfeiler, überwiegend sind es 11–13, während 7–14 Laminae, häufig 11–12, auf der Strecke von 2 mm zu zählen sind. Die Abstände der Laminae sind heterogen und können 0,10–0,39 mm (im Mittel ca. 0,2 mm) betragen. Die Pfeiler stehen überwiegend parallel, in Bereichen mit Mamelonen können sie entsprechend divergieren oder konvergieren. Sie sind von zylindrischer Form und nur gele-

entlich oben etwas verbreitert oder schwach spulenförmig. In ganz seltenen Fällen sind sie im oberen Bereich verzweigt. Die Anordnung der Pfeiler ist etwas regelmäßiger als die der Laminae, der Abstand beträgt normalerweise 0,12–0,20 mm, die Galerien sind von rechteckiger bis ovaler Form.

Im Tangentialschnitt zeigen sich die Laminae auf komplexe Weise aus Colliculi zusammengesetzt.

3–6 Colliculi, die zwischen den Pfeilern im Bereich der Laminae verlaufen, erzeugen ein „subhexactinellides“ Muster. Die Breite der Colliculi beträgt 0,02–0,04 mm. Die Länge richtet sich nach den Abständen der Pfeiler, die etwa 0,15 mm betragen. Die Colliculi lassen dreieckige Zwischenräume offen, je nach Anzahl treten Winkel von etwa 60° oder 120° auf. In einigen Fällen sind auch runde Querschnitte (= Foramina) mit 0,05–0,08 mm Durchmesser vorhanden. Dichtere horizontale Strukturen entstehen aus der Überlagerung des „subhexactinelliden“ Musters durch zahlreiche und etwas dünnere Colliculi (0,01–0,02 mm). Bis zu 9 Colliculi können von einem Pfeiler ausgehen. Solche Colliculi sind unregelmäßig, unter Umständen auch parallel angeordnet. Sie können Pfeiler direkt verbinden, öfter schneiden sie sich unabhängig von diesen mit weiteren Colliculi. Die Länge der „Mikrocolliculi“ ist abhängig von der Lage der Schnittpunkte und beträgt ungefähr 0,03 mm. Die Pfeiler haben im Interlaminarraum runde, häufig auch vieleckige bis sternförmige Umrisse, gelegentlich sind sie auch im Interlaminarraum durch einzelne Colliculi verbunden.

Die Mikrostruktur der Skelettelemente ist kompakt. Die kleinsten Colliculi befinden sich in einem Größenbereich, der dem von mikroretikulaten Mikrostrukturen nahekommt.

Diskussion: Die vorliegenden Stücke zeigen komplexe, teilweise aus sehr kleinen Colliculi zusammengesetzte horizontale Skelettelemente. Die Pfeiler können kurz (1–3 Interlaminarräume) oder lang (bis zu 15 Interlaminarräume) sein. Auch die langen Pfeiler wirken eher superponiert als durchlaufend. Die Summe dieser Eigenschaften ist untypisch für die Gattung *Actinostroma*, aber unter Berücksichtigung der Dimensionen bezeichnend für *Actinostroma stellulatum* NICHOLSON, 1886a. Der durch FLÜGEL (1959) für *A. stellulatum* gewählte Lectotyp wird durch LECOMPTE (1951: 112–113) genau beschrieben. Im Tangentialschnitt beobachtet LECOMPTE (1951) Colliculi, die die Pfeiler direkt verbinden und zahlreiche etwas kleinere, teilweise gespaltene Colliculi, die ein dichtes Netzwerk bilden. Beide Strukturtypen können sich überlagern, müssen aber nicht unbedingt auf dem gleichen Niveau liegen. STEARN (1966a: 87) hebt bei der Beschreibung desselben Exemplars die kontinuierlichen Laminae hervor, die dadurch entstehen, dass die Colliculi im

Tabelle 11: Skelettdimensionen von *Actinostroma stellulatum* NICHOLSON, 1886a.

| Parameter | X | s | min. | max. | n |
|--------------------------|-----------------|-----------|------|-------------|----|
| Pilae/2mm: | 13,10–12,05 | 0,99–1,26 | 10 | 15 | 58 |
| Laminae/2mm: | 9,30–12,60 | 0,96–1,87 | 7 | 14 | 50 |
| Pilae-Breite in mm: | meist 0,07–0,09 | | 0,04 | 0,13–(0,25) | - |
| Dicke der Laminae in mm: | meist 0,04–0,05 | | 0,02 | 0,07 | - |

X=Mittelwert pro Coenosteum, s=Standardabweichung pro Coenosteum, n=Anzahl der Messungen

Bereich der Laminae sehr zahlreich werden und ein Geflecht bilden. Die Pfeiler sind vielfach auf einen Interlaminaarraum beschränkt, können lokal superponiert sein oder aber viele Laminae durchlaufen. Da diese Eigenschaften mit denen des vorliegenden Materials übereinstimmen, besteht an der Zuordnung zu *A. stellulatum* kein Zweifel. Abgesehen von den abweichenden Dimensionen weist die Skelettarchitektur von *A. stellulatum* auffallende Analogien mit der von *A. verrucosum* (GOLDFUSS, 1826) auf. Meines Erachtens gehören daher beide Arten einer Artengruppe an, die von einem systematischen Standpunkt aus eine marginale Position innerhalb von *Actinostroma* einnimmt.

Die von WEBBY & ZHEN (1993, 1997) als *A. aff. stellulatum* beschriebenen Formen scheinen durchlaufende Pfeiler und einfache Colliculi zu besitzen. Vermutlich sind diese Formen, einschließlich des von MALLETT (1971) als *A. stellulatum* beschriebenen Taxons, nicht mit *A. stellulatum* NICHOLSON, 1886a konspezifisch. Die von FLÜGEL (1974) mit *Actinostroma ?stellulatum* bezeichneten Stücke lassen keine Colliculi erkennen, die Identität mit *A. stellulatum* ist daher sehr unsicher. Schwer zu beurteilen ist die Beziehung von *A. stellulatum* zu *Atelodictyon strictum* LECOMPTE, 1951. Dieses Taxon ist bezüglich der Skelettstruktur und der Dimensionen durchaus mit *A. stellulatum* vergleichbar. Die Superponierung der vertikalen Skelettelemente ist aber auf ein Minimum reduziert. Mit der Begründung, dass *Atelodictyon* schichtförmige Laminae besitzt, bei *Atelodictyon strictum* aber colliculate Laminae vorhanden sind, grenzt STEARN (1991: 620) die Art von *Atelodictyon* ab und ordnet sie *Aculatostroma* zu. Nach STEARN et al. (1999) sollen *Atelodictyon* und *Aculatostroma* wiederum Synonyme sein. Ein einfacher Weg, dieses Dilemma zu überwinden, besteht darin, den Grad der Superponierung der vertikalen Skelettelemente als transitional zu deuten. *Atelodictyon strictum* wäre dann lediglich eine extreme Form innerhalb des Variabilitätsspektrums von *A. stellulatum*.

Verbreitung: Im vorliegenden Probenmaterial fand sich *Actinostroma stellulatum* mit wenigen Exemplaren ausschließlich in der Dreimühlen-Formation der Hillesheimer Mulde. *A. stellulatum* ist aus der Eifel (Mitteldevon) bereits aus der Gerolsteiner Mulde und der Sötenicher Mulde bekannt (LECOMPTE 1951, FLÜGEL 1959, FLÜGEL 1974). Im Unterdevon (Emsium) kommt *Actinostroma stellulatum* in Spanien (Kantabrien) vor (SLEUMER 1969, MÉNDEZ-BEDIA 1999). Die teilweise ebenfalls aus dem Unterdevon stammenden, unter dem Namen *Actino-*

stroma aff. stellulatum beschriebenen australischen Formen sind wahrscheinlich nicht mit *A. stellulatum* konspezifisch (WEBBY & ZHEN 1993, 1997). Im Mitteldevon und unteren Oberdevon sind zahlreiche Vorkommen, z.B. in Spanien, Frankreich, England, Belgien, Deutschland, Polen, Tschechien, Kleinasien, Russland (Ural, Sibirien), Kasachstan und Süd-China bekannt (FLÜGEL 1959, FLÜGEL & FLÜGEL-KAHLER 1968, KAZMIERCZAK 1971, MAY 1993, MÉNDEZ-BEDIA 1999).

Actinostroma verrucosum (GOLDFUSS, 1826)

Taf. 8, Figs. 1–3; Abb. 10–12; Tab. 12

- * 1826 *Cerilopora verrucosa nobis* GOLDFUSS: 33, Taf. 10, Fig. 6a–c.
- 1951 *Actinostroma verrucosum* – LECOMPTE: 107–111, Taf. 9, Figs. 1–8; Taf. 10, Figs. 1, 2; cum syn.
- 1968 *Actinostroma verrucosum* – FLÜGEL & FLÜGEL-KAHLER: 465–469; cum syn.
- 1968 *Actinostroma verrucosum?* – SLEUMER: 32–34, Taf. 18, Fig. 3; Taf. 20, Fig. 4.
- 1970 *Actinostroma verrucosum* – TURNSEK: 10, 22 Taf. 3, Figs. 1, 2.
- 1971 *Nexililamina verrucosa* – MALLETT: 241.
- 1971 *Actinostroma verrucosum* – ZUKALOVÁ: 36, Taf. 5, Figs. 5, 6.
- 1980 *Actinostroma verrucosum* – MISTIAEN: 185, Taf. 2, Figs. 7–9; Taf. 3, Figs. 1–3.
- 1984 *Actinostroma verrucosum* – MÉNDEZ-BEDIA: 154, Abb. 3 a, b.
- ? 1984 *Actinostroma papillosum* var. B – COCKBAIN: 17, Taf. 3, Figs. B, D.
- ? 1985 *Actinostroma verrucosum* – MISTIAEN: 50–53, Taf. 2, Figs. 1–3.
- ? 1985 *Atelodictyon dewalense* – MISTIAEN: 66–72, Taf. 4, Figs. 4–10.
- 1993 *Actinostroma verrucosum* – MAY: 28, Taf. 2, Fig. 2.
- 1995 *Actinostroma verrucosum* – KREBEDÜNKEL: 36, Taf. 5, Figs. 5, 6.
- 1999 *Actinostroma verrucosum* – MÉNDEZ-BEDIA: 124, Abb. 2C–E.

Material: BSPG 2006 IX 79–132. Exemplare, die nur zweifelhaft der Spezies angeschlossen werden, da sich die typischen Merkmale, zumeist aufgrund schlechter Erhaltung oder ungünstiger Schnittlagen, nicht sicher bestimmen lassen: BSPG 2006 IX 133–139.

Tabelle 12: Skelettdimensionen von *Actinostroma verrucosum* (GOLDFUSS, 1826).

| Parameter | X | s | min. | max. | n |
|---------------------------------------|---|-----------|--------|--------|-----|
| Pilae/2mm | 7,27–9,71 | 0,54–1,40 | 6 | 12 | 321 |
| Laminae/2mm | 6,80–11,89 | 0,51–2,36 | 4 | 14 | 355 |
| Dicke der Laminae (mm): | | | 0,03 | ≈ 0,08 | |
| Dicke komplexer Laminarbereiche (mm): | | | ≈ 0,08 | 0,30 | |
| Pilae-Breite in mm: | häufig 0,07–0,15 | | 0,05 | 0,25 | |
| | 0,12 mm im arithmetischen Mittel (n=80) | | | | |

X=Mittelwert pro Coenosteum, s=Standardabweichung pro Coenosteum, n=Anzahl der Messungen

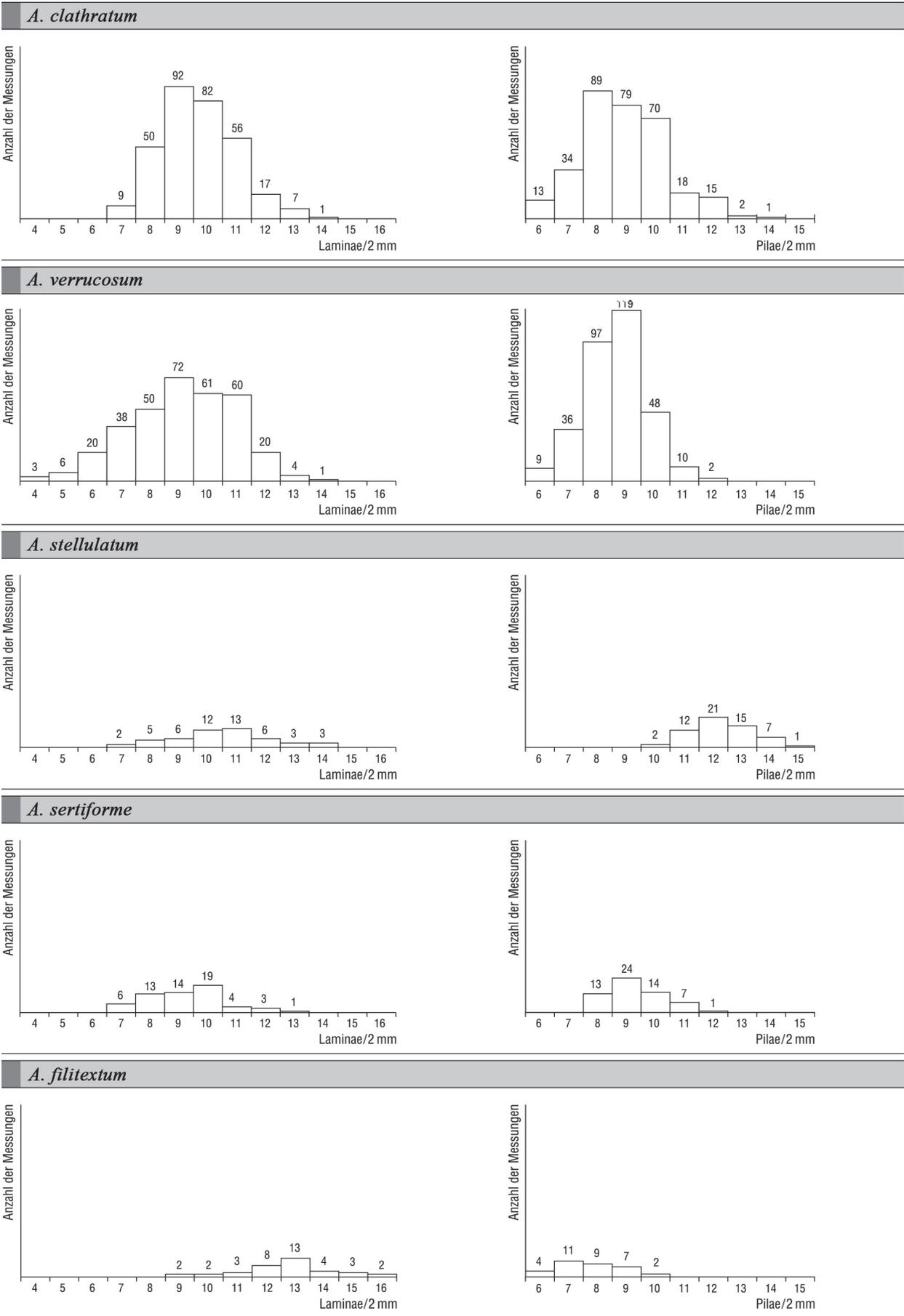


Abbildung 12: Variationsbreite der Pfeiler- und Laminae-Abstände unterschiedlicher *Actinostroma*-Arten.

Äußere Merkmale: Die Wuchsformen der *Coenostea* sind knollig bis subsphärisch, seltener dicklagig, maximal wurden 50 cm Durchmesser ermittelt. Die wenigen Exemplare mit erkennbaren Oberflächenmerkmalen sind bedeckt von flach ansteigenden Mamelonen von ca. 1 cm Breite und wenigen Millimetern Höhe.

Innerer Aufbau: Einige Exemplare besitzen Latilaminae mit Abständen, die von 1–8 mm variieren. Diese können durch schwache Farbnuancen, Drängung der Laminae, inkrustierende Mikroorganismen oder inkrustierende Stromatoporen (insbesondere *Clathrocoilon* spp.) definiert sein. Einige der Latilaminae zeigen eine basale Lage. Gelegentlich greifen neue Latilaminae am Rande des Coenosteums auf das Sediment über und bilden schwach ausgeprägte Ragged Margins. Horizontal verlaufende Astrorhizenkanäle sind unauffällig und durch aufgeweitete Galerien oder Fehlstellungen der Pfeiler zu erkennen. Auffälliger sind vertikale Astrorhizenkanäle, die durch Bereiche mit leicht konvergierenden oder häufiger divergierenden Pfeilern gekennzeichnet sind. Für diese Kanäle wurden Durchmesser von 0,1–0,3 mm ermittelt, oft sind sie auf Höhe der Laminae durch tendenziell konvexe Dissepimente abgeteilt. Vertikale Astrorhizenkanäle können mit Aufwölbungen des Coenosteums assoziiert sein. In der Vertikalen gestapelt, können sie sich bis in die Mamelonen der Oberfläche fortsetzen (= Astrorhizalzyylinder).

Der Vertikalschnitt zeigt ein rechteckiges Muster der horizontalen und vertikalen Skelettelemente. Die Abstände der horizontalen Skelettelemente sind mit 0,1–0,6 mm sehr heterogen, es kommen 4–14, zumeist 9–11 Laminae auf die Strecke von 2 mm. Die Pfeiler können etwa 10 Interlaminarräume überbrücken, meist sind sie kürzer und auf 1–3 Interlaminarräume beschränkt. Die Pfeiler können durchlaufend oder superponiert wirken. Minimal 6, maximal 12, häufig 8–9 Pfeiler finden sich auf der Strecke von 2 mm. Die Form der vertikalen Skelettelemente ist zylindrisch, häufiger nach oben v-förmig verbreitert oder etwa im oberen Drittel in 2–3 „Arme“ aufgespalten. Entsprechend ist die Form der Galerien häufig oben abgerundet. Die Durchmesser der Pfeiler können 0,05–0,25 mm betragen, ganz überwiegend sind es 0,07–0,15 mm. Die Morphologie der horizontalen Skelettelemente ist sehr variabel. Das eine Extrem sind sehr dünne, 0,03–0,08 mm dicke, homogen wirkende, seltener zu Punktreihen (= Querschnitte von Colliculi bis zu 0,08 mm Durchmesser) aufgelöste Laminae. Das andere Extrem sind bis zu 0,3 mm dicke, komplex strukturierte Laminarbereiche. Bei den komplexen Laminarbereichen handelt es sich um Strukturen, die aus Pfeilern und Colliculi analogen Elementen aufgebaut sind, deren Dimensionen aber z.T. wesentlich kleiner sind, und deren Orientierung bezogen auf das Skelettgitter nicht ganz regelmäßig ist. Zwischen den geschilderten Morphologien gibt es wesentlich häufigere Übergangsformen, bei denen die Laminae einen geraden und gut definierten oberen Rand besitzen, die untere Begrenzung aber diffus mit leicht gewellten Rändern verläuft. Je nach Coenosteam und betrachtetem Sektor kann die eine oder andere Variante überwiegen. Tendenziell nimmt die Komplexität der Pfeiler (Aufspaltung) und der Laminae (komplexe Laminarbereiche) bei weiteren Abständen der horizontalen Skelettelemente zu. Gelegentlich verlaufen im Interlaminarraum zusätzliche, meist wellige Strukturen von $\approx 0,02$ mm Dicke (= Dissepimente).

Im Tangentialschnitt sind bei Exemplaren mit ausgeprägten Astrorhizalzyklindern die Laminae in Form konzentrischer Ringe angeordnet. Schnitte durch die Laminae zeigen, dass diese aus Colliculi aufgebaut sind. Zwischen den Colliculi, die etwa in 60° Winkeln zueinander stehen, sind dreieckige Zwischenräume vorhanden. In einigen Fällen sind aber auch auffallend runde Querschnitte (= Foramina) mit bis zu 0,15 mm Durchmesser vorhanden. Der Abstand der Pfeiler und damit die Länge der Colliculi beträgt 0,16–0,27 mm. Die Breite der Colliculi beträgt 0,02–0,06 mm. Wenn komplexe Laminarbereiche angeschnitten werden, überlagert sich dem - benachbarte Pfeiler verbindenden - aus Colliculi zusammengesetzten „hexactinelliden“ Muster ein zusätzliches polygonales Netzwerk; dieses besteht aus etwa 0,01 mm breiten und 0,02–0,04 mm langen „Mikrocolliculi“. In einem Coenosteam ist deutlich zu erkennen, dass in komplexen Laminarbereichen von den Pfeilern mehr als sechs (etwa 9) Colliculi ausgehen. Gelegentlich sind Colliculi auch im Interlaminarraum anzutreffen. Die Querschnitte der Pfeiler sind im Interlaminarraum rund bis polygonal, deren Durchmesser betragen 0,05–0,22 mm.

Die Mikrostruktur aller Skelettelemente ist kompakt. Die Dimensionen der Skelettelemente in komplexen Laminarbereichen reichen bis zur Größenordnung von Mikropilae und Mikrocolliculi, bei mikroretikulaten Mikrostrukturen, hinab. Die Zentren mancher Pfeiler besitzen einen im Durchlicht dunklen Kern von 0,02–0,03 mm Durchmesser.

Diskussion: Die aus Colliculi aufgebauten horizontalen Skelettelemente legen die Zuordnung zu *Actinostroma* nahe. Die Colliculi sind aber, abweichend von der Typusart *A. clathratum*, zu komplexen Laminarbereichen angeordnet. Kombiniert mit den Skelettabmessungen ist dies bezeichnend für *Actinostroma verrucosum* (GOLDFUSS, 1826). Das hier verwendete Artkonzept stützt sich auf LECOMPTE (1951: 76, 110), der die Art über die Struktur der Laminae – „épaisisses à structure effrangée vers le bas, rectiligne vers le haut“ – definiert und damit ein vorhergehendes, auf Mamelonen und Astrorhizalzyylinder beruhendes Artkonzept ersetzt. Mamelonen und Astrorhizalzyylinder sind als artbestimmendes Kriterium umstritten (FLÜGEL 1959: 104) und können im gesammelten Eifel-Material analog zu den von LECOMPTE (1951: 107–110) gemachten Beobachtungen bei manchen Exemplaren fehlen oder sehr unregelmäßig im Coenosteam verteilt sein. Teils nur unvollständig überliefert, teils auf primäre Unterschiede zurückgehend ist auch die Komplexität der horizontalen Skelettelemente auffälligen Variationen unterworfen und kann, wie von LECOMPTE (1951: Taf. 10, Figs. 1, 2) dokumentiert, von gering bis sehr stark reichen. Manche Zonen erinnern morphologisch an *Actinostroma mamontovi* YAVORSKY, 1931 andere an „*Syringostroma*“ *verrucosum* KHALFINA, 1960. Wohlgemerkt sind diese Arten nicht mit *A. verrucosum* konspezifisch, ich halte es aber für wahrscheinlich, dass diese Arten einer größeren Artengruppe angehören, die insgesamt betrachtet morphologisch näher bei *Actinostroma* als bei *Atelodictyon* steht. Ob es möglich bzw. sinnvoll ist, *Aculatostroma* mit der Typusart *Syringostroma verrucosum* KHALFINA, 1960 in der „Grauzone“ zwischen *Actinostroma* und *Atelodictyon* zu stabilisieren, ist angesichts der beobachtbaren Variabilität der Anordnung der Colliculi eher fraglich. Die vielfach diskutierte, auf MALLET (1971) zurückgehende Zuordnung von *A. verrucosum* zu *Nexililamina* ist abzulehnen, da diese Gattung

durchgehende Laminae ohne Colliculi aufweist (cf. WEBBY & ZHEN 1997: 33–35).

Die *A. verrucosum* strukturell sehr ähnliche Spezies *A. stellulatum* besitzt ein feineres Skelettgitter. *A. sertiforme* LECOMPTE, 1951 zeichnet sich durch dünnere Pfeiler und charakteristische arkadenförmige Laminae aus. Zur Abgrenzung von *A. verrucosum* gegen *A. clathratum* ist die komplexe Struktur der horizontalen Skelettelemente das wichtigste Kriterium. Die übrigen hier gefundenen *Actinostroma*-Arten haben stark abweichend dimensionierte Skelettgitter. Bei *Atelodictyon dewalense* MISTIAEN, 1985 handelt es sich meines Erachtens kaum um einen Vertreter von *Atelodictyon*, da zumindest teilweise als Colliculi interpretierbare Strukturen erkennbar sind (MISTIAEN 1985: Taf. 4, Fig. 10); das Taxon scheint daher dem hier vertretenen Artkonzept für *A. verrucosum* zu entsprechen. Wahrscheinlich ist auch *Actinostroma papillosum* var. B sensu COCKBAIN (1984) der Art *A. verrucosum* zuzuordnen.

Verbreitung: *A. verrucosum* ist mit die häufigste Stromatopore im Untersuchungsgebiet. Sie findet sich von der Loogh- bis in die Rodert-Formation in allen hier untersuchten Mulden des Eifel-Synklinoriums. Die Art ist bereits von mehreren Fundpunkten in der Eifel bekannt (FLÜGEL 1974). Im Mitteldevon ist *A. verrucosum* in der altweltlichen Faunenprovinz nahezu weltweit verbreitet (FLÜGEL 1959, FLÜGEL & FLÜGEL-KAHLER 1968, MISTIAEN 1985, MAY 1993, MÉNDEZ-BEDIA 1999). *A. verrucosum* kommt auch noch bis ins Frasnium vor (LECOMPTE 1951, ZUKALOVÁ 1971). Die stratigraphisch ältesten Vorkommen finden sich im Oberemium von Spanien (MÉNDEZ-BEDIA 1999). Laut WEBBY et al. (1993: 125) ist das Vorkommen von *Actinostroma verrucosum* (GOLDFUSS, 1826) im Unterdevon von Victoria (Australien) nicht gesichert.

Actinostroma spp.

Material: BSPG 2006 IX 140–161.

Es handelt sich hierbei um Exemplare, die durch ihre Skelettstruktur eindeutig der Gattung *Actinostroma* zuzuordnen sind. Schlechte Erhaltung und ungünstige Schnittlagen erlauben keine weitergehende Zuordnung. Es ist aber vollkommen unwahrscheinlich, dass die hier aufgezählten Coenostea nicht zu einer der oben genannten Arten gehören.

Ordnung Stromatoporellida STEARN, 1980
Familie Stromatoporellidae LECOMPTE, 1951

Gattung *Clathrocoilona* YAVORSKY, 1931

Typusart: *Clathrocoilona abeona* YAVORSKY, 1931

Diagnose: siehe STEARN et al. (1999: 39), vergleiche dazu STEARN (1966a: 98), KOSAREVA (1976), STOCK (1982: 670–671)

und PROSH & STEARN (1996: 27–30).

Bemerkungen zur Diagnose: Um dem Umfang der Gattung gerecht zu werden, ist ergänzend zu den in STEARN et al. (1999: 39) als diagnostisch aufgezählten Merkmalen darauf hinzuweisen, dass beim Originalmaterial der Typusart *C. abeona* YAVORSKY, 1931 durchaus Areale mit superponierten vertikalen Skelettelementen vorhanden sind. Ein Teil der vertikalen Skelettelemente liegt außerdem in Form von Mauern (= Coenostelae) vor, diese können mit den horizontalen Skelettelementen auch verschmelzen. Zudem können die horizontalen Skelettelemente bereichsweise aus Mikrolaminae zusammengesetzt sein. (YAVORSKY 1931: Taf. 1, Figs. 9–11; Taf. 2, Figs. 1, 2).

Clathrocoilona curiosa (BARGATZKY, 1881)

Taf. 10, Fig. 1; Tab. 13

- * 1881 *Stromatopora curiosa* GOLDFUSS – BARGATZKY: 285.
- cf. 1931 *Clathrocoilona abeona* YAVORSKY: 1395, 1407, Taf. 1, Figs. 9–11; Taf. 2, Figs. 1, 2.
- 1951 *Stromatoporella curiosa* – LECOMPTE: 177–181, Taf. 25, Figs. 1–3; cum syn.
- 1968 *Stromatoporella curiosa* – FLÜGEL & FLÜGEL-KAHLER: 116; cum syn.
- 1988 *Stictostroma curiosa* – MISTIAEN: 179, Taf. 21, Fig. 10.
- 1993 *Clathrocoilona (Clathrocoilona) curiosa* – MAY: 40, Taf. 6, Fig. 1.
- 1995 *Stromatoporella curiosa* – KREBEDÜNKEL: 93–94, Taf. 12, Figs. 5, 6.
- 1997 *Clathrocoilona (Clathrocoilona) curiosa* – AVLAR & MAY: 109, Taf. 1, Fig. 2.

Material: BSPG 2006 IX 162–175.

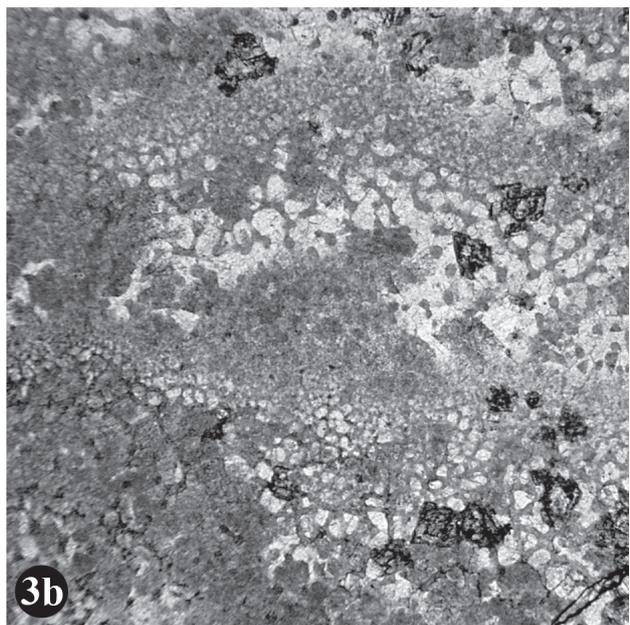
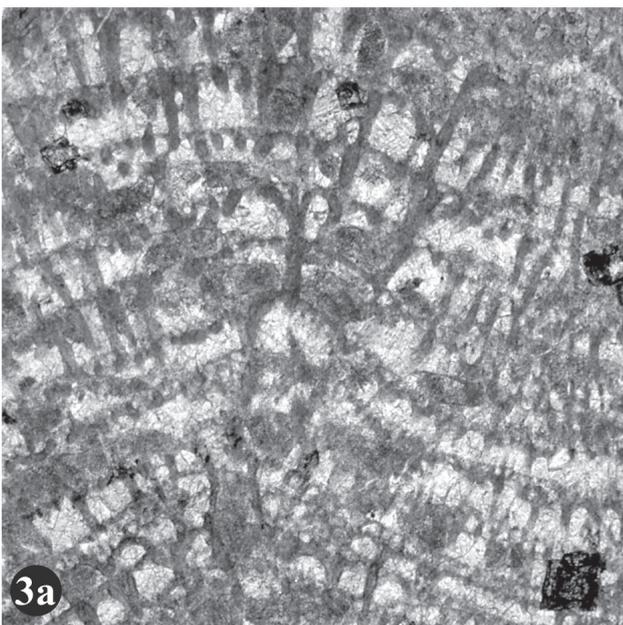
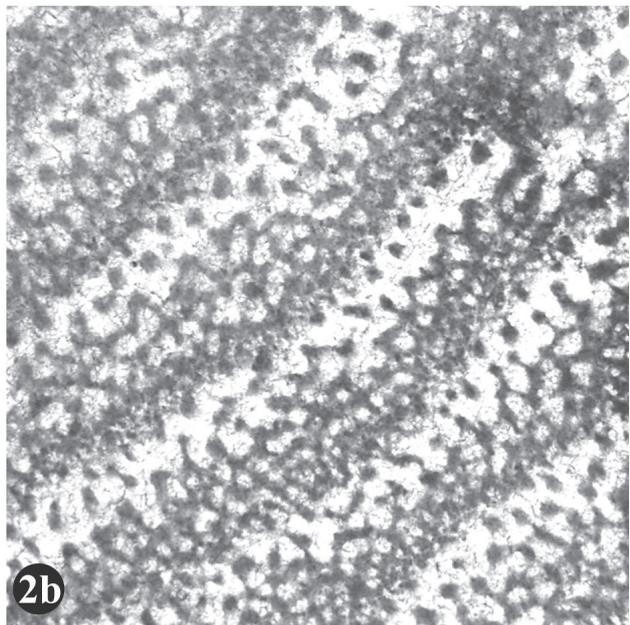
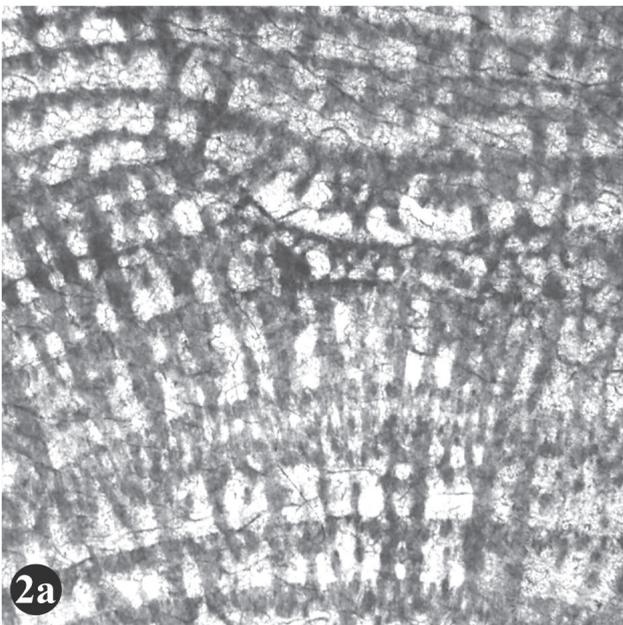
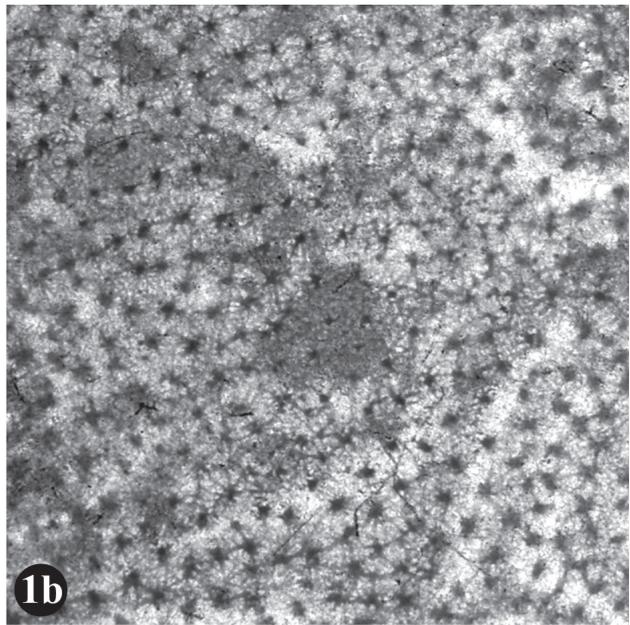
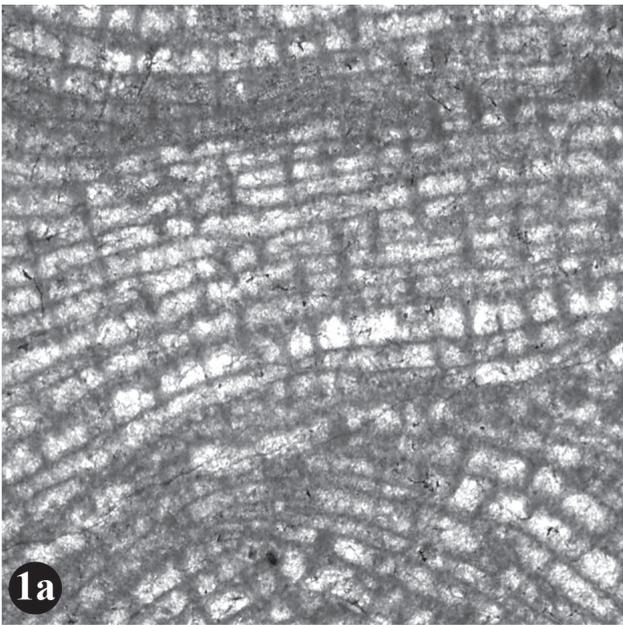
Äußere Merkmale: Zwei der zugeordneten Stücke sind inkrustierend auf tabulaten Korallen aufgewachsen und bilden Coenostea von etwa 2 cm Dicke. Eines umwächst den Kelch einer rugosen Koralle. Bei den übrigen Exemplaren handelt es sich um Fragmente oder Proben von größeren im Gestein verbliebenen Stromatoporen mit dicklagiger bis subsphärischer Wuchsform. Das größte Coenosteam ist unregelmäßig geformt und besitzt 50 cm Breite bei 70 cm Höhe. Da dieses Exemplar nur randlich beprobt wurde, kann nicht ausgeschlossen werden, dass es sich hierbei lediglich um die letzte Inkrustation einer aus mehreren Organismen komplex zusammengesetzten Struktur (= Mikrobioherm) handelt. Das nächst größere Coenosteam misst 14 cm Breite bei 18 cm Höhe und besitzt dünne, fingerartige Aufwüchse an der Oberfläche. Bei manchen der Stücke sind Mamelonen, in etwa 1 cm Abstand, an der Oberfläche vorhanden.

Innerer Aufbau: Alle Exemplare besitzen Latilaminae von 2–10 mm Höhe. Die Latilaminae sind durch unterschiedliche Pigmentierung, besonders markante und durchlaufende Lamina und durch unterschiedliche Dimensionierung der

Tafel 8:

Fig. 1–3: *Actinostroma verrucosum* (GOLDFUSS, 1826)

- 1: BSPG 2006 IX 116. – a) vertikale Schnittlage; x18. – b) tangentielle Schnittlage; x18.
- 2: BSPG 2006 IX 101. – a) vertikale Schnittlage; x18. – b) schräge Schnittlage; x18.
- 3: BSPG 2006 IX 117. – a) vertikale Schnittlage; x18. – b) tangentielle Schnittlage; x18.



Skelettelemente definiert. Selten findet sich am Top der Latilamina ein dünner, lateral schnell auseinander, spärlicherfüllter Hohlraum. Astrorhizenkanäle sind im Tangentialschnitt besonders auffällig und verlaufen gerade, mit deutlichen Knicken, gewunden oder anastomosierend. Die maximale beobachtete Länge beträgt etwa 5 mm. Die Astrorhizenkanäle haben 0,07–0,35 mm, überwiegend 0,10–0,20 mm Durchmesser. In vertikalen Schnittlagen lassen sich horizontale Kanäle maximal über 1–2 mm verfolgen, manchmal sind sie über Abzweigungen oder knieförmige Umbiegungen in Winkeln um 90° mit benachbarten Interlaminarräumen verbunden. Häufig sammeln sie sich in Mamelonen, wobei in einigen Fällen mehrere (bis zu 6) Kanäle nahezu parallel verlaufen. Die Kanalsysteme innerhalb der Mamelonen stehen normalerweise mit mehreren Interlaminarräumen in Verbindung, sind aber meist auf einen Latilaminarraum beschränkt.

Der Vertikalschnitt zeigt parallele Laminae und senkrecht dazu orientierte Pfeiler/Coenostelae. Die Querschnitte der intraskelettalen Hohlräume sind überwiegend rund bis oval. Rechteckige Formen sind vor allem in Bereichen mit überdurchschnittlich langen vertikalen Skelettelementen anzutreffen und haben entsprechend eine größere Höhe als Breite. Eine Unterscheidung der intraskelettalen Hohlräume in Astrorhizenkanäle und Galerien ist in vielen Fällen nicht oder nur arbiträr durchführbar. In den intraskelettalen Hohlräumen können Dissepimente mit 0,01–0,02 mm Dicke im Abstand von 0,04–0,2 mm vorhanden sein. Deren Verteilung im Skelett ist relativ unregelmäßig, insgesamt betrachtet sind sie eher selten, in vielen Skelettbereichen fehlen sie (?erhaltungsbedingt) vollständig. Die Pfeiler sind spulenförmig, manchmal auch zylindrisch. Skelettbereiche ohne Superponierung der vertikalen Skelettelemente überwiegen, in kleineren Arealen können sie über 2–4 Interlaminarräume superponiert angeordnet sein. Es sind 4–10, im arithmetischen Mittel 6–6,4 Pfeiler/Coenostelae auf der Strecke von 2 mm entwickelt. Die Breite der Pfeiler/Coenostelae kann Extremwerte von 0,05–0,5 mm annehmen; je nach Coenosteum sind durchschnittlich 0,17–0,22 mm Breite zu verzeichnen. Die Laminae sind in Abständen von 0,20–0,50 mm angelegt, 4–8 Laminae lassen sich auf der Strecke von 2 mm zählen, im arithmetischen Mittel sind es 5–6,5 Laminae pro 2 mm. Die Dicke der Laminae beträgt 0,1–0,45 mm mit Mittelwerten, die 0,18–0,25 mm erreichen. Tendenziell sind die Skelettmaße im obersten Abschnitt der Latilaminae feiner (= Terminal Phase sensu STEARN et al. 1999: 8). In einem Exemplar manifestiert sich das sehr deutlich. In einem der terminalen Bereiche sind dort, bei Pfeilerbreiten von 0,05–0,10 mm, 5–6 Pfeiler pro 1 mm Strecke vorhanden. Die Anzahl der Laminae auf der Strecke von 1 mm beträgt in dem gleichen Bereich 5–7, deren Dicke 0,02–0,05 mm. Bei den meisten Exemplaren sind die Unterschiede allerdings fließend und lassen sich nicht exakt quantifizieren.

Der Tangentialschnitt zeigt von Exemplar zu Exemplar unterschiedlich häufig – insgesamt aber nicht zu vernachlässigende – amalgamierte Skelettbereiche. Die hier auftretenden Coenostelae können bis etwa 0,5 mm Breite besitzen und Mauern von 1–2 mm Länge bilden. Die Morphologie dieser Bereiche wird stark durch Astrorhizenkanäle beeinflusst. Ansonsten finden sich Bereiche mit deutlich zu Pilae und Laminae differenzierten Skelettelementen. Isolierte Pfeiler haben im Interlaminarraum runde Querschnitte mit 0,07–0,25 mm Durchmesser und ca. 0,15–0,20 mm Abstand voneinander. Mit Annäherung an die Laminae neigen auch isolierte Pfeiler zu komplizierteren Formen. Uneinheitlich verteilt sind in den Laminae Foramina von 0,06–0,22 mm, häufig 0,10–0,15 mm Durchmesser, angelegt. In den Arealen der größten Dichte kommen 3–6 Foramina auf einen Quadratmillimeter.

Die Mikrostruktur erscheint (?erhaltungsbedingt) überwiegend kompakt, teilweise auch angedeutet flocculent. Die Laminae sind tripartit, d.h. sie besitzen mehr oder weniger häufig unterbrochene, im Durchlicht helle Mittellinien von 0,02–0,04 mm Dicke. An der Mittellinie können die Laminae dichotom aufspalten. Selten sind zwei solcher Mittellinien vorhanden. Fehlt die Mittellinie, so wirkt das Skelett als Kontinuum; dies ist besonders im Bereich von vertikalen Astrorhizenkanälen der Fall. Das hinsichtlich der Mikrostruktur detailreichste Exemplar besitzt Areale, in denen sich die im Durchlicht dunklen Mikroskelettelemente von etwas helleren Zwischenräumen abheben. Letztere sind wiederum etwas dunkler als der Lumenzement. Die Mikroskelettelemente selbst sind häufig rund (= Melanosphären) mit 0,02–0,04 mm Durchmesser. Gelegentlich besitzen sie eine Achse, die etwas länger als die andere ist. Berühren sich solche ungerundeten Melanosphären (\approx Mikropilae bzw. Mikrocolliculi), werden dadurch undeutlich mikroretikulate Muster erzeugt. Die Zwischenräume sind teilweise deutlich als Tubuli (= röhrenförmige im Durchlicht helle Strukturelemente) von etwa 0,01–0,02 mm Durchmesser zu identifizieren. Teilweise sind die Zwischenräume auch unregelmäßiger und u.U. auch breiter, als sich dies bei isolierten Tubuli beobachten lässt. Je nachdem, ob die Aufmerksamkeit auf im Durchlicht helle oder dunkle Mikrostrukturen gerichtet wird, und je nach betrachtetem Sektor können voneinander abweichende Eindrücke entstehen. Einmal scheinen die dunklen (= mikroretikulat), einmal die hellen Anteile (= tubulat) die regelmäßige Mikrostruktur zu erzeugen.

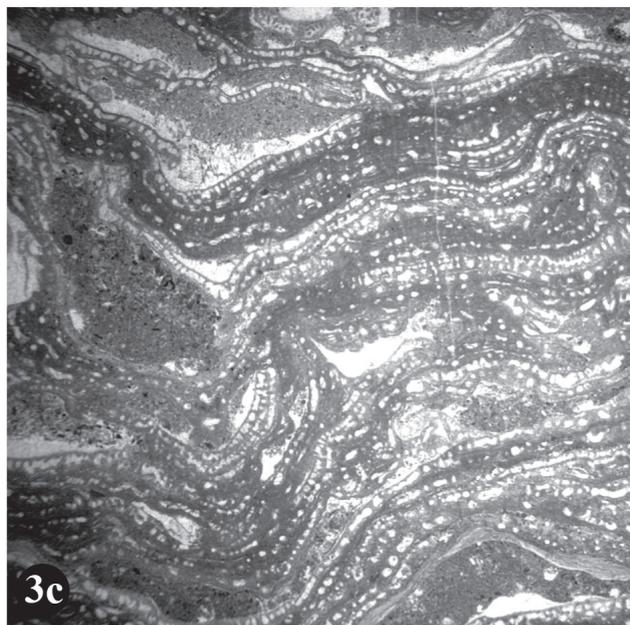
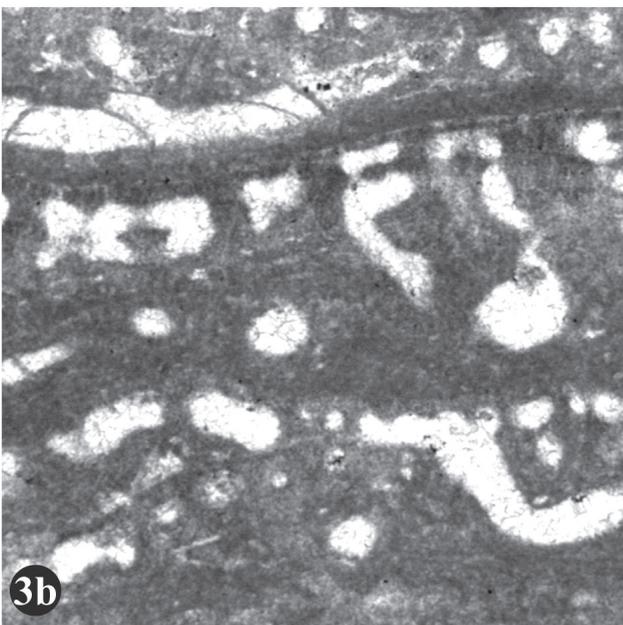
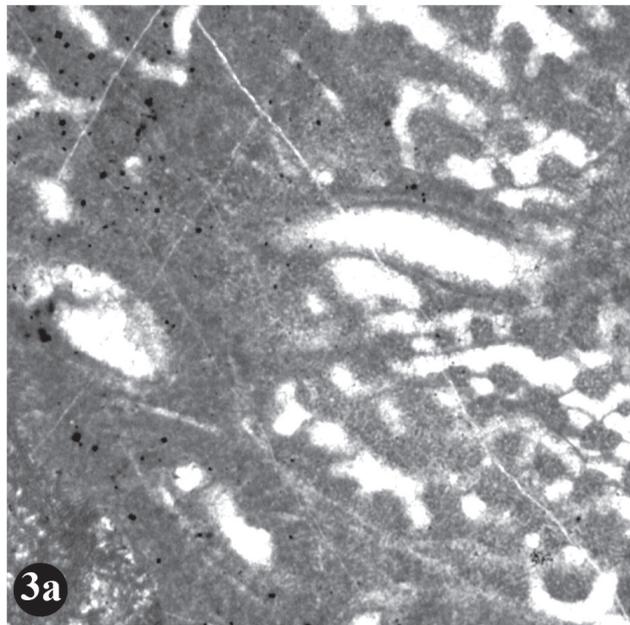
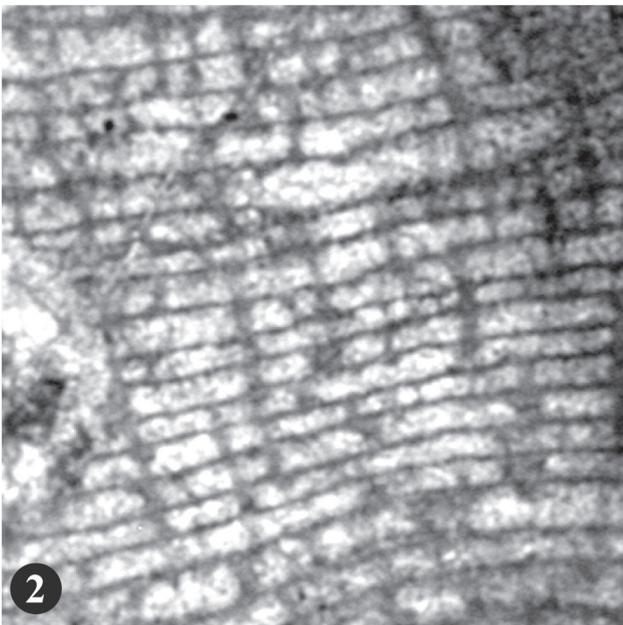
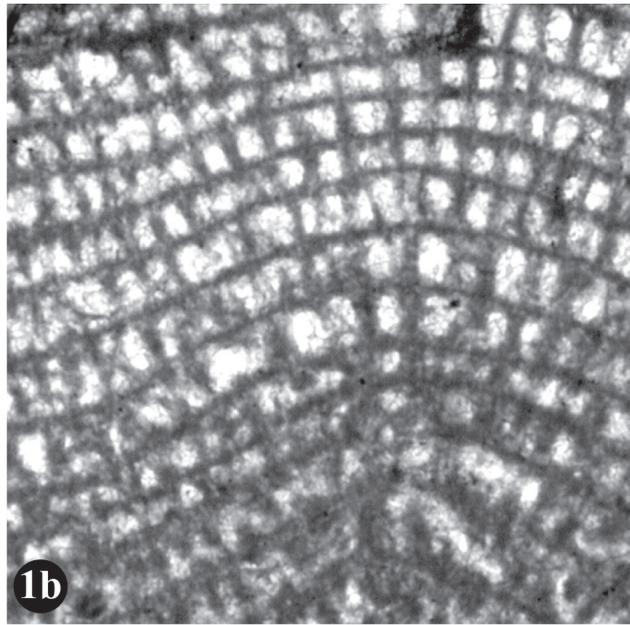
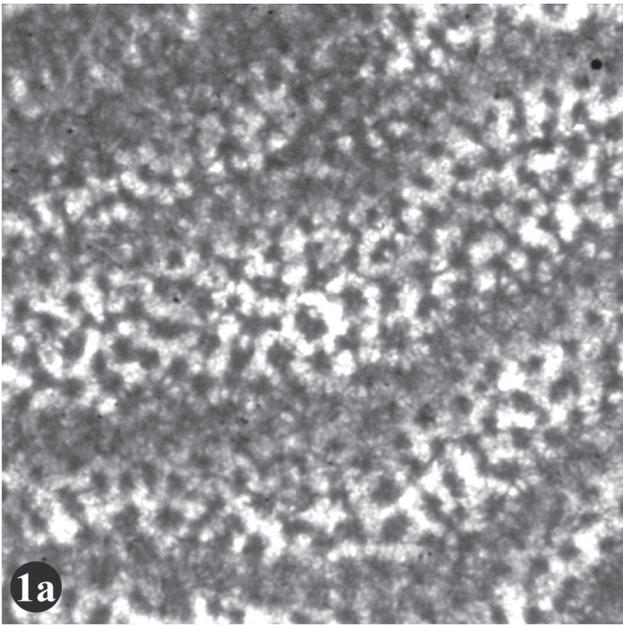
Diskussion: Die vorliegenden Stücke besitzen Eigenschaften, die mit der von STEARN et al. (1999: 39) gegebenen Diagnose von *Clathrocoelona* weitgehend übereinstimmen. Die Anordnung der Skelettelemente betreffend ergeben sich folgende diagnostische Merkmale: auf einen Interlaminarraum beschränkte vertikale Skelettelemente, nicht systematisch superponierte vertikale Skelettelemente und, in Relation zum offenen Volumen im Interlaminarraum, ungewöhnlich dicke

Tafel 9:

Fig. 1: *Actinostroma stellulatum* NICHOLSON, 1886a; BSPG 2006 IX 76. – a) tangentielle Schnittlage; x25. – b) vertikale Schnittlage; x25.

Fig. 2: *Actinostroma flitextum* LECOMPTE, 1951; BSPG 2006 IX 64, vertikale Schnittlage; x25.

Fig. 3: *Clathrocoelona obliterata* (LECOMPTE, 1951); BSPG 2006 IX 203. – a) tangentielle Schnittlage; x25. – b) vertikale Schnittlage; x25. – c) vertikale Schnittlage; x8.



Skelettelemente. Dabei entspricht oder übersteigt die Dicke der Laminae die Höhe der Galerien. Anhand des letztgenannten Merkmals wird die Grenze zwischen *Clathrocoilona* und *Stictostroma* gezogen (cf. STEARN 1966a: 98, STEARN et al. 1999: 39, 42). Da Ringpfeiler fehlen, ist eine Zuordnung zur Gattung *Stromatoporella* auszuschließen. Die komplexe Mikrostruktur von *Clathrocoilona* wird zuletzt ausführlich durch PROSH & STEARN (1996: 27–30, Taf. 11, Figs. 1–8) am Beispiel von *Clathrocoilona vexata* dokumentiert und diskutiert. Nach den etwas voneinander abweichenden Meinungen der Autoren kann die zu beobachtende Vielfalt in unterschiedlichem Umfang auf schon primär angelegten Unterschieden oder auf diagenetischen Prozessen oder auf einer Kombination von beidem beruhen.

Spezifisch entsprechen die Exemplare der Beschreibung, die LECOMPTE (1951) von *Clathrocoilona curiosa* (BARGATZKY, 1881) gibt. Bei der umfassenden Neuuntersuchung der Art stellt LECOMPTE (1951: 177–181) fest, dass eines der Stücke des Originalmaterials von BARGATZKY (1881) nicht aufzufinden ist, und dass die übrigen Stücke keine genaue Diagnose der Art ermöglichen. Zu den alternativ berücksichtigten Exemplaren zählt auch eines aus der Eifel (LECOMPTE 1951: 180, Taf. 25, Fig. 2). Da keine letzte Klarheit über die Vollständigkeit der Synonymkette von *C. curiosa* besteht, soll auf die Übereinstimmung der hier beschriebenen Exemplare mit diesem Exemplar besonders hingewiesen werden. Neben *C. curiosa* kann LECOMPTE (1951) in den Ardennen allerdings eine Reihe sehr ähnlicher Arten nachweisen, namentlich sind dies *C. irregularis* (LECOMPTE, 1951), *C. lemnisca* (LECOMPTE, 1951), *C. crassitexta* (LECOMPTE, 1951), *C. eifeliensis* (BARGATZKY, 1881) und *C. damnoniensis* (NICHOLSON, 1886b). Die von LECOMPTE (1951) zur Abgrenzung verwendeten Konzepte beinhalten vor allem morphometrische Skelettparameter sowie den Ordnungsgrad im Skelettgitter. Es werden aber auch Besonderheiten der Gesamtmorphologie wie z.B. inkrustierende Wuchsform und Mamelonen, die Beschaffenheit der Astrothizen oder die Häufigkeit von Dissepimenten berücksichtigt. Zum Beispiel wird *C. eifeliensis* vorwiegend durch das Fehlen von Mamelonen von *C. curiosa* abgegrenzt (LECOMPTE 1951: 176–177). Extreme Positionen innerhalb dieses Artenspektrums nehmen *C. crassitexta* und *C. lemnisca* ein: *C. crassitexta* durch ein weitständiges Skelettgitter mit „groben“ Skelettelementen und weiten Astrothizenkanälen (LECOMPTE 1951: 181), *C. lemnisca* durch weitgehende Superponierung der Pfeiler mit entsprechend hohem Ordnungsgrad im Skelettgitter (LECOMPTE 1951: 191, Taf. 28, Fig. 4). In diesem Kontext ist *C. curiosa* eine Art mit eher feinen Skelettelementen, die in geringen Abständen relativ unregelmäßig angeordnet sind. Die äußere Skelettform kann meines Erachtens zwar nicht als taxonomisches Kriterium im eigentlichen Sinn gelten, es ist aber erwähnenswert, dass, konform mit Literaturdaten, vergleichsweise große *Coenostea* gebildet werden können, deren Höhe häufig deren Breite überschreitet (cf. NICHOLSON 1892: Taf. 28, Fig. 1, LECOMPTE 1951: 180).

Ob die durch LECOMPTE (1951) etablierten Artgrenzen einer Revision standhalten und ob diese sehr feine Untergliederung sinnvoll ist, ist ziemlich fragwürdig. FLÜGEL (1974: 170) vermutet innerhalb eines Artenspektrums, das sich in Teilen mit dem hier betrachteten überschneidet, gleich mehrere redundante Arten. Bezugnehmend auf die für *Clathrocoilona* typische

hohe strukturelle Variabilität machen auch PROSH & STEARN (1996: 29) auf Schwierigkeiten bei spezifischen Zuordnungen nach allzu feinen Rastern aufmerksam. Aus dieser Perspektive bedarf nicht zuletzt die Beziehung zwischen *C. curiosa* und der Typusart *C. abeona* YAVORSKY, 1931 einer Neubewertung. Bereits bei der Aufstellung von *C. abeona* vergleicht YAVORSKY (1931: 1395, 1407) die beiden Arten, indem er auf eine lediglich „oberflächliche“ Ähnlichkeit hinweist. Die Aussage bezieht sich explizit auf den Vertikalschnitt eines *Stromatoporella curiosa* zugeordneten Exemplares, das in NICHOLSON (1892: Taf. 28, Fig. 3) abgebildet ist. Obwohl es sich hierbei nicht um das Originalmaterial handelt, ist zu berücksichtigen, dass unter anderen auch dieses Exemplar von LECOMPTE (1951: 177) als eines der Synonyme von *Stromatoporella curiosa* aufgelistet wird. Mittlerweile haben sich die Gattungskonzepte betreffend *Clathrocoilona* bzw. *Stromatoporella* gewandelt und nach gegenwärtigem Verständnis finden sich beide Arten in einer Gattung vereinigt. Nach welchen Kriterien *C. abeona* von *C. curiosa* abzugrenzen sind, ist indes unklar. Zumindest lässt ein Vergleich der Dimensionen der Skelettelemente, wie sie von YAVORSKY (1931: 1395, 1407) und LECOMPTE (1951: 177–181) für die jeweiligen Arten dargelegt werden, keine offensichtlich diagnostischen Skelettparameter erkennen. Bei *C. abeona* kann es sich daher durchaus um ein jüngeres Synonym von *C. curiosa* handeln.

Verbreitung: *C. curiosa* ist von mehreren Orten in Europa bekannt, z.B. aus dem Bergischen Land, dem Sauerland, den Ardennen und der Eifel (FLÜGEL & FLÜGEL-KAHLER 1968, MAY 1993, KREBEDÜNKELE 1995, AVLAR & MAY 1997). Die meisten Vorkommen werden aus dem Givetium und Frasnium gemeldet. AVLAR & MAY (1997) weisen die Art auch im unteren Eifelium nach. Sollte sich die Identität mit *C. abeona* bestätigen, ist die Verbreitung ungleich größer und schließt auch Asien (Sibirien) (YAVORSKY 1931), Australien (COOK 1999) und den nordamerikanischen Kontinent (GALLOWAY & ST. JEAN 1957, FISCHBUCH 1969) mit ein. Im Untersuchungsrahmen kommt *C. curiosa* von der Sötenicher Mulde im Norden bis zur Hillesheimer Mulde im Süden vor. Überwiegend liegen die Fundpunkte in der Rodert- und der Spickberg-Formation, ein Exemplar stammt aus der Cürten-Formation der Sötenicher Mulde.

Clathrocoilona crassitexta (LECOMPTE, 1951)
Taf. 10, Fig. 2; Tab. 13

- * 1951 *Stromatoporella crassitexta* LECOMPTE: 181, Taf. 25, Figs. 4–7; cum syn.
- 1968 *Stromatoporella crassitexta* – FLÜGEL & FLÜGEL-KAHLER: 110; cum syn.
- 1971 *Clathrocoilona crassitexta* – ZUKALOVA: 56–57, Taf. 14, Figs. 1, 2; Taf. 15, Figs. 3–6.
- cf. 1980 *Clathrocoilona* ? cf. *crassitexta* – MISTIAEN: 198–199, Taf. 8, Figs. 6–7.

Material: BSPG 2006 IX 176–185. Exemplare, die sich aufgrund ungünstiger Schnittlagen oder mangelhafter Erhaltung, nur zweifelhaft der Art anschließen lassen: BSPG 2006 IX 186–191.

Äußere Merkmale: Soweit es sich nicht um Fragmente handelt, sind die zugeordneten Exemplare inkrustierend auf anderen Organismen gewachsen. In gewissem Umfang können

Tabelle 13: Skelettdimensionen von *Clathrocoilon* ex gr. *curiosa* und *Synthetostroma actinostromoides* im Vergleich. Die Skelettarchitektur von *Clathrocoilon* und *Synthetostroma* ist sehr ähnlich, abweichend von *Clathrocoilon* zeigt *Synthetostroma* allerdings deutlich superponierte Pilae und multilamellar strukturierte Laminae.

| | <i>C. curiosa</i> | <i>C. crassitexta</i> | <i>C. cf. damnoniensis</i> | <i>S. actinostromoides</i> |
|---------------------------|--|--|--|--|
| P/2 mm | 4–10 (n=83) | 2–8 (n=58) | 4–9 (n=39) | 5–8 (n=18) |
| X | 6–6,4 | 4,5–5,7 | 5,6–6,3 | 6,2–6,6 |
| s | 0,6–2,1 | 0,7–1,6 | 1,0–2,1 | 0,63–0,84 |
| P-Breite (mm) | 0,05–0,5 (n=66) | 0,06–0,9 (n=43) | 0,05–0,4 (n=41) | 0,09–0,22 (n=20) |
| X | 0,17–0,22 | 0,29–0,45 | 0,13–0,20 | 0,14–0,16 |
| s | 0,04–0,14 | 0,09–0,28 | 0,04–0,11 | 0,05–0,06 |
| P-Ø (mm) | 0,07–0,25 (n=56) | 0,07–0,27 (n=25) | 0,07–0,22 (n=45) | 0,07–0,21 (n=22) |
| X | 0,12–0,15 | 0,14–0,16 | 0,13–0,14 | 0,13 |
| s | 0,03–0,06 | 0,04–0,06 | 0,04–0,06 | 0,02–0,05 |
| P-Dichte/1mm ² | 12–16 | 12–14 | 11–14 | 11–16 |
| L/2 mm | 4–8 (n=79) | 4–6 (n=47) | 4–7 (n=38) | 4–6 (n=20) |
| X | 5–6,5 | 4,5–5,5 | 5,2–5,9 | 4,9 |
| s | 0,45–2,0 | 0,56–0,83 | 0,45–0,67 | 0,88 |
| L-Dicke (mm) | 0,10–0,45 (n=62) | 0,10–0,70 (n=38) | 0,10–0,35 (n=49) | 0,15–0,3 (n=20) |
| X | 0,18–0,25 | 0,21–0,25 | 0,17–0,22 | 0,18–0,19 |
| s | 0,02–0,10 | 0,05–0,13 | 0,05–0,08 | 0,03–0,05 |
| Foramina-Ø (mm) | 0,07–0,22 | 0,08–0,22 | 0,07–0,23 | 0,07–0,15 |
| Astrorhizen-Ø (mm) | min/max: 0,07–0,35 meist: 0,10–0,20 | min/max: 0,09–0,61 meist: 0,20–0,50 | min/max: 0,07–0,57 meist: 0,20–0,45 | min/max: 0,07–0,49 meist: 0,10–0,30 |

P=Pilae, L=Laminae, X=Mittelwert pro Coenosteum, s=Standardabweichung pro Coenosteum, n=Anzahl der Messungen

sie auf das Sediment übergreifen und gegebenenfalls mehrere Organismen umwachsen. Als Substrat dienen überwiegend tabulate und rugose Korallen, seltener andere Stromatoporen. Das Größenspektrum reicht von Millimeter-dünnen Auflagen bis zu 6 cm breiten und 4 cm hohen Coenostea. Oberflächen mit verwertbaren Merkmalen sind nicht vorhanden.

Innerer Aufbau: Alle Coenostea zeigen Latilaminae von 1–9 mm Ausdehnung. Die Latilaminae sind durch unterschiedliche Pigmentierung und abweichende Dimensionen der Skelettelemente definiert. Dabei bilden häufig feinere Skelettmaschen den oberen Teil der Latilamina. Manchmal ist die Oberseite der unteren Lage uneben bzw. wirkt leicht

erodiert. Nicht selten finden sich zwischen den Latilaminae inkrustierende tabulate Korallen, z.B. *Aulopora serpens*, inkrustierende Algen, z.B. *Bevocastria*, *Rothpletzella* oder thrombolithisch-peloidales Sediment. Letzteres könnte auf die Existenz von Biofilmen an der Oberfläche des Stromatoporenskelettes hindeuten. Astrorhizenkanäle besitzen Durchmesser von 0,09–0,61 mm, häufig 0,20–0,50 mm; soweit sich beobachten lässt, verlaufen sie für maximal 2–3 mm horizontal im Interlaminarraum. Häufig kommunizieren sie durch Abzweigungen oder knieförmige Biegungen in Winkeln nahe 90° mit dem benachbarten Interlaminarraum. Solche vertikalen Astrorhizenkanäle sind meistens vergleichsweise

kurz, in einem Fall werden allerdings bei leicht gewundenem Verlauf 6 Interlaminarräume überbrückt. In seltenen Fällen vereinigen sich horizontale Astrorhizenkanäle innerhalb von schwach ausgeprägten Mamelonen.

Der Vertikalschnitt zeigt parallele Laminae und darauf bezogen senkrechte Pilae/Coenostelae. Die vertikalen Skelettelemente sind manchmal übereinandergestellt. Eine systematische Superponierung liegt nicht vor. Die Abstände und Breiten der vertikalen Skelettelemente sind erheblichen Variationen unterworfen. Innerhalb eines Interlaminarraumes können in kleinen Arealen 4–5 Pfeiler auf 1 mm Strecke gezählt werden. Insgesamt betrachtet kommen 2–8, überwiegend 4–6 Pfeiler (oder Coenostelae) auf die Strecke von 2 mm, im arithmetischen Mittel sind es 4,5–5,7 Pfeiler (oder Coenostelae) pro 2 mm. Die Breite der vertikalen Skelettelemente beträgt 0,06–0,90 mm, häufig 0,1–0,5 mm. Die Laminae sind recht unregelmäßig in Abständen von 0,25–0,80 mm angelegt. 4–6 Laminae lassen sich auf der Strecke von 2 mm zählen. Im arithmetischen Mittel sind 4,5–5,5 Laminae pro 2 mm vorhanden. Für deren Dicke lassen sich Werte von 0,06–0,70 mm, häufig etwa 0,2–0,4 mm, ermitteln. Die Galerien besitzen runde bis ovale Querschnitte. Die Unterscheidung zwischen Galerien und Astrorhizenkanälen ist vielfach eine Ermessensfrage. In den Interlaminarräumen bzw. Astrorhizenkanälen können gelegentlich Dissepimente mit 0,01–0,03 mm Dicke auftreten.

Der Tangentialschnitt zeigt weite Teile der Coenostea von Astrorhizenkanälen durchsetzt; vor allem in diesen Bereichen wird deutlich, dass es sich bei den vertikalen Skelettelementen teilweise um Mauern (= Coenostelae) handelt. Isolierte Pfeiler mit runden Querschnitten sind sehr selten, mit zunehmender Nähe zu den Laminae tendieren auch diese dazu, zu komplizierteren Formen zu verschmelzen. Isolierte Pfeiler besitzen Durchmesser von 0,07–0,27 mm, häufig 0,10–0,20 mm; deren Dichte besteht aus einer Anzahl von 12–14 pro Quadratmillimeter. Schnitte durch die Laminae zeigen bisweilen Foramina mit 0,05–0,21 mm Durchmesser.

Die Mikrostruktur der Skelettelemente erscheint vielfach (?erhaltungsbedingt) kompakt, teilweise sind Übergänge zu flocculenten oder, sehr untergeordnet, auch zu fibrösen Erhaltungszuständen zu beobachten. Parallel, wenn auch viel seltener, gibt es Skelettbereiche, die eine tubulate oder melanosphärische Mikrostruktur aufweisen. Einzelne Tubuli haben 0,01–0,02 mm Durchmesser. Einzelne Melanosphären besitzen 0,02–0,03 mm Durchmesser. Tripartite Laminae sind zwar vorhanden, die im Durchlicht helle Zone von 0,01–0,03 mm Dicke ist allerdings häufig unterbrochen und lässt sich nur über ca. 0,5–1 mm lateral verfolgen. Zusätzlich können innerhalb der hellen Mittellinie kleine vertikale Skelettelemente von etwa 0,03–0,06 mm Breite auftreten. Der hellen Mittellinie vergleichbare Strukturen treten auch um Astrorhizenkanäle bzw. Galerien auf.

Diskussion: Die vorliegenden Exemplare besitzen nach Makro- und Mikrostruktur die charakteristischen Eigenschaften der Gattung *Clathrocoilon* (siehe Diskussion *C. curiosa*). Die Zuordnung zu *C. crassitexta* (LECOMPTE, 1951) erfolgt aufgrund der äquivalenten Skelettstruktur und deutlich übereinstimmender Dimensionen. Verglichen mit den Angaben von LECOMPTE (1951: 181), kann die Dicke der Laminae aber sowohl höher als auch niedriger ausfallen. LECOMPTE (1951: 182) ordnet *C. crassitexta* ausschließlich Coenostea zu, die

inkrustierend (= Habitus Parasitique) auf anderen Organismen gewachsen sind, und die maximal 1 cm Dicke erreichen. Die hier gefundenen Exemplare überschreiten dieses Maß gelegentlich, sind aber immer aus Latilaminae mit max. 9 mm Höhe aufgebaut. Substratbezogene Präferenzen, etwa für bestimmte Korallenarten, konnten nicht festgestellt werden. Dass oft nur dünne Überzüge über andere Riffbildner gebildet werden, gilt für alle hier beschriebenen *Clathrocoilon*-Arten, daher wird einer inkrustierenden Lebensweise keine spezifische Relevanz zugemessen.

Verbreitung: Neben Exemplaren aus dem Givetium der Ardennen ordnet LECOMPTE (1951: 182) auch eines aus dem Mitteldevon der Sötenicher Mulde *C. crassitexta* zu (dieses Exemplar wird von NICHOLSON (1886a) noch zu *C. damnoniensis* gestellt, vgl. hierzu LECOMPTE 1951: Taf. 25, Fig. 7). Ein weiteres Vorkommen im Givetium von Mähren (Tschechien) wird durch ZUKALOVA (1971) belegt. Wahrscheinlich kommt die Art auch im Givetium von Westfrankreich vor (MISTIAEN 1980). Im Rahmen dieser Untersuchung liegt der Verbreitungsschwerpunkt von *C. crassitexta* in der Spickberg-Formation der Sötenicher Mulde. Zusammen mit den nicht sicher bestimmbar Exemplaren wurde das Taxon aber in allen untersuchten Mulden gefunden. Die Fundpunkte sind der Dreimühlen- bzw. Ermberg-Formation sowie der Rodert-Formation zuzuordnen.

Clathrocoilon cf. *damnoniensis* (NICHOLSON, 1886a)

Taf. 10, Fig. 3; Tab. 13

- cf. 1951 *Stromatoporella damnoniensis* LECOMPTE: 183, Taf. 25, Fig. 8; cum syn.
 cf. 1968 *Stromatoporella damnoniensis* – FLÜGEL & FLÜGEL-KAHLER: 123.
 cf. 1971 *Pseudostromatoporella damnoniensis* – KAZMIERCZAK: 80, Taf. 15, Fig. 2.

Material: BSPG 2006 IX 192–198.

Äußere Merkmale: Es handelt sich ausschließlich um Fragmente. Das größte misst 12 cm Breite bei 3,5 cm Höhe. Ein Exemplar ist inkrustierend auf einer *Roemerolites*-Kolonie gewachsen. Drei Exemplare umwachsen solitäre rugose Korallen. Diagnostische Oberflächenmerkmale sind nicht erhalten.

Innerer Aufbau: Alle Stücke besitzen Latilaminae, die sich meist durch unterschiedliche Pigmentierung, seltener auch durch deutliche Wachstumsunterbrechungen bemerkbar machen. Häufig ist im oberen Bereich der Latilaminae die Größe und der Abstand der Skelettelemente etwas reduziert. Die vertikale Erstreckung der Latilaminae beträgt 3–11 mm. In einem Fall ist zwischen zwei Latilaminae ein partieller Bewuchs durch *Rothpletzella* festzustellen.

Die Astrorhizenkanäle weisen, mit auffälligen knieförmigen Umbiegungen, den gleichen Bauplan auf wie bei *C. crassitexta* und *C. curiosa*. In günstigen Schnittlagen lassen sie sich über 3–4 mm verfolgen. Maximal erreichen sie 0,70 mm Durchmesser, überwiegend sind es 0,10–0,45 mm. Manchmal ist zu beobachten, dass mehrere Astrorhizenkanäle in mamelonenartigen Erhebungen zusammenfließen.

Der Vertikalschnitt zeigt ein Gitter aus mehr oder weniger parallelen Laminae und senkrecht dazu orientierten Pfeilern oder Coenostelae. Laminae sind bei 0,10–0,35 mm, meist

0,17–0,22 mm Dicke im Abstand von 0,3–0,6 mm angeordnet. Etwa 4–7, im arithmetischen Mittel 5,2–5,9 Laminae kommen auf die Strecke von 2 mm. Die vertikalen Skelettelemente besitzen bei zylindrischen bis spulenförmigen Umrissen 0,05–0,40 mm Breite. Bei Minimal- bzw. Maximal-Werten von 4–9 Pfeilern/Coenostelae pro 2 mm können im arithmetischen Mittel 5,6–6,3 vertikale Skelettelemente pro 2 mm ermittelt werden. Teilweise sind diese in kleineren Arealen über bis zu 5 Interlaminarräume superponiert, im Allgemeinen liegt aber keine Superponierung vor. Die Galerien sind rund bis oval. Die Skelettstruktur lässt allerdings fließende Übergänge zwischen Galerien und Astrorhizenkanälen entstehen. In dem am besten erhaltenen Exemplar sind Dissepimente von 0,01–0,02 mm Dicke ziemlich häufig. In anderen Exemplaren sind Dissepimente hingegen sehr selten oder fehlen gänzlich.

Der Tangentialschnitt zeigt Pfeiler mit runden, allenfalls leicht ausgelängten Querschnitten. Mit Annäherung an die Laminae werden die Formen komplizierter, teilweise sind auch kurze Mauern vorhanden. Die Durchmesser bzw. Schmalseiten der Mauern betragen 0,07–0,22 mm. Besonders in den nicht gerade seltenen Sektoren, in denen Astrorhizenkanäle das Skelett dicht durchsetzen, werden die Proportionen weitgehend von diesen beeinflusst. Isolierte Pfeiler treten hier zugunsten von Coenostelae zurück. Schnitte durch die Laminae zeigen bis zu 6 Foramina pro Quadratmillimeter, die Durchmesser von 0,04–0,35 mm (häufig 0,10–0,17 mm) besitzen.

Die Mikrostruktur der Skelettelemente wirkt meist kompakt, vielfach sind aber Übergänge zu flocculenten oder fibrösen Erhaltungszuständen wahrnehmbar. Die Laminae können eine im Durchlicht helle Mittellinie von 0,02–0,04 mm Dicke besitzen. In tangentialen Schnittlagen erscheint die helle Mittellinie in Form von leicht geschwungenen bis linearen Strukturen mit bis zu 0,08 mm Dicke. Das hinsichtlich der Mikrostruktur detailreichste Exemplar zeigt fast durchgehend tubulate oder melanosphärische Mikrostrukturen. Einzelne Melanosphären besitzen 0,02–0,04 mm Durchmesser; nicht immer sind sie vollkommen sphärisch, und in bestimmten Bereichen entstehen aus der Berührung der im Durchlicht dunklen Mikroskelettelemente undeutlich mikroretikulater Muster. Die Tubuli haben 0,01–0,03 mm Durchmesser. Die Laminae sind bereichsweise tripartit, manche neigen dazu, sich in bis zu drei Mikrolaminae von 0,1–0,2 mm Dicke aufzuspalten. Die Mikrolaminae können sich im Interlaminarraum in Form von Dissepimenten fortsetzen.

Diskussion: Die Skelettarchitektur entspricht der Gattung *Clathrocoilona* (siehe Diskussion *C. curiosa*). Anordnung und Dimensionen der Skelettelemente stimmen weitgehend mit *C. damnoniensis* (NICHOLSON, 1886b) überein. Allerdings sind mit maximal 0,35 mm die Laminae zum Teil deutlich dicker als beim Originalmaterial (maximal 0,22 mm, cf. LECOMPTE 1951: 184). Aus diesem Grund erfolgt die Zuordnung zu *C. damnoniensis* nur vorbehaltlich. *C. cf. damnoniensis* besitzt einen *C. curiosa* und *C. crassitexta* analogen Skelettaufbau und unterscheidet sich von diesen Arten nur durch Details der Abmessungen der Skelettelemente. Konkret handelt es sich um eine Art, deren vertikale und horizontale Skelettelemente in den Abmessungen und Abstandsverhältnissen annähernd der Variationsbreite von *C. curiosa* entsprechen, die jedoch die weiten Astrorhizenkanäle von *C. crassitexta* besitzt. Die so formulierte Abgrenzung der drei Arten folgt

den Artkonzepten von LECOMPTE (1951), der allerdings in den Diskussionen der entsprechenden Arten auf eine direkte Abgrenzung von *C. damnoniensis* oder *C. crassitexta* gegen *C. curiosa* verzichtet und an anderer Stelle (LECOMPTE 1951: 159) *C. curiosa*, aufgrund weniger stark entwickelter Astrorhizen, einer anderen Artengruppe zuordnet als *C. crassitexta* und *C. damnoniensis*.

Die Stabilisierung der genannten Arten gegeneinander ist damit zwar möglich. Es ist aber zumindest fraglich, inwieweit ein solches Artkonzept mit einem Poriferen-Modell für Stromatoporen kompatibel ist, ergibt sich doch ein qualitativer Unterschied, ob Astrorhizenkanäle mit speziell adaptierten Polypen und deren besonderen Funktionen (Hydrozoen-Modell) oder mit einem Kanalsystem, das einem möglichst effektiven Stoffwechsel dient, in Verbindung gebracht werden. So akzeptiert WOOD (1987: 24) zwar die Organisation des Astrorhizensystems mesozoischer Stromatoporen als artspezifisches Kriterium, rät aber gleichzeitig zur Vorsicht, weil diese neben einer genetischen auch einer umweltinduzierten Kontrolle unterliegen könnten.

Verbreitung: Die Exemplare entstammen der Spickberg- und Rodert-Formation der Sötenicher Mulde.

Clathrocoilona obliterata (LECOMPTE, 1951)

Taf. 9, Fig. 3

- * 1951 *Stromatoporella obliterata* LECOMPTE: 185, Taf. 26, Fig. 2.
- 1968 *Clathrocoilona obliterata* – FLÜGEL & FLÜGEL-KAHLER: 291; cum syn.
- 1980 *Clathrocoilona obliterata* – MISTIAEN: 197, Taf. 8, Figs. 1–5.
- 1985 *Clathrocoilona obliterata* – MISTIAEN: 100–104, Taf. 6, Figs. 9, 10; Taf. 7, Figs. 1, 2.
- 1988 *Clathrocoilona inconstans* – MISTIAEN: 173–174, Taf. 20, Figs. 8–10.
- 1993 *Clathrocoilona (Clathrocoilona) obliterata* – MAY: 36–37, Taf. 6, Figs. 3, 4; Taf. 7, Fig. 1.
- cf. 1996 *Clathrocoilona cf. C. obliterata* – STEARN: 204, Figs. 4.6–4.7.

Material: BSPG 2006 IX 199–203. Exemplare die sich aufgrund ungünstiger Schnittlagen oder mangelhafter Erhaltung nur zweifelhaft der Art anschließen lassen: BSPG 2006 IX 204–209.

Äußere Merkmale: Soweit es sich nicht um Fragmente handelt, sind die zugeordneten Exemplare inkrustierend auf anderen Riffbildnern (Stromatoporen oder Korallen) aufgewachsen. Selten greifen sie auch auf das umgebende Sediment über. Sie können lateral mehrere (bis zu ≈ 15) Quadratmeter einnehmen. Die Wuchsform ist ausgeprägt dünnlagig, meist zwischen 2,5 und 8 mm Höhe, das Exemplar mit der größten vertikalen Ausdehnung ist aber immerhin 4 cm hoch. Oberflächenmerkmale sind nicht erkennbar.

Innerer Aufbau: Größere Coenostea mit mehreren Latilaminae zeigen teilweise sehr deutliche Wachstumsunterbrechungen. Zwischen den einzelnen Lagen finden sich sparitische Hohlräume, peloidales Sediment, Cortoide, Brachiopodenschalen und andere skelettale Komponenten. Bei einem Exemplar ist an mehreren Stellen Bewuchs durch *Girvanella* vorhanden. Für die Höhe der Latilaminae lassen sich Werte von 0,4–1,4–(2,7) mm feststellen. Auch lateral ist gelegentlich

ein An- und Abswellen der Latilaminae zu beobachten. Dies und die unterschiedlich umfangreichen skelettfremden Einlagerungen führen zu unruhigen, nicht streng parallelen Zuwachsmustern.

Der Vertikalschnitt zeigt Bereiche des Skelettes mit deutlich differenzierten Laminae und Pilae und offenen Interlaminarräumen, während andere Bereiche zu dichtem, undifferenziertem Skelett bzw. zu amalgamierten Skelettelementen neigen. Der Übergang zwischen diesen Mustern kann fließend oder abrupt sein und erfolgt vorwiegend in lateraler Richtung. Die meisten Latilaminae bestehen nur aus 1–3 Interlaminarräumen, mit jeweils 0,20–0,45–(1,50) mm Höhe. In Bereichen mit differenzierten Skelettelementen sind 2–4 Laminae/1 mm oder 6–8 Laminae/2,5 mm vorhanden. 3–5 Pfeiler/Coenostelae kommen auf die Messstrecke von 1 mm, auf 2,5 mm Messstrecke sind es 8–10 Pfeiler/Coenostelae. Die Dicke der Laminae beträgt (0,04)–0,13–0,31 mm, im arithmetischen Mittel (n=10) 0,22 mm. Die Pfeiler/Coenostelae haben, bei meist spulenförmiger Gestalt, 0,06–0,40 mm Breite, im arithmetischen Mittel (n=10) sind es 0,15 mm. Die Galerien sind rund, oval oder angedeutet rechteckig. In eng begrenzten Sektoren können die vertikalen Skelettelemente über 2 bis sehr selten 3 Interlaminarräume superponiert sein. Insgesamt betrachtet liegt keine systematische Superponierung vor. Generell ist in den Bereichen mit höherem Anteil an offenem Volumen das Skelett geordneter als in den amalgamierten Bereichen. Die Astrothizenkanäle verlaufen überwiegend bis fast ausschließlich horizontal und können maximal 0,43 mm Durchmesser erreichen. Dissepimente sind insgesamt selten, treten aber gelegentlich gehäuft auf. Sie sind, bei 0,01–0,02 mm Dicke, gerade oder leicht uhrglasförmig gebogen.

Im Tangentialschnitt zeigen sich die vertikalen Skelettelemente, teils in Form von isolierten Pfeilern, teils sind sie zu Mauern verschmolzen (bis zu \approx 1,5 mm Länge). Für die runden Querschnitte der Pfeiler bzw. die schmalen Seiten der Mauern lassen sich Werte von 0,04–0,36 mm ermitteln, im arithmetischen Mittel (n=30) sind es 0,14 mm. In Arealen, die meistens kleiner als ein Quadratmillimeter sind, können diese Skelettelemente relativ regelmäßig angeordnet sein. Zwischen isolierten Pfeilern oder andeutungsweise parallel ausgerichteten Mauern betragen die Abstände \approx 0,1–0,2 mm. Ungleich größere Areale werden von den Laminae oder zu unregelmäßigen Formen amalgamierten Skelettelementen eingenommen. Das strukturgebende Element dieser Bereiche sind die Astrothizenkanäle. Sie verlaufen gerade bis unregelmäßig gewunden, und nicht selten sind fast rechtwinklige Abzweigungen ausgebildet. Die Durchmesser betragen \approx 0,1–0,4 mm, die maximale beobachtete Länge beträgt 4 mm. In den Laminae sind selten Foramina von 0,07–0,30 mm Durchmesser vorhanden.

Die Mikrostruktur wirkt meistens kompakt, teilweise sind Übergänge zu fibrösen oder flocculenten Erhaltungszuständen vorhanden. Detailreich erhaltene Bereiche zeigen melanos-

phärische (Melanosphären mit 0,02–0,03 mm Durchmesser), tubulate (Tubuli 0,01–0,02 mm Durchmesser) oder undeutlich mikroretikuläre Mikrostruktur. Teilweise ist in den Laminae eine im Durchlicht helle, 0,02–0,03 mm dicke Zone vorhanden (= tripartite Laminae). Gelegentlich sind innerhalb dieser Zone Mikropfeiler zu erkennen. Von Exemplar zu Exemplar unterschiedlich häufig und unterschiedlich deutlich ausgeprägt neigen die Laminae dazu, sich in ein System von bis zu 6 Mikrolaminae aufzuspalten. Die Mikrolaminae haben 0,01–0,03 mm Dicke und können sich aufgewölbt, Dissepiment-artig, über mehrere nebeneinander liegende Galerien hinweg, im Interlaminarraum fortsetzen.

Diskussion: Die Art besitzt eine der Gattung *Clathrocoilona* entsprechende Ausprägung der Skelettmerkmale. Die Übereinstimmung mit *C. obliterata* (LECOMPTE, 1951) ist umfassend. Bei *C. obliterata* ist, verglichen mit der Typusart *C. abeona*, eine verstärkte Tendenz zu amalgamierten Skelettelementen bzw. zur Bildung von dichtem, nur durch Astrothizenkanäle strukturiertem Skelett vorhanden. Der laterale Wechsel von differenzierten und amalgamierten Skelettbereichen, die geringe Höhe der Latilaminae und die daraus resultierende, vorwiegend laterale Wuchsrichtung sind in der Summe für *C. obliterata* typisch. Gleichzeitig führt das wenig repetitive Skelettmuster zu Problemen, die Art mittels morphometrischer Parameter zu definieren. Arten wie *C. solidula* (HALL & WHITEFIELD, 1873), *C. spissa* (LECOMPTE, 1951) und *C. inconstans* STEARN, 1962, die auch zu amalgamierten Skelettelementen und ausgeprägten Latilaminae neigen, sind entsprechend schwer abzugrenzen (siehe Diskussion *C. spissa*). Außerdem weist MAY (1993) auf die mögliche Identität von *C. abdita* KOSAREVA, 1976 mit *C. obliterata* hin.

Verbreitung: Die wenigen Exemplare, die sich mit Sicherheit der Art anschließen lassen, stammen aus der Dreimühlen-Formation der Hillesheimer Mulde und stellen den Erstnachweis von *C. obliterata* in der Eifel dar. Ausgehend von den Exemplaren, die sich nur mit Vorbehalt der Art zuordnen lassen, ist aber von einer Verbreitung – zeitlich bis in die Rodert-Formation, räumlich bis in die Dollendorfer und Blankenheimer Mulde – auszugehen. Bisher ist *C. obliterata* aus dem Eifelium der Ardennen (LECOMPTE 1951), dem Givetium Westfrankreichs (MISTIAEN 1980, 1988), dem Givetium bis Frasnium? Afghanistans (MISTIAEN 1985) und aus dem untersten Givetium des Sauerlandes (MAY 1993) bekannt.

Clathrocoilona spissa (LECOMPTE, 1951)

Taf. 11, Fig. 2

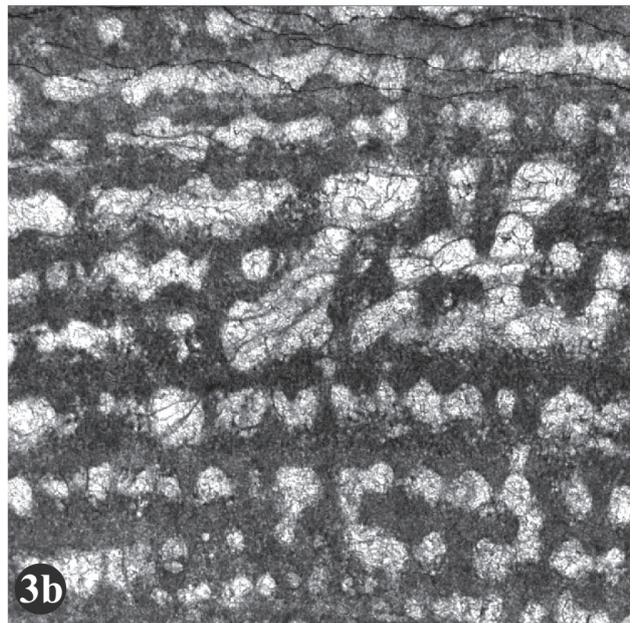
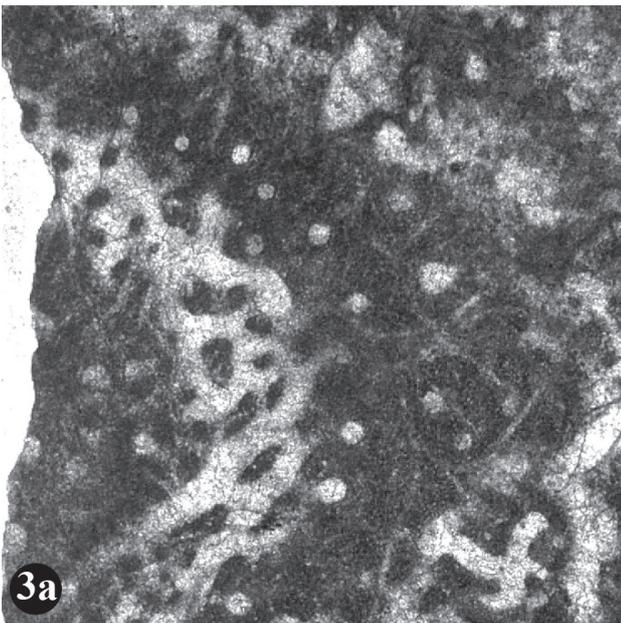
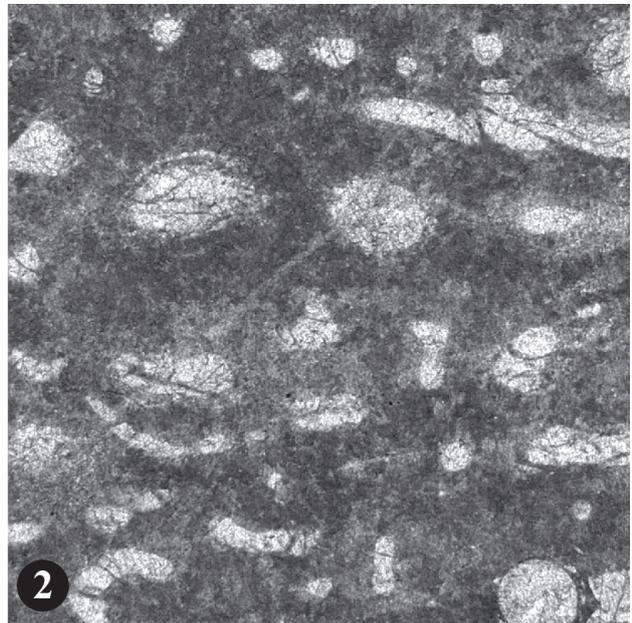
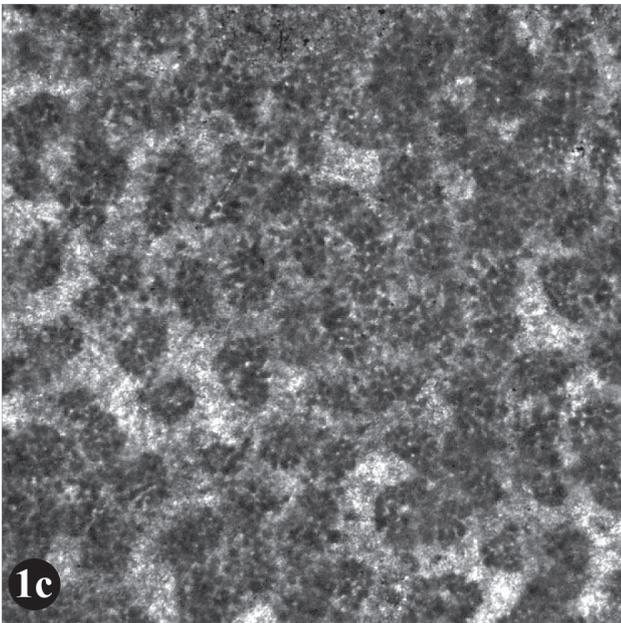
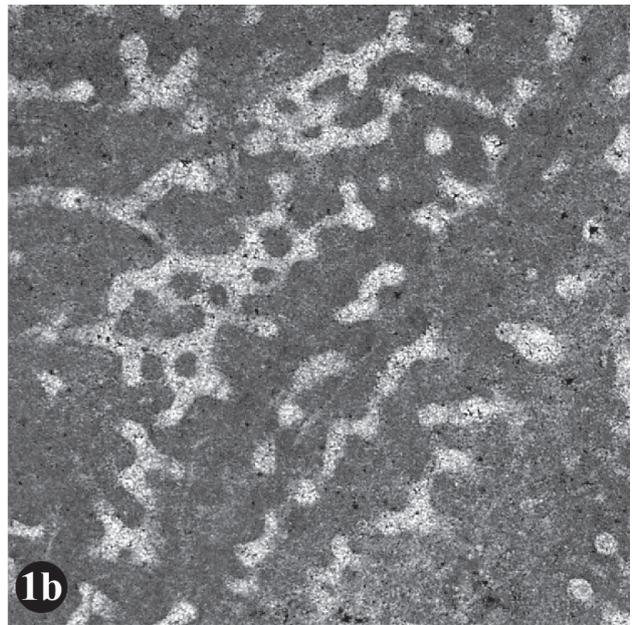
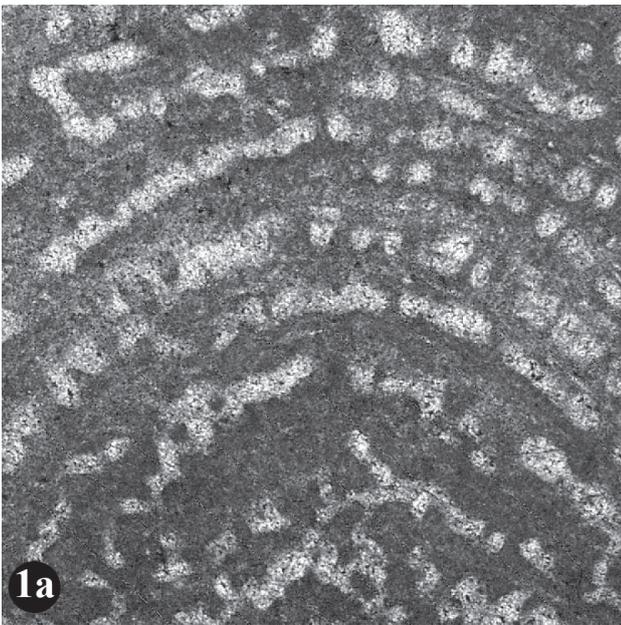
- * 1951 *Stromatoporella spissa* LECOMPTE: 187–189, Taf. 27, Figs. 1–4; cum syn.
1968 *Stromatoporella spissa* – FLÜGEL & FLÜGEL-KAHLER: 399; cum syn.

Tafel 10:

Fig. 1: *Clathrocoilona curiosa* (BARGATZKY, 1881); BSPG 2006 IX 171. – a) vertikale Schnittlage; x18. – b) tangentielle Schnittlage; x18. – c) BSPG 2006 IX 162, tangentielle Schnittlage; x40.

Fig. 2: *Clathrocoilona crassitexta* (LECOMPTE, 1951), BSPG 2006 IX 185, vertikale Schnittlage; x18.

Fig. 3: *Clathrocoilona* cf. *damnoniensis* (NICHOLSON, 1886a), BSPG 2006 IX 198. – a) tangentielle Schnittlage; x18. – b) vertikale Schnittlage; x18.



- 1971 *Stromatopora spissa* – KAZMIERCZAK: 92–93, Taf. 21, Fig. 2.
 1971 *Clathrocoilonia spissa* – ZUKALOVÁ: 56, Taf. 15, Figs. 1, 2.
 1974 *Clathrocoilonia spissa* – FLÜGEL: 165–170, Taf. 24, 26, 27.
 1980 *Clathrocoilonia spissa* – MISTIAEN: 196–197, Taf. 7, Figs. 3–9.
 1984 *Clathrocoilonia spissa* – COCKBAIN: 25, Taf. 11.
 1985 *Clathrocoilonia spissa* – MISTIAEN: 96–101, Taf. 6, Figs. 6–8.
 1985 *Clathrocoilonia spissa* – BOGOYAVLENSKAYA & KHROMYCH: 54; cum syn.
 1988 *Clathrocoilonia spissa* – MISTIAEN: 174–175.
 1993 *Clathrocoilonia (Clathrocoilonia) solidula spissa* – MAY: 38–39, Taf. 7, Fig. 2; Taf. 8 Figs. 1, 2.
 1999a *Clathrocoilonia (Clathrocoilonia) solidula spissa* – MAY: 127.
 2005 *Clathrocoilonia (Clathrocoilonia) solidula spissa* – MAY: 180, Taf. 13, Figs. 2, 3.

Material: BSPG 2006 IX 210–230. Exemplare die sich aufgrund ungünstiger Schnittlagen oder mangelhafter Erhaltung nur zweifelhaft der Art anschließen lassen: BSPG 2006 IX 231–236.

Äußere Merkmale: Viele der Exemplare bilden dünne Inkrustationen um andere Riffbildner (Stromatoporen oder Korallen). Seltener ist auch ein Übergreifen auf das Sediment zu beobachten. Die beiden größten Exemplare erreichen bis zu 12 cm Durchmesser und 3–4 cm Höhe. Es handelt sich dabei aber um Fragmente, von denen weder die tatsächliche Gesamtgröße noch das Substrat des initialen Stadiums bekannt sind. Oberflächenmerkmale sind nicht erhalten.

Innerer Aufbau: Die Coenostea weisen einen ausgeprägten latilaminaren Bau auf. Einzelne Latilaminae sind 0,5–8 mm hoch, gemittelt über alle Exemplare mit mehreren Latilaminae sind es durchschnittlich 2,3 mm. Der Ansatz einer neuen Latilamina kann sehr unauffällig durch eine kaum wahrnehmbare Fissur, meist in Verbindung mit einem im Durchlicht etwas helleren Saum definiert sein, oder, weit häufiger, markant durch einen Wechsel der Wachstumsphase in Erscheinung treten. Die oberen Flächen der Latilaminae repräsentieren teilweise längerfristige Wachstumsunterbrechungen. Nicht selten ist Bewuchs durch andere Organismen oder Sediment-Zwischenlagen, teilweise in peloidal-thrombolithischer Ausprägung, festzustellen. Bei den Exemplaren aus der Sötenicher Mulde sind Auloporiden die häufigsten Inkrustierer (u.a. *Remesia crispa*, *Roemerolites cf. brevis*, *Aulopora* sp., *Mastopora* sp.). Insgesamt betrachtet sind außerdem auch *Alveolites* sp., nicht näher bestimmbare Tabulate, juvenile solitäre Rugose sowie ?*Spirorbis* und ?*Trypanopora* vorhanden.

Das im Vertikalschnitt auffälligste Merkmal ist die Zweiteilung der Latilaminae in eine untere und eine obere Wachstumsphase (Taf. 11, Fig. 2c). Die fast immer umfangreichere untere Zone zeichnet sich durch einen hohen Gewebeanteil aus. Pfeiler und Laminae sind nur undeutlich oder auch gar nicht wahrnehmbar und zu einer reproduzierbaren Erfassung der Skelettdimensionen kaum geeignet. Das strukturgebende

offene Volumen wird durch im Querschnitt runde Strukturen, von 0,08–0,30 mm (in einem Exemplar bis 0,40 mm) Durchmesser, repräsentiert. Überwiegend handelt es sich dabei um Astrorhizenkanäle. Diese verlaufen hauptsächlich horizontal, wesentlich seltener auch vertikal. Meist sind sie auf parallelen Flächen angeordnet, manchmal sammeln sie sich zu unauffällig flachen Mamelonen. Hinsichtlich der Dichte, Größenverhältnisse und Gleichmäßigkeit der Anordnung der offenen Volumen, seien es Astrorhizenkanäle oder Galerien, können sich einzelne Exemplare aber stark unterscheiden. In den offenen Interlaminarräumen sind selten bis gelegentlich Dissepimente, von 0,01–0,02 mm Dicke, vorhanden. Aus der unteren Wachstumsphase entwickelt sich typischerweise, aber nicht in jeder Latilamina und auch nicht immer über die gesamte Länge der Latilamina, eine strukturell abweichende obere Zone. Hier tritt der Gewebeanteil zugunsten von offenem Volumen zurück. Das Skelettmuster ist mehr oder weniger repetitiv und rechtwinklig. Die vertikalen Skelettelemente sind spulenförmig und bereichsweise superponiert. Es kommen 4–8 Pfeiler auf 1 mm Messstrecke (durchschnittlich 5,2 Pfeiler/1 mm). Deren Breite beträgt 0,04–0,20 mm, je nach Exemplar sind es im arithmetischen Mittel 0,81–0,12 mm. Die Zone der oberen Wachstumsphase umfasst normalerweise weniger als 1 mm Dicke, die dünnen (0,02–0,09 mm, durchschnittlich 0,05 mm), teils etwas diskontinuierlichen Laminae sind im Abstand von 0,07–0,20 mm, im Durchschnitt 0,15 mm, parallel angeordnet. Bei einigen Exemplaren (≈ 15%) ist in den untersten Partien des Coenosteums eine basale Lage, teils mit filigranen, weitständigen Skelettelementen, teils mit „porösem“ Gewebe vorhanden.

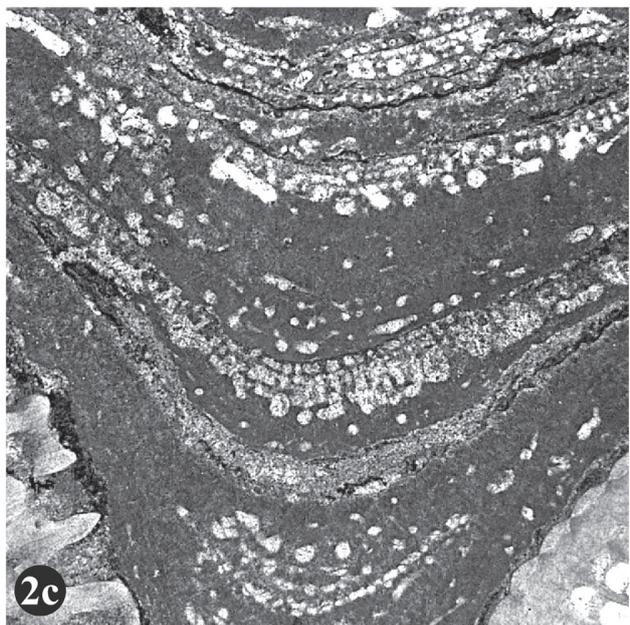
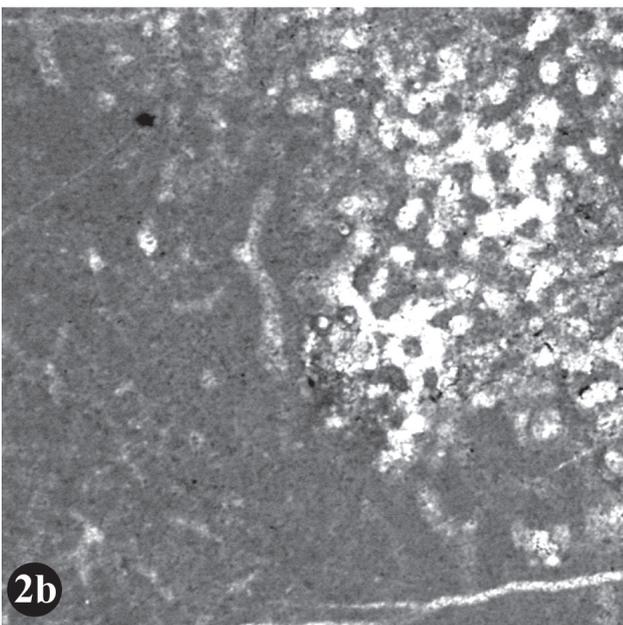
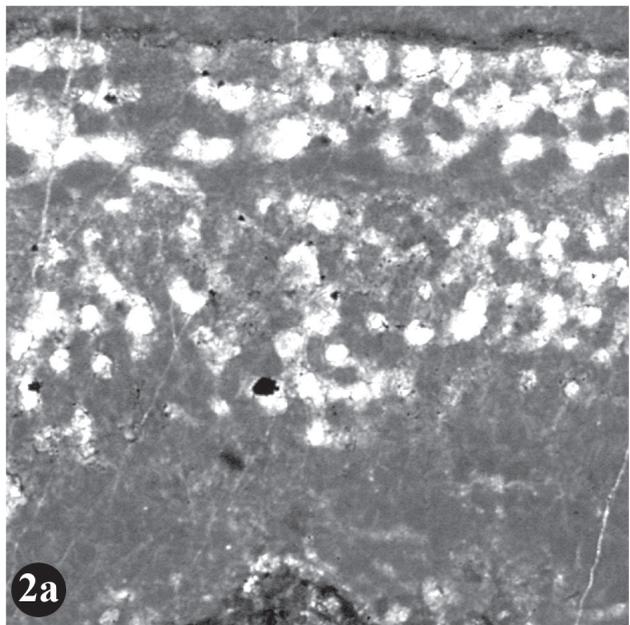
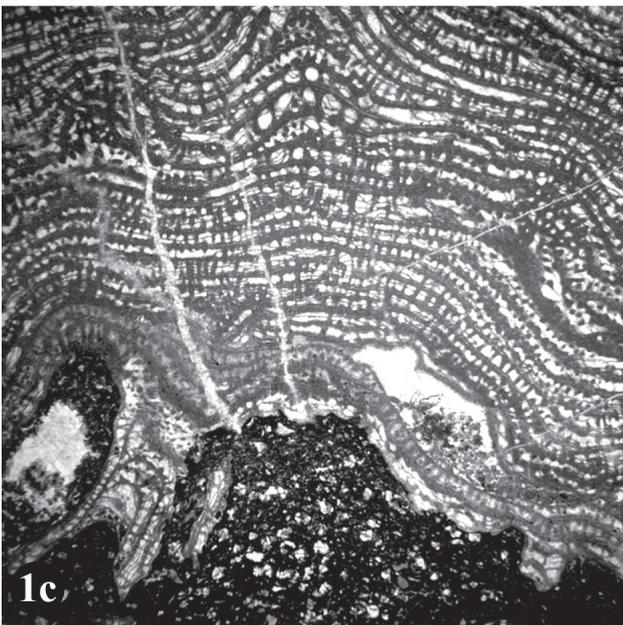
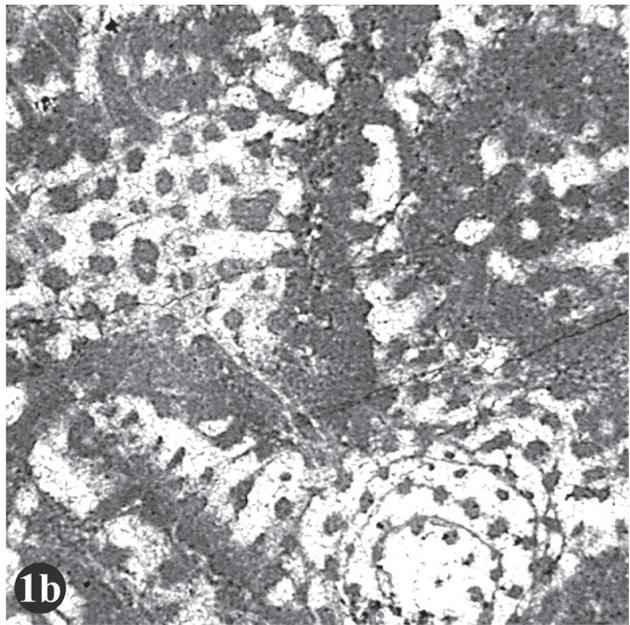
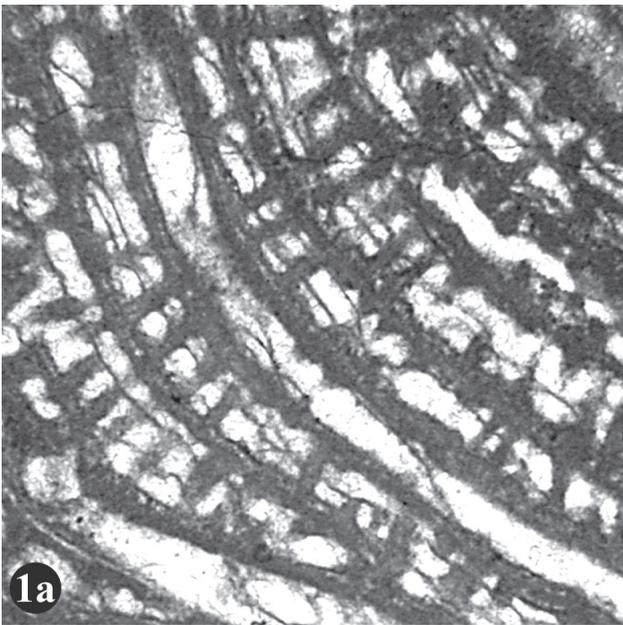
Im Tangentialschnitt zeigen Sektoren der unteren Wachstumsphase dichtes Gewebe, in dem durch horizontal verlaufende Astrorhizenkanäle, Foramina oder vertikal verlaufende Astrorhizenkanäle ein unregelmäßiges Muster erzeugt wird. Die horizontalen Astrorhizenkanäle lassen sich bei leicht gewundenem, verzweigtem oder anastomosierendem Verlauf über 2–3 mm verfolgen. Untergeordnet sind in der unteren Wachstumsphase auch kreisförmige Umrisse isolierter Pfeiler (≈ 0,12–0,15 mm Durchmesser) oder zu Mauern bis unregelmäßigen Aggregaten verschmolzene Skelettelemente erkennbar. Schnitte durch die obere Wachstumsphase zeigen im Bereich der Laminae häufig Foramina mit 0,04–0,12 mm Durchmesser. Die vertikalen Skelettelemente liegen als isolierte Pfeiler mit runden Querschnitten und in etwa gleichem Maße als geschwungene Mauern/Coenostelae vor. Die Querschnitte der Pfeiler bzw. die schmalen Seiten der Mauern messen 0,06–0,18 mm, im arithmetischen Mittel 0,12 mm (n=18).

Unabhängig von der Wachstumsphase wirkt die Mikrostruktur überwiegend kompakt. Kleine Areale zeigen eine undeutlich melanosphärische oder mikroretikuläre Mikrostruktur. Alterationen machen sich durch flocculente Erscheinung der Skelettelemente bemerkbar. Innerhalb der unteren

Tafel 11:

Fig. 1: *Synthetostroma actinostromoides* LECOMPTE, 1951; BSPG 2006 IX 262. – a) vertikale Schnittlage; x18. – b) tangentielle Schnittlage; x18. – c) vertikale Schnittlage; x5.

Fig. 2: *Clathrocoilonia spissa* (LECOMPTE, 1951); BSPG 2006 IX 210. – a) vertikale Schnittlage; x25. – b) tangentielle Schnittlage; x25. – c) BSPG 2006 IX 220, vertikale Schnittlage; x13.



Wachstumsphase ist auch bei besser erhaltenen Exemplaren eine Tendenz zu fibrösen Erhaltungszuständen vorhanden. Zusätzlich ist das Gewebe der unteren Wachstumsphase nicht selten tubulat. Für einzelne Tubuli lassen sich Durchmesser von 0,02–0,03 mm ermitteln. In einigen Fällen scheinen diese mit dünnen Astrorhizenkanälen in Verbindung zu stehen. Auf dem Niveau der horizontalen Skelettelemente ist selten und in unregelmäßigen Abständen eine im Durchlicht helle, etwa 0,03 mm dicke Zone vorhanden, die auf die Existenz tripartiter Laminae hindeutet.

Diskussion: Aufgrund übereinstimmender Merkmale sind die vorliegenden Stücke der Art zuzuordnen, die LECOMPTE (1951) unter dem Namen *Stromatoporella spissa* beschreibt. Deren Zugehörigkeit zu *Clathrocoilona* wird z.B. von STEARN (1966a: 98) oder FLÜGEL (1974: 169) diskutiert. Von der morphologisch nahestehenden Art *C. obliterata* unterscheidet sich *C. spissa* in erster Linie, indem der Wechsel der Wachstumsphasen nicht lateral innerhalb einer Lamina stattfindet, sondern in vertikaler Richtung innerhalb einer Latilamina erfolgt.

C. spissa in einen größeren taxonomischen Zusammenhang zu setzen ist nicht einfach. Die untere Wachstumsphase zeigt nur wenige und schwer analysierbare Merkmale. Die fakultative obere Wachstumsphase ist für *Clathrocoilona* untypisch, da die Laminae eher schmaler als die Höhen der Galerien ausfallen. Hinweise auf tripartite Laminae sind im vorliegenden Material unauffällig und werden vom Typmaterial gar nicht erwähnt. LECOMPTE (1951: 189) hebt das Fehlen einer Mittelzone der Lamina sogar als abgrenzendes Kriterium zwischen *C. spissa* und *C. obliterata* hervor. Zudem verringert die Skelettstruktur mit nur wenigen sich wiederholenden Elementen die Anwendbarkeit statistischer Methoden zur Eingrenzung der Variabilität. Die Variationsbreite von *C. spissa* ist daher schwer fassbar. LECOMPTE (1951) begegnet diesem Problem, indem er neben dem gewählten Holotyp noch weitere Exemplare beschreibt/illustriert und diesen eine mehr oder weniger distanzierte Position einräumt (LECOMPTE 1951: 187–189, Taf. 27, Figs. 1–4; Taf. 28, Figs. 1, 2). Die seit *C. spissa* zugeordneten Exemplare (siehe Synonymieliste) nutzen den dadurch entstandenen Spielraum in unterschiedlichem Umfang aus; eine exakte Definition der Artgrenzen ist damit noch nicht erreicht und lässt sich vielleicht auf dieser Basis auch gar nicht erreichen. Die Unschärfe der Artgrenzen wird aber erst relevant, wenn Arten wie z.B. *Clathrocoilona inconstans* STEARN, 1962 oder *Clathrocoilona solidula* (HALL & WHITFIELD, 1873) berücksichtigt werden, die auch stark zu amalgamierten Skelettelementen neigen und potentiell jüngere bzw. ältere Synonyme von *C. spissa* darstellen. MAY (1993) diskutiert die Abgrenzung von *C. inconstans* STEARN, 1962 und wertet im Übrigen *C. spissa* als Unterart von *C. solidula* (HALL & WHITFIELD, 1873, cf. STOCK 1984: 776–778, Abb. 2F–G, Fig. 3A–D). Eine gewisse Ähnlichkeit mit *C. spissa* zeigen auch die von STEARN (1988: 417, Abb. 5.1–5.5) vorbehaltlich als *Clathrostroma* cf. *C. yukkense* YAVORSKY, 1961 bekannt gemachten Exemplare.

Verbreitung: *C. spissa* (LECOMPTE, 1951) ist im Givetium und Frasnium (Gi2b–F2) Belgiens verbreitet. Zwei Exemplare aus der Eifel, die bis dahin *Stromatoporella dammoniensis* NICHOLSON zugerechnet wurden, ordnet LECOMPTE (1951: 189) ebenfalls *C. spissa* zu. Diese Exemplare stammen aus der Gerolsteiner und Sötenicher Mulde. Im Rahmen dieser

Untersuchung wurde *C. spissa* in der Loogh- und Dreimühlen-Formation der Hillesheimer Mulde, in der Rodert-Formation der Dollendorfer Mulde (insgesamt selten) und in der Cürten-, Spickberg- und Rodert-Formation der Sötenicher Mulde (insgesamt häufig) nachgewiesen. In Europa ist die Art bereits aus Westfrankreich (MISTIAEN 1980, 1988), dem Rheinischen Schiefergebirge (FLÜGEL 1974, MAY 1993), Tschechien (ZUKALOVA 1971) und Polen (KAZMIERCZAK 1971) beschrieben worden. Außerdem wird *C. spissa* aus Asien (Afghanistan, cf. MISTIAEN 1985) und Australien (cf. COCKBAIN 1984) gemeldet. Soweit bekannt umfasst der Zeitraum des Auftretens das Givetium und das Frasnium.

Clathrocoilona spp.

Material: BSPG 2006 IX 237–261.

Es handelt sich um Exemplare, die wohl einer der weiter oben beschriebenen *Clathrocoilona*-Arten angehören. Aufgrund der bei *Clathrocoilona* verbreiteten Tendenz, nur dünne, taxonomisch kaum verwertbare Lagen zu bilden, ist eine nähere Bestimmung bei diesen Stücken allerdings nicht möglich.

Gattung *Synthetostroma* LECOMPTE, 1951

Typusart: *Synthetostroma actinostromoides* LECOMPTE, 1951

Diagnose: siehe STEARN et al. (1999), vgl. LECOMPTE (1951: 193ff, Taf. 20 Fig 3–4).

Bemerkungen: *Synthetostroma* LECOMPTE, 1951 wird von KAZMIERCZAK (1971), KOSAREVA (1976) und STOCK (1982) mit *Clathrocoilona* YAVORSKY, 1931 synonym gewertet. MAY (1993: 36–37) stuft die Gattung als Untergattung von *Clathrocoilona* YAVORSKY, 1931 ein. In STEARN et al. (1999) wird *Synthetostroma* als selbständige Gattung, allerdings in der Familie der Trupetostromatidae, geführt. Die Divergenzen haben ihre Ursache in unterschiedlichen Auffassungen zur systematischen Relevanz der als diagnostisch geltenden Merkmale: systematisch superponierte Pfeiler und aus Mikrolaminae zusammengesetzte Laminae. Ein Vergleich der zu den jeweiligen Originalbeschreibungen der Typusarten gehörenden Abbildungen (YAVORSKY 1931: Taf. 1, Figs. 9–11; Taf. 2, Figs. 1, 2 und LECOMPTE 1951: Taf. 20, Figs. 3, 4) zeigt teilweise übereinstimmende Merkmalskombinationen. Sektoren mit superponierten Pfeilern sind bei *Clathrocoilona abeona* ebenso vorzufinden wie Laminae, deren Komplexität über eine tripartite Mikrostruktur hinausgeht. Umgekehrt finden sich bei *Synthetostroma actinostromoides* einzelne Pfeiler, deren vertikale Abfolge nicht als systematische Superponierung bezeichnet werden kann oder Laminae, die eher als tripartit denn als multilamellar zu bezeichnen sind. Folglich ist innerhalb einer Systematik ohne *Clathrocoilona*, wie sie LECOMPTE (1951) verwendet, *Synthetostroma* wesentlich leichter zu stabilisieren als in einer Systematik mit *Clathrocoilona*. Andererseits werden innerhalb der Stromatoporellidae auch andere mehr oder weniger pragmatisch gezogene Gattungsgrenzen akzeptiert. Zum Beispiel können die – eigentlich für *Stromatoporella* diagnostischen – Ringpfeiler untergeordnet auch bei *Stictostroma* auftreten (STEARNS et al. 1999: 42). Das zur Abgrenzung

Stictostroma / *Clathrocoilon* verwendete Verhältnis von Lamina-dicke zur Galerienhöhe ist zwar vorteilhaft, letztlich aber rein arbiträr gewählt. Aus dieser Perspektive lässt sich auch *Synthetostroma* als eigenständige Gattung rechtfertigen. Der geringe morphologische Gradient zwischen *Clathrocoilon* und *Synthetostroma* fordert aber zumindest die Zuordnung zur selben Familie. Da *Clathrocoilon* offenkundig nicht den Trupetostromatidae zugeordnet werden kann, kommen nur die Stromatoporellidae in Frage.

Synthetostroma actinostromoides LECOMPTE, 1951

Taf. 11, Fig. 1; Tab. 13

- * 1951 *Synthetostroma actinostromoides* LECOMPTE: 194–195, Taf. 20, Figs. 3, 4.
- 1968 *Synthetostroma actinostromoides* – FLÜGEL & FLÜGEL-KAHLER: 18; cum syn.
- 1971 *Synthetostroma actinostromoides* – ZUKALOVÁ: 53–54, Taf. 12, Figs. 1–5.
- 1978 *Synthetostroma actinostromoides* – DONG & HUANG: 33, Taf. 6, Fig. 4.
- cf. 1980 *Synthetostroma* cf. *actinostromoides* – MISTIAEN: 196–197, Taf. 9, Figs. 3–6.
- 1985 *Synthetostroma actinostromoides* – BOGOYAVLENSKAYA & KHROMYCH: 4.
- 1992 *Synthetostroma actinostromoides* – DONG & SONG: 29, Taf. 2, Fig. 3a, b.
- 1993 *Synthetostroma actinostromoides* – MAY: 40–41, Taf. 10, Fig. 1.

Material: BSPG 2006 IX 262, 263. Exemplare, die die typischen Merkmale nicht ganz so deutlich zeigen bzw. die sich aufgrund ungünstiger Schnittlagen nur zweifelhaft der Art anschließen lassen: BSPG 2006 IX 264–267.

Äußere Merkmale: Von den zwei sicher der Art zuordenbaren Exemplaren ist eines inkrustierend auf einer tabulaten Koralle (*Caliapor* *battersbyi*) gewachsen und misst bei 2 cm lateraler Erstreckung maximal 7 mm Höhe. Das andere Exemplar ist, soweit sich erkennen lässt, direkt auf dem Sediment gewachsen und besitzt bei ca. 6 cm Durchmesser 2–2,5 cm Höhe. Freigewitterte Oberflächen sind nicht erhalten. Bei den zweifelhaft der Art angeschlossenen Exemplaren handelt es sich um Fragmente, die ebenfalls inkrustierende bis flach-knollige Wuchsformen aufweisen. Das größte dieser Fragmente misst 15x5 cm.

Innerer Aufbau: Diskontinuitäten des Skelettes bzw. Latilaminae sind in Form von markanten Änderungen der Wuchsrichtung oder längerfristigen Wachstumsunterbrechungen vorhanden. Änderungen der Wachstumsphase fehlen aber anscheinend. Die vertikale Erstreckung der einzelnen Latilaminae nimmt Werte von 1–12 mm an. Wie die Schnittbilder vermuten lassen, sind Mamelonen mit \approx 3–5 mm Höhe im Abstand von \approx 5–15 mm vorhanden. Die Astrothizenkanäle verlaufen überwiegend horizontal, sie können durch scharfe Umbiegungen oder Abzweigungen in Winkeln um 90° mit Astrothizenkanälen benachbarter Interlaminarräume kommunizieren. Im Bereich der Mamelonen können die Astrothizenkanäle zusammenfließen und erreichen hier mit 0,49 mm ihre maximalen Durchmesser.

Im Vertikalschnitt besteht das Skelettgitter aus parallelen, meist multilamellaren Laminae und senkrecht dazu orientierten

Pfeilern. 5–8 Pfeiler kommen auf die Strecke von 2 mm, bei 5 mm Messstrecke sind es ca. 17 Pfeiler. Für die Laminae lassen sich Abstände von 0,20–0,75 mm ermitteln. 4–6 Laminae sind auf der Strecke von 2 mm zu zählen, auf 5 mm Messstrecke sind ca. 12 Laminae vorhanden. Weitere morphometrische Angaben zu den Skelettelementen sind in Tabelle 13 aufgelistet. Die Pfeiler sind spulenförmig bis zylindrisch und weitgehend superponiert. In kleinen Sektoren ist die Superponierung zugunsten eines etwas unregelmäßigeren Skelettmusters aufgelöst. Die Galerien haben subquadratische bis runde Formen. Astrothizenkanäle und Interlaminarräume sind häufig von Dissepimenten (0,01–0,02 mm Dicke) durchzogen. Bei gleicher Struktur kann sich die Orientierung der Dissepimente gelegentlich unterscheiden, da sie im Interlaminarraum angedeutet parallel zu den Laminae verlaufen, in den Astrothizenkanälen aber auch, uhrglasförmig gebogen, quer zu den Laminae ausgerichtet sein können.

Im Tangentialschnitt überwiegen isolierte Pfeiler mit kreisförmigen Umrissen. Die Durchmesser betragen 0,07–0,20 (im arithmetischen Mittel 0,12) mm. In unmittelbarer Nähe zu den Laminae und in Bereichen mit dichtstehenden Astrothizenkanälen sind unregelmäßigere Formen, teils auch kurze Mauern, vorhanden. Schnitte durch die Laminae zeigen gelegentlich bis häufig Foramina mit 0,08–0,20 (meist \approx 0,10 mm) Durchmesser.

Die Mikrostruktur ist komplex. Die Skelettelemente zeigen entweder keine oder nur geringe Inhomogenitäten (= kompakt), oder sie sind melanosphärisch, undeutlich mikoretikulat, teilweise auch undeutlich tubulat. Die Größen der im Durchlicht dunklen Mikroskelettelemente streuen um Werte von \approx 0,03 mm. Die im Durchlicht hellen Tubuli besitzen Durchmesser von 0,01–0,02 mm. Das auffälligste mikrostrukturelle Phänomen bilden die zahlreichen Mikrolaminae. Eine Lamina kann aus bis zu 6 unterschiedlich gut definierten Mikrolaminae bestehen. Gut definierte Mikrolaminae unterscheiden sich strukturell nicht von Dissepimenten und besitzen ebenfalls 0,01–0,02 mm Dicke. Ganz offensichtlich handelt es sich bei einigen Dissepimenten um Aufwölbungen der Mikrolaminae in den Interlaminarraum. Zwischen den Mikrolaminae sind zahlreiche Mikroskelettelemente vorhanden. In weiten Bereichen sind die Unterschiede zwischen Mikroskelettelementen und Mikrolaminae allerdings nur undeutlich wahrnehmbar bzw. stark verwischt. Die Mikrolaminae können hier aus mehr oder weniger horizontal orientierten angeordneten Mikroskelettelementen bestehen und wirken dann schlecht definiert. Zum Teil entsteht auch der Eindruck, der gesamte Laminarbereich sei aus verflochtenen Mikrolaminae gebildet. Innerhalb einer Lamina können diese Phänomene lateral und vertikal ineinander übergehen und wechseln mit Bereichen ab, in denen die Laminae tripartit sind oder nur noch sehr geringe Inhomogenitäten zeigen. Die im Durchlicht helle Mittelzone der tripartiten Laminae misst in vertikalen Schnittlagen 0,02–0,03 mm Dicke. In tangentialen Schnittlagen treten diese hellen Mittelzonen in Form von linearen bis leicht geschwungenen oder anastomosierenden Zonen, die bis zu 0,05 mm Breite aufgeweitet sein können, in Erscheinung.

Diskussion: Die Art stimmt in den diagnostischen Merkmalen und in den Dimensionen mit *Synthetostroma actinostromoides* LECOMPTE, 1951 überein. Für die Zuordnung zu *Synthetostroma* sind die superponierten Pfeiler und der Aufbau

der Laminae aus Mikrolaminae entscheidend.

Zwischen *Clathrocoilona* und *Synthetostroma* gibt es eine Reihe struktureller Entsprechungen. Ein Vergleich der Dimensionen mit der weiter oben beschriebenen *Clathrocoilona* cf. *damnoniensis* zeigt, dass sich *S. actinostromoides* alleine durch die Skelettdimensionen von diesem Taxon nicht unbedingt abgrenzen lässt (s.a. Tab. 13). Aus den zu *S. actinostromoides* vorliegenden Abbildungen (vgl. Synonymieliste) wird zudem erkennbar, dass sich die Superponierung der vertikalen Skelettelemente und auch die Komplexität der Laminae bis zu einem gewissen Grad transitional verhalten. Letztlich ist nicht ganz auszuschließen, dass es sich bei der für *Synthetostroma* diagnostischen Merkmalskombination (häufige Mikrolaminae und geordnetes Skelett) nur um ein Zufallsprodukt handelt. Es fehlt aber ein methodischer Ansatz, der den Grad der Superponierung innerhalb einzelner Coenostea quantitativ erfasst. Nach derzeitigem Kenntnisstand scheint es daher angemessener, Art und Gattung in der gewählten Form weiter zu verwenden.

Verbreitung: *S. actinostromoides* Lecompte, 1951 ist zuerst aus dem Givetium Belgiens beschrieben worden. Die Art wird auch aus dem Givetium des Sauerlandes (May 1993), dem Givetium bis Frasnium von Mähren (Tschechien, ZUKALOVA 1971), dem Mitteldevon Vietnams (KHROMYCH & NGUYEN 1988) und dem Mitteldevon Chinas (DONG & HUANG 1978, DONG & SONG 1992) gemeldet. MISTIAEN (1980) beschreibt zumindest sehr ähnliche Formen aus dem Givetium Westfrankreichs. Die vorliegenden Stücke aus der Dreimühlen- und Rodert-Formation der Hillesheimer Mulde liefern den Erstnachweis von *S. actinostromoides* in der Eifel.

Gattung *Stictostroma* PARKS, 1936

Typusart: *Stictostroma gorriense* STEARN, 1995

Diagnose: siehe STEARN (1995: 25) und STEARN et al. (1999: 42).

Stictostroma laminatum (BARGATZKY, 1881)

Taf. 12, Fig. 1; Tab. 14

- 1951 *Stromatoporella laminata* – Lecompte: 167–169, Taf. 24, Figs. 1–5.
 cf. 1951 *Stromatoporella decora* – Lecompte: 164, Taf. 24, Fig. 6.
 cf. 1968 *Stromatoporella decora* – FLÜGEL & FLÜGEL-KAHLER: 125; cum syn.
 1968 *Stromatoporella laminata* – FLÜGEL & FLÜGEL-KAHLER: 233–234; cum syn.
 1970 *Stromatoporella laminata* – TURNSEK: 14, 25, Taf. 10, Figs. 1, 2; Taf. 14, Fig. 1.
 ? 1971 *Stictostroma sociale* – KAZMIERCZAK: 83, Taf. 15, Fig. 1.
 1980 *Stromatoporella laminata* – MISTIAEN: 199–200, Taf. 8, Figs. 8, 9; Taf. 9 Figs. 1, 2.
 1984 *Stromatoporella laminata* – COCKBAIN: 33, Taf. 22, Fig. C–D.
 1985 *Stromatoporella laminata* – BOGOYAVLENSKAYA & KHROMYCH: 32.
 cf. 1995 *Stromatoporella decora* – KREBEDÜNKEL: 92–93, Taf. 12, Figs. 3, 4.

Material: BSPG 2006 IX 268–277.

Äußere Merkmale: Die meisten Exemplare besitzen

lagige bis unregelmäßig knollige Wuchsformen, das größte misst bei 15 cm Durchmesser 8 cm Höhe. Meist sind es 2–3 cm Höhe oder weniger. Herausgewitterte Oberflächen mit verwertbaren Merkmalen sind nicht erhalten. Die Schliffbilder lassen aber erkennen, dass zumindest bei einigen Exemplaren flache Mamelonen vorhanden sind.

Innerer Aufbau: Bei etwa 50% der Exemplare sind tabulate Korallen der Gattung *Syringopora* GOLDFUSS, 1826 im Stromatoporen-Skelett vorhanden. Solche auch als „*Caenopora*“ bekannten Verwachsungen werden aus synökologischer Perspektive überwiegend als Kommensalismus aufgefasst, es gibt aber auch Beispiele, die eine mutualistische Interpretation zulassen (KERSHAW 1998: 529). Die innerhalb der Stromatoporen eher unauffällig angelegten Latilaminae, von 2,5–5 mm Höhe, machen sich auch anhand des Wachstumsverhaltens von *Syringopora* bemerkbar, da letztere an diesen Niveaus teilweise endet, neu ansetzt oder Seitensprossen mit ausgeprägt lateraler Wuchsrichtung bildet. Soweit die Proben solche Bereiche erfassen, können Latilaminae am Rande der Coenostea als Ragged Margins in Erscheinung treten.

Der Vertikalschnitt zeigt ein Muster aus durchgehenden, parallelen Laminae und senkrecht dazu orientierten, auf einen Interlaminarraum beschränkten Pfeilern. Diese sind spulenförmig und in der Regel nicht superponiert. Die Laminae sind gelegentlich durch Foramina unterbrochen. Selten ist zu beobachten, dass korrespondierend mit einem aufsitzenden Pfeiler die Lamina leicht aufgewölbt ist (= rudimentäre Ringpfeiler). Aufwölbungen, die bis in die überlagernde Lamina reichen (= Ringpfeiler i.e.S.), sind nicht zu erkennen. Die Abstände der Skelettelemente können sehr unterschiedlich ausfallen. Für Laminae lassen sich 0,10–0,53 mm Abstand ermitteln, bei Pfeilern 0,10–0,68 mm. Etwa 16–18 Pfeiler bzw. 17–21 Laminae lassen sich auf einer Strecke von 5 mm zählen. Bei Werten, die um $\approx 0,1$ mm streuen, sind durchschnittlich betrachtet die Laminae geringfügig dünner als die Pfeiler. Genaue Angaben zu den Skelettdimensionen sind in Tabelle 14 aufgeführt. Die Galerien besitzen runde, ovale oder seltener auch nahezu rechteckige Gestalt. Die Astrothizenkanäle verlaufen überwiegend horizontal und haben meist 0,09–0,32 mm Durchmesser. Sie können sich in Mamelonen-artigen Erhebungen sammeln. Die hier vorhandenen zentralen, meist auch vertikal orientierten Kanäle erreichen bis zu 0,52 mm Durchmesser. Dissepimente, deren Dicke ca. 0,10–0,20 mm beträgt, sind im Interlaminarraum selten bis mäßig häufig anzutreffen, in den Astrothizenkanälen treten sie in unregelmäßigen Abständen vergleichsweise häufiger auf.

Der Tangentialschnitt zeigt isolierte Pfeiler, kurze Mauern und seltener – meist im Bereich der Mamelonenachsen – auch etwas komplexere, labyrinthische Strukturen. Gelegentlich sind die vertikalen Skelettelemente durch Dissepimente verbunden. Die Durchmesser der Pfeiler bzw. die schmalen Seiten der vertikalen Skelettelemente nehmen Werte von 0,05–0,22 mm, häufig 0,06–0,12 mm an. Schnitte durch die Laminae zeigen mäßig häufig Foramina mit 0,06–0,17 mm, meist etwa 0,1 mm Durchmesser. Am Rand der Laminae, äußerst selten auch im Interlaminarraum, treten runde Strukturen auf, deren Abmessungen denen kleinerer Foramina vergleichbar sind. Es ist möglich, dass einige dieser Strukturen tatsächlich Foramina darstellen, einige sind aber auch auf die bereits erwähnten Ringpfeiler-ähnlichen Aufwölbungen der Laminae zurückzuführen.

Die Mikrostruktur zeigt vielfach nur geringe Inhomogenitäten (= kompakte Mikrostruktur), ein Zustand, der möglicherweise fakultativ oder erhaltungsbedingt entwickelt ist. Detailreich erhaltene Skelettelemente zeigen melanosphärische (bis undeutlich tubulate) Bereiche, meistens jedoch mikroretikuläre Mikrostrukturen. Die Größe der durch die Mikroskelettelemente definierten Hohlräume ist allerdings sehr heterogen, und einige dieser Hohlräume erwecken mit bis zu 0,06 mm Durchmesser stark den Eindruck von Vakuolen. Dickere Laminae sind teilweise tripartit mit einer im Durchlicht hellen Mittelzone von 0,01–0,03 mm Dicke. Dünnere Laminae (\approx 0,04–0,06 mm Dicke) können aus zwei Mikrolaminae bestehen, zwischen denen vertikale Mikroskelettelemente vorhanden sind. In einigen Fällen ist deren Anordnung so regelmäßig, dass eine einzelne mikroretikuläre Schicht (= ordinizelluläre Lamina sensu STEARN 1995) entsteht. In tangentialen Schnittlagen erscheinen die im Durchlicht hellen Mittelzonen der tripartiten Laminae als lineare bis geschwungene Strukturen, die bis zu 0,07 mm aufgeweitet sein können. Die in tangentialen Schnittlagen zu beobachtenden dichotomen Verzweigungen dieser Strukturen können als Hinweis auf deren kanalartigen Charakter verstanden werden (cf. MISTIAEN 1985: 125–126, Fig. 75) oder sind (meines Erachtens wahrscheinlicher) auf das Verlassen der Schnittebene einer nicht vollkommen ebenen Diskontinuitätszone zurückzuführen.

Diskussion: Die Exemplare stimmen hinreichend gut mit der von LECOMPTE (1951: 167) für *Stromatoporella laminata* (BARGATZKY, 1881) gegebenen Beschreibung überein. Die Zugehörigkeit zur Gattung *Stictostroma* ergibt sich aus den Dicken der Laminae, die geringer als die Höhe der Interlaminaräume ausfallen, sowie aus dem Fehlen/der Seltenheit von Ringpfeilern bzw. Ringpfeiler-ähnlichen Strukturen. Eine Zuordnung zur Gattung *Clathrocoelona* oder *Stromatoporella* ist aufgrund dieser Kriterien auszuschließen. Die Mikrostruktur entspricht prinzipiell jener, die als typisch für die Stromatoporellidae gelten kann. Die bei einigen Exemplaren zusätzlich vorhandenen Vakuolen-artigen Hohlräume sind aber insbesondere für *Trupetostroma* bezeichnend. Allerdings fehlt allen vorliegenden Stücken die für alle Vertreter der Trupetostromatidae charakteristische, systematische Superponierung der vertikalen Skelettelemente.

Die bisherige Zuordnung der Art *Stictostroma laminatum* (BARGATZKY, 1881) zu *Stromatoporella* erklärt sich (a) aus nomenklatorischen Unschärfen der Gattung *Stictostroma*, die erst mit der Neubeschreibung einer Typusart durch STEARN (1995) aufgelöst wurden, und (b) aus der Ablehnung von Ringpfeilern als taxonomisches Kriterium durch LECOMPTE (1951). Bei manchen der von LECOMPTE (1951) aufgestellten oder revidierten

„*Stromatoporella*“-Arten muss auf Abbildungen zurückgegriffen werden, um die Verbreitung von Ringpfeilern zu beurteilen. Zu den in dieser Hinsicht etwas problematischen Arten gehört auch *S. laminatum*. Daher ist verständlich, warum COCKBAIN (1984: 33) die Hinweise auf Ringpfeiler als ausreichend für die Zuordnung zu *Stromatoporella* bewertet und gleichzeitig Korrespondenzen mit C. W. STEARN und J. A. FAGERSTROM erwähnt, die beide aufgrund des Fehlens dieses Merkmals die Gattung *Stictostroma* favorisieren. Dem systematischen Konzept von STEARN (1995) und STEARN et al. (1999) folgend, relativiert sich in diesem Fall die Frage der Gattungszugehörigkeit allerdings weitgehend, da die Gattungsdiagnose auch bei *Stictostroma* einige wenige Ringpfeiler zulässt.

Für die Artabgrenzung bleibt die Unsicherheit über die tatsächliche Verbreitung von Ringpfeilern im Typmaterial allerdings relevant. So ist nach LECOMPTE (1951) *S. laminatum* morphologisch nahe bei *Stromatoporella socialis* NICHOLSON 1892 anzusiedeln. Er befürwortet aber eine Abgrenzung aufgrund abweichender mikrostruktureller Merkmale und Dimensionen. Hingegen hält COCKBAIN (1984: 33) die Synonymie der beiden Arten für wahrscheinlich. Meiner Auffassung nach sind die Unterschiede der Dimensionen und vor allem die mikrostrukturellen Abweichungen als marginal zu werten; anscheinend besitzt *Stromatoporella socialis* NICHOLSON aber echte und auch zahlreiche Ringpfeiler (LECOMPTE 1951: Taf. 21, Fig. 2) und sollte im Gegensatz zu *S. laminatum* bei *Stromatoporella* verbleiben. Die von KAZMIERCZAK (1971: 83) als *Stictostroma sociale* beschriebenen Formen könnten wiederum mit *S. laminatum* zu identifizieren sein.

Die von LECOMPTE (1951: 164) neu aufgestellte *Stromatoporella decora* besitzt, verglichen mit *S. laminatum*, feiner dimensionierte Laminae und Pilae, während die Abstände der Skelettelemente etwa denen von *S. laminatum* entsprechen. Die Eingliederung der Art in die Gattung *Stictostroma* durch STEARN (1995: 26) steht mit der Beobachtung im Einklang, dass keine deutlich entwickelten Ringpfeiler zu erkennen sind (cf. LECOMPTE 1951: Taf. 24, Fig. 6). Auffälligerweise sind unter den hier zu *S. laminatum* vorliegenden Exemplaren auch solche, deren Habitus dem von *S. decorum* sehr nahe kommt. Die Bereiche mit deutlich feineren Skelettelementen sind aber auf mehr oder weniger große Teilbereiche der Skelette beschränkt. Selbst wenn diese Sektoren überwiegen, stimmen die ermittelten Dimensionen mit der Variationsbreite von *S. laminatum* deutlicher überein als mit den zu *Stictostroma decorum* vorliegenden Angaben. Eine gewisse Heterogenität der Dimensionen lässt sich allerdings auch beim Typmaterial von *Stictostroma decorum* beobachten. Besonders die niedrige Variabilität der Pfeilerbreite, die mit 0,05–0,07 mm (LECOMPTE

Tabelle 14: Skelettdimensionen von *Stictostroma laminatum* (BARGATZKY, 1881).

| Parameter | X | s | min. | max. | n |
|--------------------|-----------|-------------|------|------|----|
| Pilae/2mm | 7,1–7,9 | 0,60–1,97 | 6 | 10 | 68 |
| Laminae/2mm | 7,4–8,1 | 0,79–1,19 | 6 | 10 | 70 |
| Pilae-Breite (mm) | 0,09–0,12 | 0,034–0,056 | 0,04 | 0,22 | 62 |
| Laminae-Dicke (mm) | 0,07–0,09 | 0,027–0,035 | 0,03 | 0,17 | 65 |

X=Mittelwert pro Coenosteum, s=Standardabweichung pro Coenosteum, n=Anzahl der Messungen

Tabelle 15: Skelettdimensionen von *Stictostroma saginatum* (LECOMPTE, 1951).

| Parameter | X | s | min. | max. | n |
|--------------------|-----------|-------------|------|------|----|
| Pilae/2mm | 7,0–8,8 | 0,67–1,20 | 6 | 11 | 32 |
| Laminae/2mm | 8,2–10,1 | 0,47–0,75 | 7 | 11 | 30 |
| Pilae-Breite (mm) | 0,11–0,14 | 0,026–0,034 | 0,07 | 0,19 | 36 |
| Laminae-Dicke (mm) | 0,12–0,13 | 0,023–0,031 | 0,05 | 0,18 | 34 |

X=Mittelwert pro Coenosteam, s=Standardabweichung pro Coenosteam, n=Anzahl der Messungen

1951: 165) lediglich 0,02 mm Schwankungsbreite beinhaltet, wirkt angesichts der Abbildung (LECOMPTE 1951: Taf. 24, Fig. 6a) geradezu unwahrscheinlich. Ob und auf welcher Grundlage die beiden Arten voneinander abzugrenzen sind, ist daher äußerst fraglich.

Verbreitung: *S. laminatum* ist zuerst aus dem Givetium von Büchel (Rheinisches Schiefergebirge, Deutschland) beschrieben worden (BARGATZKY 1881). In Europa wird die Art überwiegend im Givetium, seltener im unteren Frasnium z.B. aus West-Frankreich, Belgien, Polen und Österreich genannt (MISTIAEN 1980). Das Vorkommen in Australien (COCKBAIN 1984) ist ebenfalls dem Frasnium zuzuordnen. Aus der Eifel war die Art insofern bereits bekannt, da LECOMPTE (1951: 164) einige bis dahin *Stromatoporella socialis* NICHOLSON angegliederte Exemplare aus dem Gerolsteiner Gebiet in den Artumfang von *S. laminatum* einschließt. Die meisten der hier berücksichtigten Exemplare stammen aus der Dreimühlen-Formation der Hillesheimer Mulde. Weitere Funde sind der Rodert-Formation der Dollendorfer-Mulde und der Spickberg-Formation der Sötenicher Mulde zuzuordnen.

Dendrostroma? – cf. *Stictostroma laminatum*
(BARGATZKY, 1881)

Material und Beschreibung: siehe Diskussion.

Diskussion: Es handelt sich um ein Exemplar (BSPG 2006 IX 278) aus der Cürten-Formation der Sötenicher Mulde, dessen Merkmale bezüglich Form, Anordnung, Dimension und Mikrostruktur der Skelettelemente mit der weiter oben für *S. laminatum* gegebenen Beschreibung übereinstimmen. Abweichend ist lediglich die Wuchsform, die entweder auffällig langgestreckte Mamelonen beinhaltet oder, augenscheinlich zutreffender, als ästig zu beurteilen ist. Die Äste sind bei 6–12 mm Durchmesser mindestens 1–2 cm lang. Für ästige Stromatoporen, deren strukturelle Merkmale ansonsten *Stictostroma* entsprechen, ist die Zuordnung zur Gattung *Dendrostroma* in Betracht zu ziehen. Da es aber nicht möglich ist, das einzige zur Verfügung stehende Exemplar auch nach internen Kriterien von *S. laminatum* abzugrenzen, ist es mindestens ebenso wahrscheinlich, dass die externe Morphologie von *S. laminatum* auch solch extreme Formen annehmen kann.

Stictostroma saginatum (LECOMPTE, 1951)
Taf. 11, Fig. 2; Tab. 15

- * 1951 *Stromatoporella saginata* LECOMPTE: 171–173, Taf. 22, Figs. 5–7 Taf., 23, Figs. 1–3.
- 1968 *Clathrocoilona saginata* – FLÜGEL & FLÜGEL-KAHLER: 373; cum syn.
- cf. 1983 *Clathrocoilona* cf. *saginata* – STEARN: 549, Fig. 5 G–H.
- ?? 1984 *Clathrocoilona saginata* – COCKBAIN: 25, Taf. 10, Figs. A–D.
- 1985 *Stictostroma saginatum* – MISTIAEN: 115, Taf. 8, Figs. 6–11.
- 1988 *Stictostroma saginatum* – MISTIAEN: 176, Taf. 21, Figs. 5–9.
- 1999 *Stictostroma saginatum* – MISTIAEN: 36, Taf. 3 Figs. 9–12; Taf. 4, Figs. 1, 2.
- ? 2000 *Stictostroma saginatum* – MISTIAEN & GHOLAMALIAN: 83–84, Taf. 6, Fig. 6–8.

Material: BSPG 2006 IX 434–436. Aufgrund schlechter Erhaltung nur vorbehaltlich der Art zugeordnete Exemplare: BSPG 2006 IX 437–439.

Äußere Merkmale: Die Wuchsform der Exemplare ist überwiegend dünnlagig. Eines inkrustiert bzw. umwächst nicht näher bestimmbare Auloporen. Das größte Exemplar besitzt, bei 5 cm Höhe, 20 cm Durchmesser. Bei einem Exemplar ist die Oberfläche partiell sichtbar und in diesem Fall äußerst komplex gestaltet. Es sind zahlreiche Mamelonen-artige Protuberanzen zu sehen, von denen sich ein Teil bis hin zu dendroiden Formen entwickeln. Einige der bis 4 cm langen und im Querschnitt 0,7–1 cm messende Äste vereinigen sich wieder zu eher knolligen bis lagigen Wuchsformen. Manche der allerdings nur undeutlich wahrnehmbaren Astrothizenkanäle fließen an den Apices der Protuberanzen zusammen, andere verhalten sich scheinbar unabhängig von den Skeletterhebungen.

Innerer Aufbau: Die Latilaminae sind, bei 2–9 mm Höhe, meist undeutlich definiert. Sofern die Proben randliche Bereiche der Coenostea erfassen, können einzelne Latilaminae allerdings sehr ausgeprägte Ragged Margins bilden.

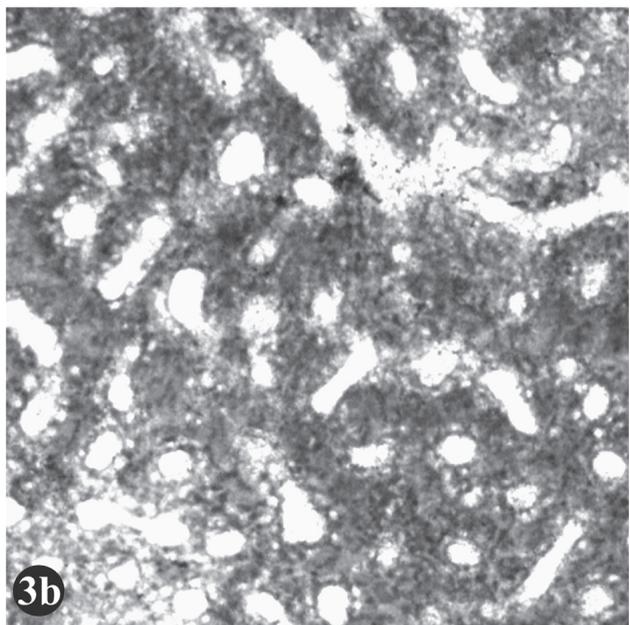
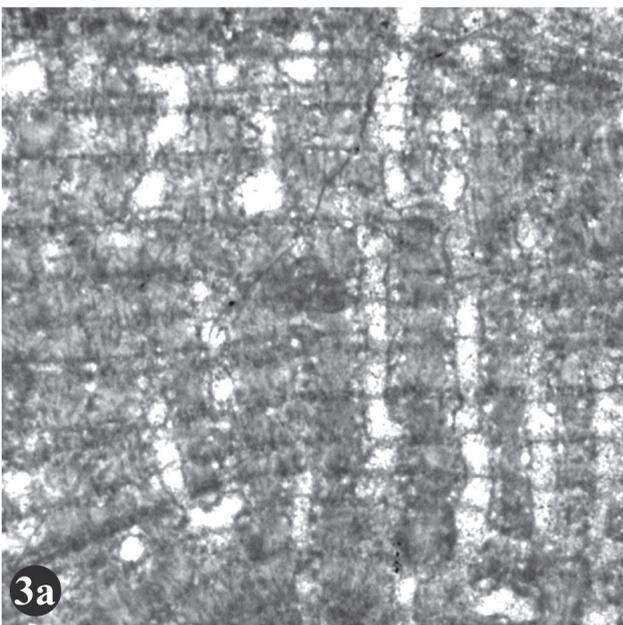
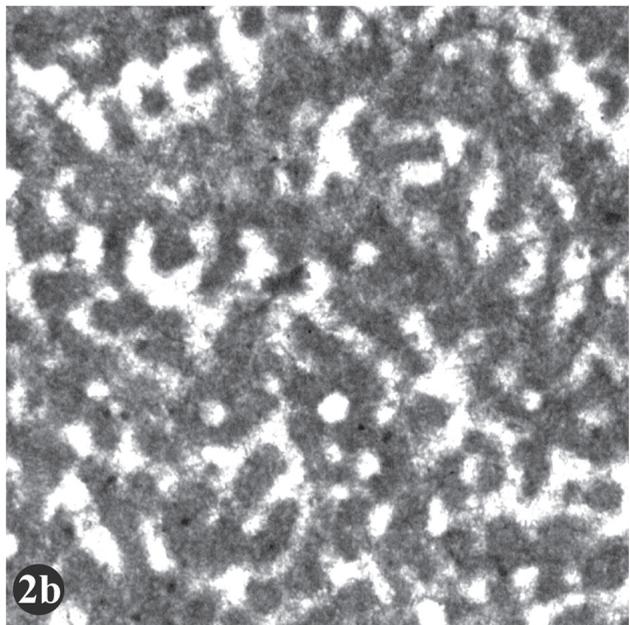
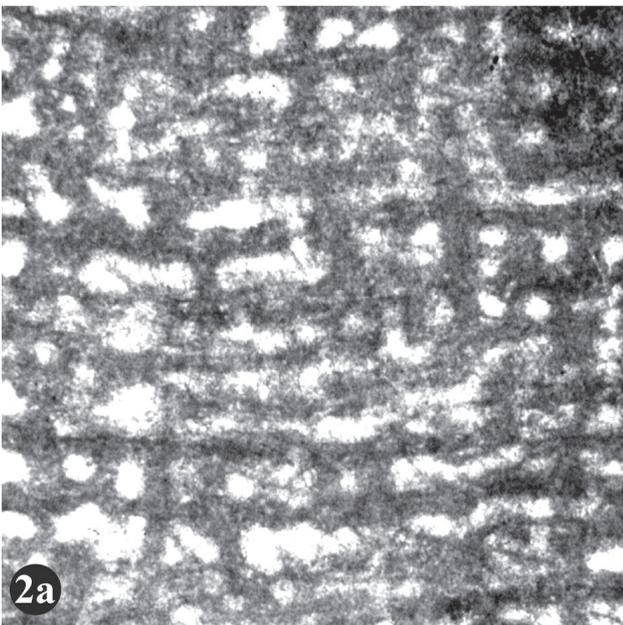
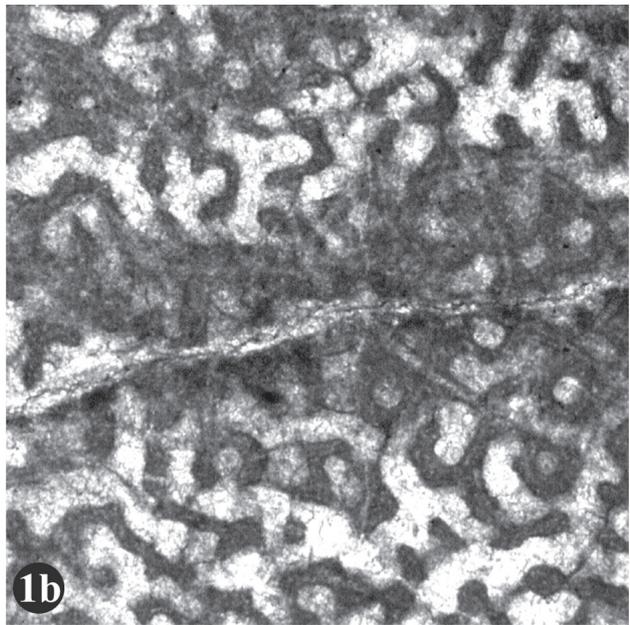
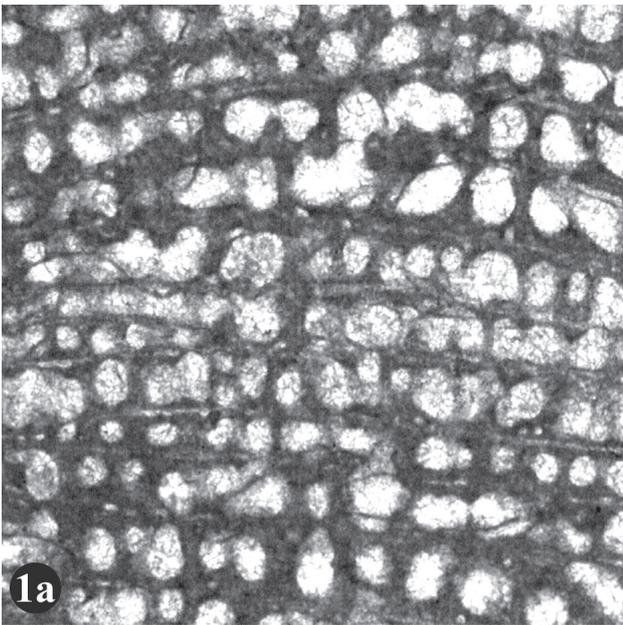
Der Vertikalschnitt zeigt parallele und durchgängige Laminae, die nur gelegentlich durch Foramina unterbrochen werden. Die Pfeiler sind senkrecht zu den Laminae orientiert und auf einen Interlaminarraum beschränkt. Zwar liegt bei keinem der Exemplare eine systematische Superponierung vor, allerdings

Tafel 12:

Fig. 1: *Stictostroma laminatum* (BARGATZKY, 1881); BSPG 2006 IX 275. – a) vertikale Schnittlage; x25. – b) tangentielle Schnittlage; x25.

Fig. 2: *Stictostroma saginatum* (LECOMPTE, 1951); BSPG 2006 IX 436. – a) vertikale Schnittlage; x25. – b) tangentielle Schnittlage; x25.

Fig. 3: *Hermatoporella maillieuxi* (LECOMPTE, 1952); BSPG 2006 IX 306. – a) vertikale Schnittlage; x25. – b) tangentielle Schnittlage; x25.



sind über mehrere (2–4–[6]) Interlaminarräume superponierte Pfeiler bereichsweise ziemlich häufig. Die Pfeiler sind von leicht spulenförmiger bis zylindrischer Gestalt. Die Galerien sind rund bis oval geformt. Sofern sie sich nicht in Mamelonen sammeln, sind die Astrorhizenkanäle unauffällig, die Durchmesser betragen 0,10–0,39 mm, häufig $\approx 0,2$ mm. In Astrorhizenkanälen, wie auch im Interlaminarraum, sind hin und wieder uhrglasförmig gebogene Dissepimente vorhanden. An einigen Stellen der Skellette und besonders in den Achsen von Mamelonen ist der Interlaminarraum zugunsten von unterschiedlich stark verdickten Skelettelementen reduziert. In den regelmäßigen Bereichen sind Pfeiler und Laminae etwa gleich dimensioniert, die Abstände der Laminae erreichen 0,10–0,33 mm, auf der Strecke von 2,5 mm lassen sich 9–12 Pfeiler bzw. 8–12 Laminae zählen. Weitere Skelettdimensionen sind Tabelle 15 zu entnehmen.

Der Tangentialschnitt zeigt auf dem Niveau der Laminae unterschiedlich häufig Foramina mit $\approx 0,1$ mm Durchmesser. Im Interlaminarraum sind, jeweils im gleichen Umfang, isolierte Pfeiler mit runden Querschnitten, kurze Mauern und labyrinthische bis amorphe Strukturen vorhanden. Einige der vertikalen Skelettelemente bilden sichelförmige oder in äußerst seltenen Fällen auch runde Strukturen, die wiederum Hohlräume von $\approx 0,1$ mm Durchmesser umschließen. Die Nähe dieser Strukturen zu den Laminae lässt vermuten, dass es sich hier um die Foramina umrahmende, vertikale Skelettelemente handelt und nicht um Ringpfeiler.

Die Mikrostruktur ist komplex. Einige Bereiche wirken kompakt, andere undeutlich mikroretikulat, manche der Laminae sind tripartit. Der nicht sehr gute Erhaltungszustand der Stücke lässt keine weitere Präzisierung zu.

Diskussion: Skelettstruktur und Dimensionen stimmen sehr gut mit der Beschreibung von *Stromatoporella saginata* LECOMPTE, 1951 überein. Es handelt sich um eine sehr variable Art, zu deren Charakteristika LECOMPTE (1951: 173) auch die Tendenz zu superponierten Pfeilern und zu Skelettverdickungen zählt. Letztere machen unterschiedliche Auffassungen zur Gattungszugehörigkeit möglich (cf. MISTIAEN 1985: 119). Da Ringpfeiler im engeren Sinne fehlen, ist die ursprüngliche Zuordnung zu *Stromatoporella* hinfällig. Mit Laminae und Interlaminarräumen, deren Dimensionen vergleichbar sind, ist aber sowohl die Zuordnung zu *Clathrocoilon* als auch zu *Stictostroma* denkbar. Der in LECOMPTE (1951: Taf. 23, Fig. 1) abgebildete Holotyp befindet sich unter diesem Aspekt innerhalb einer Grauzone. Abbildungen anderer Exemplare (LECOMPTE 1951: Taf. 22, Figs. 5–7; Taf. 23, Figs. 2, 3) zeigen jeweils eher *Clathrocoilon*-typische bzw. eher *Stictostroma*-typische Bilder. Weitere der Art zugeordnete Stücke (MISTIAEN 1985, 1988, 1999) verschieben den Schwerpunkt der Art zugunsten von *Stictostroma*.

Die von MISTIAEN & GHOLAMALIAN (2000: 83–84, Taf. 6, Figs. 6–8) beschriebene *S. saginatum* besitzt auffällig dünne Laminae, die kaum noch Überschneidungen mit den diesbezüglichen Angaben von LECOMPTE (1951: 171) aufweisen. Diese Exemplare stehen vielleicht schon außerhalb des Artumfangs. Die von COCKBAIN (1984) beschriebene *Clathrocoilon saginata* besitzt verglichen mit dem Typmaterial weitständigere Skelettelemente, nahezu systematisch superponierte und zudem auch einfacher gebaute vertikale Skelettelemente, die im Tangentialschnitt vorwiegend runde Querschnitte liefern (COCKBAIN 1984: Taf. 10 B, D). Ob diese Stücke mit *S. saginatum* konspezifisch sind, ist äußerst fraglich.

Innerhalb des hier vorliegenden Artenspektrums unterscheidet sich *S. saginatum* von *S. laminatum* durch enger stehende und durchschnittlich auch dickere Skelettelemente. Ungünstige Schnittlagen mit betonter Tendenz zu Skelettverdickungen könnten außerdem mit *Clathrocoilon spissa* verwechselt werden. Abweichend von *S. saginatum* sind bei *C. spissa* die Latilaminae aber generell aus zwei unterschiedlichen Wachstumsphasen aufgebaut.

Verbreitung: *S. saginatum* ist aus dem Frasnium Belgiens (Becken von Dinant und Namur), dem Frasnium von Nordfrankreich sowie aus dem Frasnium Afghanistans und des Iran beschrieben worden (MISTIAEN 1985, 1988, 1999). Bei den hier gefundenen und sicher der Art zuordenbaren Exemplaren stammt jeweils eines aus der Cürten-Formation der Sötenicher Mulde, der Rodert-Formation der Dollendorfer Mulde und der Rodert-Formation der Hillesheimer Mulde. Neben dem Erstnachweis aus der Eifel wird damit auch die stratigraphische Reichweite von *S. saginatum* bis in das tiefere Givetium ausgedehnt.

Familie Trupetostromatidae GERMOVSEK, 1954

Gattung *Hermatostroma* NICHOLSON, 1886b

Typusart: *Hermatostroma schlueteri* NICHOLSON, 1886b

Diagnose: siehe STEARN et al. (1999).

Hermatostroma schlueteri NICHOLSON, 1886b

Taf. 13, Figs. 1, 2; Tab. 16

- * 1886 *Hermatostroma schlueteri* NICHOLSON: 105, Taf. 3, Figs. 1, 2, Abb. 1, 16.
- 1892 *Hermatostroma schlueteri* – NICHOLSON: 215, Taf. 28, Figs. 12, 13, Abb. 29–31.
- 1952 *Hermatostroma schlueteri* – LECOMPTE: 250, Taf. 45, Fig. 1, 1a, 1b.

Tabelle 16: Skelettdimensionen von *Hermatostroma schlueteri* NICHOLSON, 1886b.

| Parameter | X | s | min. | max. | n |
|---------------------|-----------|-------------|------|------|-----|
| Pilae/2mm: | 4,8–5,9 | 0,63–1,16 | 4 | 7 | 98 |
| Laminae/2mm: | 5,9–6,8 | 0,54–1,67 | 4 | 9 | 100 |
| Pilae-Breite (mm): | 0,16–0,18 | 0,030–0,061 | 0,10 | 0,39 | 88 |
| Laminae-Dicke (mm): | 0,12–0,16 | 0,033–0,056 | 0,03 | 0,25 | 75 |

X=Mittelwert pro Coenosteum, s=Standardabweichung pro Coenosteum, n=Anzahl der Messungen

- ? 1952 *Hermatostroma pustulosum* LECOMPTE: 252, Taf. 46, Fig. 1, 1a, 1b.
- ?partim 1952 *Hermatostroma polymorphum* LECOMPTE: 258, Taf. 47, Figs. 3, 4; Taf. 48, Figs. 1–3.
- 1968 *Hermatostroma schlüteri* – FLÜGEL & FLÜGEL-KAHLER: 380; cum syn.
- cf. 1971 *Hermatostroma* cf. *schlüteri* – ZUKALOVA: 84, Taf. 28, Fig. 5.
- 1971 *Hermatostroma schlüteri* – KAZMIERCZAK: 125, Taf. 35, Fig. 2a–b.
- 1974 *Hermatostroma schlüteri* – FLÜGEL: 172, Taf. 24 Fig. 1; Taf. 27, Fig. 2.
- 1979 *Hermatostroma schlüteri* – YANG & DONG: 69, Taf. 37, Figs. 1, 2.
- 1982 *Hermatostroma schlüteri* – DONG & WANG: 23, Taf. 13, Figs. 7, 8.
- 1984 *Hermatostroma schlüteri* – COCKBAIN: 27, Taf. 16 A–D.
- 1985 *Hermatostroma schlüteri* – BOGOYAVLENSKAYA & KHROMYCH: 52; cum syn.
- 1985 *Hermatostroma schlüteri* – MISTIAEN: 175–180, Taf. 15, Figs. 9–11; Taf. 16, Fig. 1.
- 1995 *Hermatostroma schlüteri* – KREBEDÜNKEL: 65–66, Taf. 7, Figs. 7, 8.
- 1999 *Hermatostroma schlüteri* – STEARN et al.: Fig. 6 E, F.

Material: BSPG 2006 IX 279–299. Aufgrund schlechter Erhaltung nur vorbehaltlich der Art zugeordnete Exemplare: BSPG 2006 IX 300–305.

Äußere Merkmale: Die Wuchsform der Exemplare ist überwiegend knollig bis subsphärisch, von der Größe her erreichen sie 5–10 cm Durchmesser. Bei größeren Stücken, die 15–20 cm, in einem Fall über 40 cm Durchmesser erreichen, handelt es sich möglicherweise um Aggregat aus mehreren Exemplaren. Einige Proben zeigen an der Oberfläche unterschiedlich gut definierte Mamelonen.

Innerer Aufbau: Latilaminae sind, soweit überhaupt vorhanden bzw. erkennbar, 4–9 mm hoch. Sie machen sich durch Änderung der Wuchsrichtung, Neuansatz von Mamelonen oder abweichend aufgebaute basale Lagen bemerkbar. Bei zwei Exemplaren sind *Syringopora*-Kommensalen im Skelett vorhanden.

Der Vertikalschnitt zeigt parallele und durchgängige Laminae, die nur gelegentlich durch Foramina unterbrochen werden. Die Pfeiler sind senkrecht zu den Laminae orientiert, auf einen Interlaminarraum beschränkt und normalerweise über zahlreiche Interlaminarräume perfekt superponiert. Die Pfeiler sind von spulenförmiger Gestalt, die Galerien rund bis queroval geformt. Etwa 11–14 Pfeiler und 12–16 Laminae lassen sich auf der Strecke von 5 mm zählen, weitere und detailliertere Angaben zu den Skelettdimensionen sind in Tabelle 16 aufgeführt. Zwar können Pfeiler recht unterschiedlicher Breiten (0,10–0,39 mm) und variable Laminaeabstände (0,1–0,5 mm) in einem Coenosteum koexistieren, dennoch ist der Eindruck des Skelettmusters mehrheitlich ausgesprochen regelmäßig. Gestört wird die Regelmäßigkeit in erster Linie durch selten bis mäßig häufig auftretende Mamelonen, deren Dimensionen 3–5 mm Höhe bei 3–5 mm Breite erreichen. Meist treten in Verbindung mit diesen Strukturen auch vertikal verlaufende Astrorhizenkanäle auf. Vertikal persistierende Mamelonen (= Astrorhizalzyylinder) fehlen allerdings. Die Astrorhizenkanäle

erreichen maximal 0,38 mm (meist 0,12–0,22 mm) Durchmesser, sie sind überwiegend unauffällig und heben sich außerhalb der Mamelonen nur ausnahmsweise deutlich von den Galerien ab. Dissepimente von $\approx 0,02$ mm Dicke sind insgesamt selten. In einzelnen Interlaminarräumen können Dissepimente aber auch dicht geschart im Abstand von $\approx 0,04$ mm auftreten.

Im Tangentialschnitt haben die Pfeiler im Interlaminarraum runde Querschnitte von meist 0,15–0,20 mm (Extremwerte: 0,09–0,29 mm) Durchmesser. Knapp ober- bzw. unterhalb der Laminae sowie innerhalb der Mamelonen können sie zu etwas komplexeren Formen verschmelzen. In den Laminae finden sich unterschiedlich häufig, teilweise sehr regelmäßig, jeweils zwischen vier Pfeilern angeordnete Foramina von überwiegend 0,09–0,12 mm (Extremwerte: 0,05–0,18 mm) Durchmesser. Astrorhizenkanäle sind auffälliger als in vertikalen Schnittlagen und lassen sich auf bis zu ca. 4 mm Länge verfolgen.

Die auffälligste Mikrostruktur ist eine die Skelettelemente ummantelnde Membran (= periphere Membran). In typischer Ausbildung ist die Membran 0,010–0,015 mm dick und befindet sich im Abstand von 0,02–0,03 mm von den ansonsten kompakt erscheinenden Skelettelementen. In unregelmäßigen Abständen finden sich zwischen den Membranen und den Skelettelementen 0,02–0,04 mm große Mikroskelettelemente. Für die Laminae ist dieser Aufbau gleichbedeutend mit einer tripartiten Struktur, bestehend aus einer im Durchlicht dunklen Mittelzone (oft in Form einer Mikrolamina) und peripheren Membranen auf der Ober- und Unterseite. Selbst bei relativ gut erhaltenen Exemplaren erfasst diese Mikrostruktur allerdings nicht alle Skelettelemente. Ein wechselnder – aber durchaus erheblicher – Prozentsatz der Pfeiler wirkt durchgängig kompakt; statt einer peripheren Membran ist eher eine Serie randlich angeordneter Vakuolen zu erkennen, oder abgeflachte und vergrößerte Vakuolen (= Cyst Plates) scheinen sich lateral an die Skelettelemente zu schmiegen. Auffälligerweise bestehen dünne vertikale Skelettelemente, wie sie im Kern der Mamelonen oder auch in den basalen Lagen auftreten, meist aus zellulärem Gewebe.

Diskussion: Auf die Zugehörigkeit zu *Hermatostroma* lässt sich zunächst aufgrund der Skelettstruktur mit spulenförmigen und superponierten Pfeilern sowie durchgängigen Laminae schließen. Der mikrostrukturelle Aufbau der Skelettelemente, mit teilweise sehr deutlich entwickelter peripherer Membran, stützt diese Zuordnung. Die vorliegenden Stücke zeigen bezogen auf die präzisierenden Angaben der Dimensionen von *Hermatostroma schlüteri* NICHOLSON, 1886b durch LECOMPTE (1952: 250–251) eine sehr gute Übereinstimmung und sind daher als konspezifisch zu werten.

Unter Verwendung der genannten Kriterien ist *H. schlüteri* problemlos gegen die übrigen, im Rahmen dieser Untersuchung vorgefundenen Arten abzugrenzen. Aufgrund sich teilweise überschneidender Dimensionen bieten lediglich die weiter unten der Gattung *Pseudotruperostroma* zugeordneten Taxa im Fall von ungünstigen Schnittlagen bei gleichzeitig schlechter Erhaltung Möglichkeiten der Verwechslung. Grundsätzlich besitzt *Pseudotruperostroma* aber ein abweichendes Skelettmuster mit vertikalen Skelettelementen, die zu amalgamierten Strukturen verschmelzen, sowie eine durchgehend zellulär-mikroretikuläre Mikrostruktur ohne periphere Membranen.

Von *H. schlüteri* nur schwer unterscheidbar ist die sehr ähnliche Art *H. pustulosum* LECOMPTE, 1952. Das wichtigste

abgrenzende Kriterium – die verglichen mit *H. schlueteri* durchschnittlich etwas breiteren Pfeiler – kann nicht völlig überzeugen, da z.B. *H. schlueteri* sensu COCKBAIN (1984) im Vergleich mit dem Typmaterial etwas dünnere Pfeiler besitzt und es folglich fraglich ist, wo der Schwerpunkt der Art bezüglich dieses Merkmals wirklich liegt. Nicht eindeutig ist auch die Abgrenzung zu *H. polymorphum* LECOMPTE, 1952. KAZMIERCZAK (1971: 126) beurteilt die Art als heterogen zusammengesetzt und stellt einige ihr zugeordnete Exemplare, darunter auch den Holotyp, in Synonymie mit *H. schlueteri* (s.a. FLÜGEL 1974, COCKBAIN 1984, MISTIAEN 1985). Unter den vier morphologischen Gruppen, in die LECOMPTE (1952) *H. polymorphum* aufteilt, fehlen in jener des Holotyps Angaben zu den Dimensionen und die Illustration einer tangentialen Schnittlage. Überlegungen zu Identität und Heterogenität von *H. polymorphum* und die Beziehung zu *H. schlueteri* haben daher eine spekulative Komponente.

Bemerkungen zur Mikrostruktur: Von *H. schlueteri* sind abweichend strukturierte basale Lagen bzw. Zonen mit Repair Tissue bekannt (FLÜGEL 1974: 173, COCKBAIN 1984: 27). Auch die Abbildung des Holotyps (STEARNS et al. 1999: Fig 6 E) lässt in manchen Bereichen zelluläre Mikrostrukturen erkennen. Komplexe Mikrostrukturen bei vergleichsweise dünnen Skelettelementen, insbesondere in zentralen Zonen der Mamelonen, wie sie hier festgestellt wurden, fügen sich nahtlos in dieses Bild ein. All den genannten Phänomenen gemeinsam ist ihr Auftreten in eher ungeordneten, tendenziell untypischen Skelettbereichen von *H. schlueteri*. Außer der umfassenderen Charakterisierung der Art sind sie daher für rein taxonomische Belange nur von begrenzter Anwendbarkeit. Gleichzeitig dokumentieren diese Phänomene, dass *Hermatostroma* unterschiedliche Mikrostrukturen erzeugen kann. Möglicherweise repräsentieren Skelettelemente mit peripheren Membranen einen angestrebten, für das System Weichkörper plus Skelett idealen und bevorzugt erhaltenen Endzustand. Diese eher ontogenetische Interpretation fügt der von STEARNS (1966a: 107) diskutierten Beziehung der peripheren Membranen von *Hermatostroma* mit den bei *Trupetostroma* vorhandenen Vakuolen einen weiteren Aspekt hinzu.

Verbreitung: *H. schlueteri* wurde vor allem in der Rodert-Formation der Dollendorfer Mulde und der Hillesheimer Mulde gefunden. Seltener tritt die Art in der Dreimühlen-Formation der Hillesheimer Mulde sowie in der Spickberg-Formation der Sötenicher Mulde auf. Es handelt sich dabei um den Erstnachweis von *H. schlueteri* innerhalb der Eifel. Im übrigen ist die Art im Givetium und Frasnium mit Vorkommen z.B. im Rechtsrheinischen Schiefergebirge (Sauerland, Schwelmer Kalk, Schladetal), Polen (Heilig Kreuz Gebirge), Tschechien (Mähren), Afghanistan, China (Yunnan) und Australien (Caning Basin) sehr weit verbreitet. Das auffällige

Fehlen von *H. schlueteri* im Becken von Dinant könnte auf eine zu restriktive Handhabung des Artbegriffes durch LECOMPTE (1952) hindeuten.

Gattung *Hermatoporella* KHROMYCH, 1969

Typusart: *Trupetostroma maillieuxi* LECOMPTE, 1952
Diagnose: siehe STEARNS et al. (1999: 44).

Hermatoporella maillieuxi (LECOMPTE, 1952)

Taf. 12, Fig. 3; Tab. 17

- * 1952 *Trupetostroma maillieuxi* LECOMPTE: 237, Taf. 43, Figs. 2, 3.
- non 1966b *Hermatostroma maillieuxi* – STEARNS: 60, Taf. 24, Figs. 3, 4.
- 1968 *Trupetostroma maillieuxi* – FLÜGEL & FLÜGEL-KAHLER: 252.
- non 1969 *Hermatostroma maillieuxi* – FISCHBUCH: 171–172, Taf. 4, Figs. 1–5.
- cf. 1971 *Hermatostroma porosum* – KAZMIERCZAK: 123–124, Taf. 8, Fig. 5; Taf. 34, Fig. 1.
- cf. 1979 *Stromatopora* cf. *maillieuxi* – YANG & DONG: 55, Taf. 27, Figs. 7, 8.
- 1980 *Hermatostroma maillieuxi* – MISTIAEN: 203–204, Taf. 10, Figs. 3–6.
- 1985 *Hermatoporella maillieuxi* – BOGOYAVLENSKAYA & KHROMYCH: 78, Taf. 6, Fig. 1.
- cf. 1992 *Stromatopora* cf. *maillieuxi* – DONG & SONG: 31–32, Taf. 3, Fig. 4a, b.
- cf. 1993 *Hermatostroma* cf. *maillieuxi* – QI & STEARNS: 721, Taf. 1, Figs. 7, 8; Taf. 2, Fig. 2.
- 1995 *Trupetostroma maillieuxi* – KREBEDÜNKEL: 82–83, Taf. 10, Figs. 7–8.
- 1999 *Hermatoporella maillieuxi* – STEARNS et al.: Fig. 6 G–I.

Material: BSPG 2006 IX 306–308.

Äußere Merkmale: Es handelt sich ausschließlich um Fragmente mit flach knolliger Wuchsform, die keinerlei Oberflächenmerkmale erkennen lassen.

Innerer Aufbau: Die Exemplare zeigen, ersichtlich durch Wachstumsunterbrechungen oder Änderung der Wuchsrichtung, Latilaminae von 1,5–8 mm vertikaler Erstreckung. Bei einem der Exemplare finden sich skelettfremde, mehr oder weniger deutlich thrombolithische Sedimentzwischenlagen, die auf längerfristige Wachstumsunterbrechungen hindeuten. Der Neuansatz einer Latilamina kann mit einer abweichend strukturierten basalen Lage beginnen. Die Ebenmäßigkeit des Skelettes ist zwar nicht innerhalb aller Exemplare/Latilaminae – insgesamt aber relativ häufig – durch mamelonenartige, ca. 2–4 mm breite und ebenso hohe Aufwölbungen unterbrochen. Diese Strukturen sind relativ unregelmäßig, meist im Abstand von 4–7 mm, angeordnet und normalerweise mit vertikalen

Tafel 13:

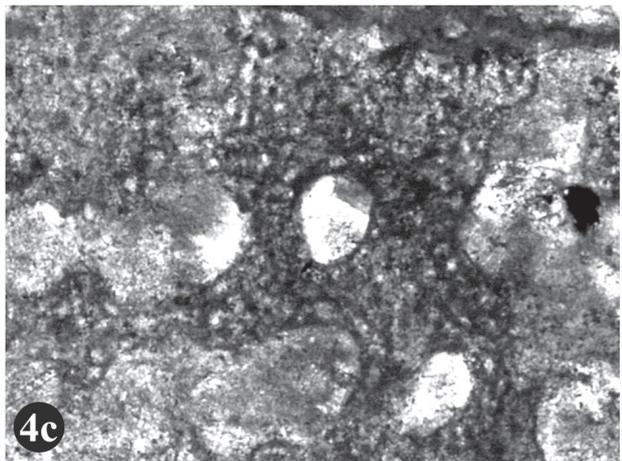
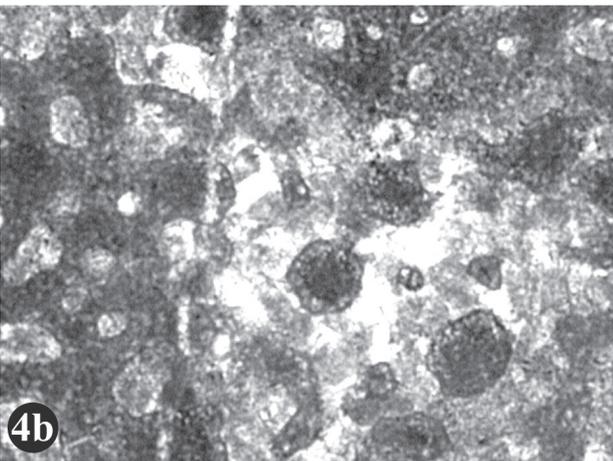
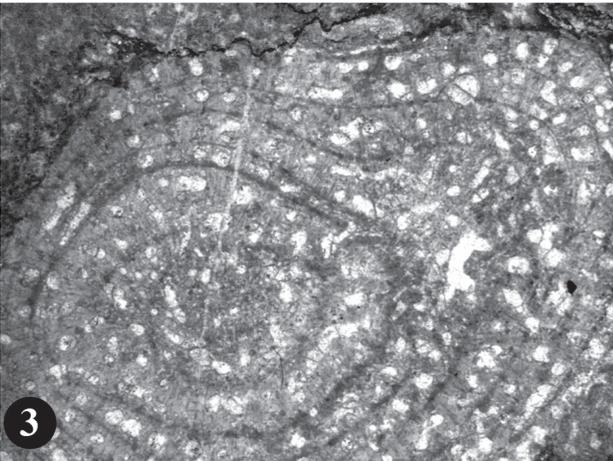
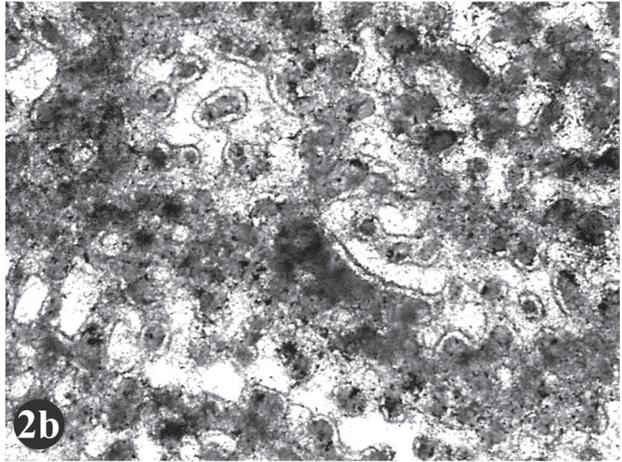
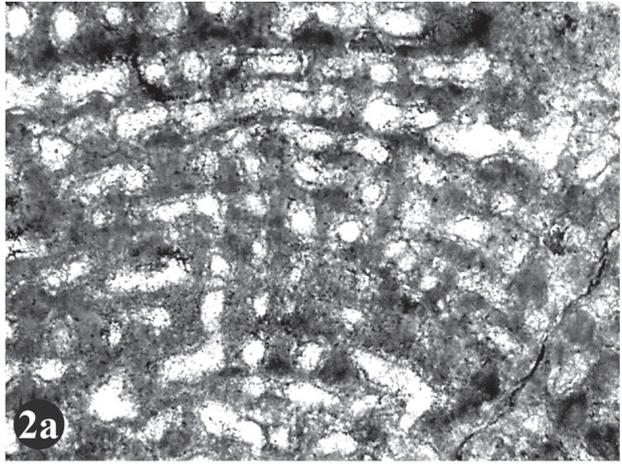
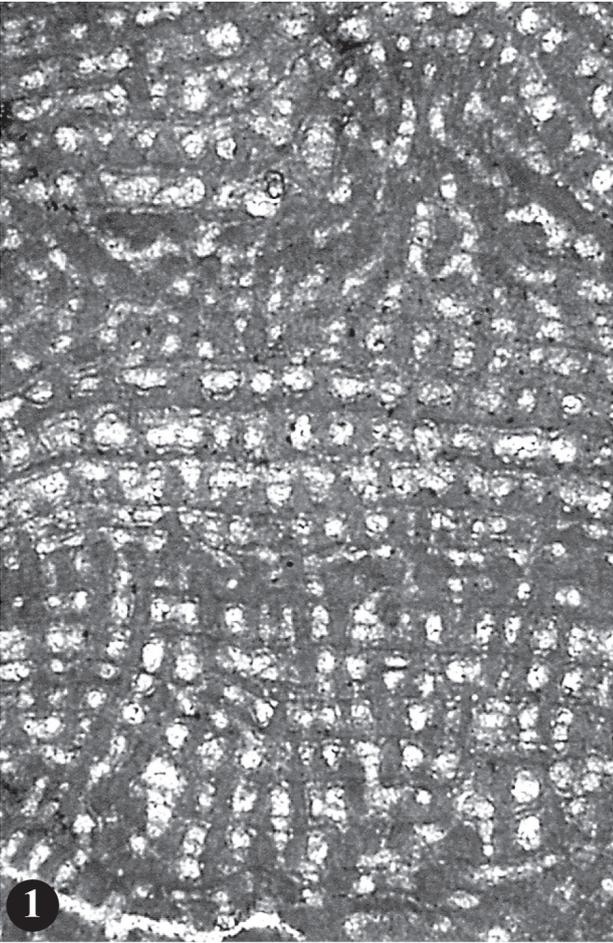
Fig. 1–2: *Hermatostroma schlueteri* NICHOLSON, 1886b

1: BSPG 2006 IX 286, vertikale Schnittlage; x13.

2: BSPG 2006 IX 285. – a) vertikale Schnittlage; x18. – b) tangentiale Schnittlage; x18.

Fig. 3: *Idiostroma fililaminatum* LECOMPTE, 1952; BSPG 2006 IX 312, Schnittlage mit vertikaler und tangentialer Orientierung; x10.

Fig. 4: *Neosyringostroma* cf. *logansportense* (GALLOWAY & ST. JEAN, 1957); BSPG 2006 IX 347. – a) vertikale Schnittlage; x8. – b) tangentiale Schnittlage; x25. – c) vertikale Schnittlage; x45.



Astrorhizenkanälen (maximaler Durchmesser = 0,3–0,4 mm) assoziiert.

Der Vertikalschnitt zeigt ein Skelettmuster aus vertikalen und parallelen Coenostelae, sowie horizontal durchlaufenden Laminae. Die Coenostelae sind über zahlreiche Interlaminaräume, manchmal über die gesamte Erstreckung des Latilaminarraumes, superponiert. Ungeordnete Bereiche entstehen durch den mauerartigen Charakter der vertikalen Skelettelemente, die hin und wieder die Interlaminaräume fast vollständig erfüllen können. Die Querschnitte ([0,05]–0,08–0,2 mm) der Galerien sind entweder rund oder häufiger in vertikaler Richtung gestreckt (= Coeno- bzw. Autotuben). Die Laminae unterbrechen die Coenostelae meist deutlich und liegen ganz überwiegend in Form von 0,02–0,03 mm dicken Mikrolaminae vor. Gelegentlich liegen zwei Mikrolaminae dicht beieinander oder verschmelzen zu bis zu 0,09 mm dicken Horizontalstrukturen. Besonders in von Astrorhizenkanälen durchsetzten Skelettbereichen treten nicht selten 0,01–0,03 mm dicke, meist deutlich gekrümmte Dissepimente auf. Die morphologische Grenze zwischen Dissepimenten und Mikrolaminae ist relativ unscharf. Wenn Mikrolaminae die Interlaminaräume überbrücken, sind diese teilweise ebenfalls konvex geformt und kaum oder gar nicht von Dissepimenten zu unterscheiden. Auf der Strecke von 5 mm lassen sich jeweils 20–25 Mikrolaminae, sowie 14–16 Coenostelae zählen. Weitere relevante Größen sind in Tabelle 17 aufgeführt.

Der Tangentialschnitt zeigt sehr deutlich, dass nahezu alle vertikalen Skelettelemente zu Coenostelae amalgamiert sind. Die Interlaminaräume besitzen teils rundliche Querschnitte (= Autotuben), teils handelt es sich um labyrinthische Strukturen (= Coenotuben); gerade komplexere langgestreckte Umrisse können allerdings auch als horizontal verlaufende Astrorhizenkanäle gedeutet werden. Die Querschnitte der Auto- bzw. Coenotuben betragen 0,1–0,2 mm, sie sind im Abstand von 0,25–0,50, meist \approx 0,3 mm angeordnet.

Die Mikrostruktur ist offensichtlich über weite Bereiche nicht primär erhalten. Die meisten Coenostelae zeigen verwachsene Strukturen, die in vertikalen Schnittlagen tendenziell eher als Längsstreifung, in tangentialen Schnittlagen eher als Melanosphären in Erscheinung treten. Einige besser erhaltene Bereiche könnten darauf hindeuten, dass es sich dabei um Erhaltungszustände eines komplexen, auf Mikroskelettelementen beruhenden Aufbaus handelt. Hin und wieder sind relativ große Mikrohöhlräume (= Vakuolen) deutlich definiert. Die Vakuolen zeigen Durchmesser von 0,01–0,04 mm. Häufiger, eventuell auch durch primär angelegte Größenunterschiede bevorzugt erhalten, sind diese offenen Strukturen am Rand der Coenostelae vorzufinden (= randlich vakuolate Mikrostruktur). Die Struktur der Mikrolaminae lässt sich kaum auflösen; trotz einiger Inhomogenitäten wirken sie im wesentlichen kompakt. Bei dichtstehenden Mikrolamina-Paaren sind zwischen den Lagen aber fast immer Mikropfeiler im Abstand von

0,03–0,04 mm, bei 0,02–0,03 mm Breite, erkennbar.

Diskussion: Die Skelettstruktur legt eine Zuordnung zu *Hermatoporella* nahe. Die vertikalen Skelettelemente dominieren und sind zu Coenostelae amalgamiert. Die horizontalen Skelettelemente sind zwar horizontbeständig, tendenziell aber zu Mikrolaminae reduziert und treten im Volumen entsprechend zurück. Die Mikrostruktur, deren auffälligstes Merkmal in randlich angeordneten Vakuolen besteht, bestätigt die Gattungszugehörigkeit. Die vorliegenden Exemplare stimmen mit der als *Trupetostroma maillieuxi* LECOMPTE, 1952 beschriebenen Typusart der Gattung *Hermatoporella* gut überein. Im Umfeld strukturell ähnlicher Arten, namentlich *H. crassum* (LECOMPTE, 1952), *H. porosum* (LECOMPTE, 1952) und *H. tenuilamellatum* (LECOMPTE, 1952), nimmt *H. maillieuxi* bezogen auf die Dimensionen eine intermediäre Position ein. Den von LECOMPTE (1952: 239) gegebenen Abgrenzungskriterien ist in dieser Hinsicht nichts hinzuzufügen.

Die Mikrostruktur von *Hermatoporella maillieuxi* steht morphologisch der von *Hermatostroma* offensichtlich näher als jener von *Trupetostroma* (cf. STEARN 1966a: 105). Indem der Schwerpunkt der Betrachtung auf die Mikrostruktur gelegt wurde, blieben die charakteristischen Eigenschaften von *H. maillieuxi* allerdings teilweise unerkannt und somit *Hermatoporella* insgesamt missverstanden bzw. unakzeptiert (cf. STEARN 1980: 897). Manche mit *H. maillieuxi* in Verbindung gebrachte Stromatoporen sind daher nur schwer einzuordnen. Zur Einschätzung der Situation wird hier die aus STEARN et al. (1999) hervorgehende systematische Position von *Hermatoporella* als ausschlaggebend betrachtet. Demnach besitzen *Trupetostroma* und *Hermatostroma* vergleichbare Skelettgitter, unterscheiden sich aber auf mikrostruktureller Ebene. Über Formen mit bevorzugt am Rand der Skelettelemente angeordneten Vakuolen werden *Trupetostroma* und *Hermatostroma* miteinander in Beziehung gesetzt. Bei ähnlich komplexer Mikrostruktur unterscheidet sich *Hermatoporella* von diesen Formen in erster Linie durch ein aus Coenostelae und Mikrolaminae bestehendes Skelettgitter.

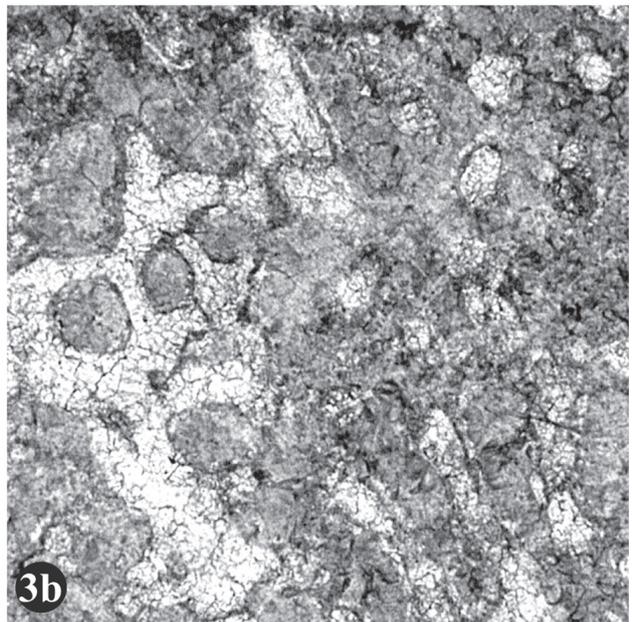
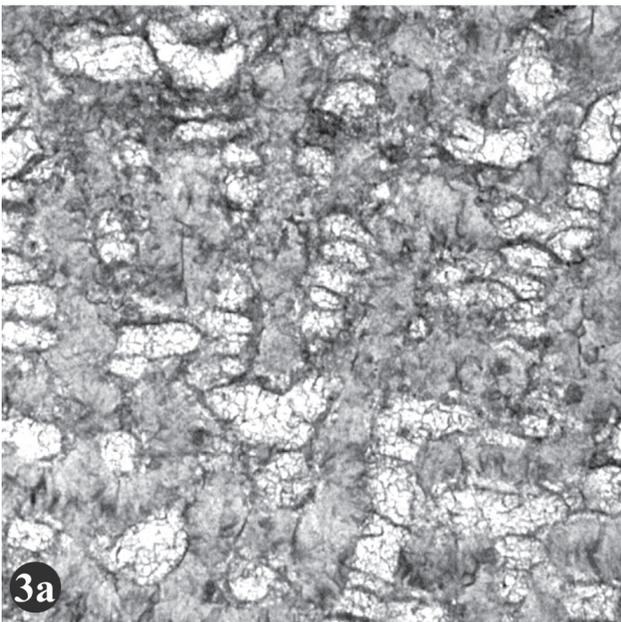
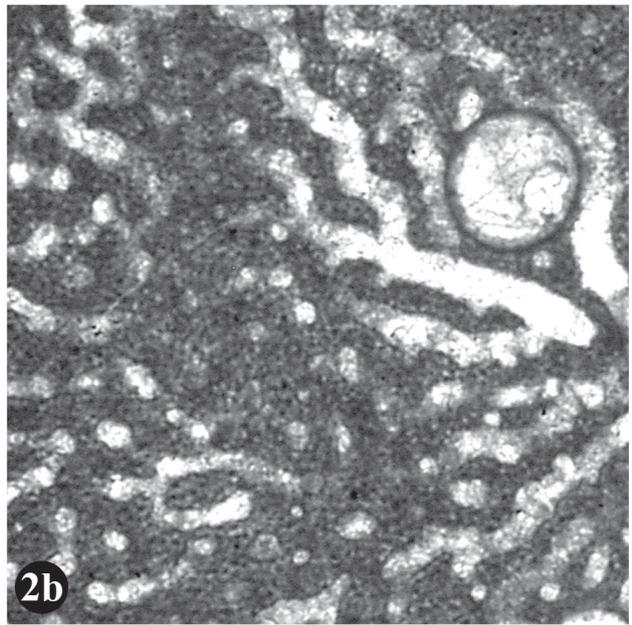
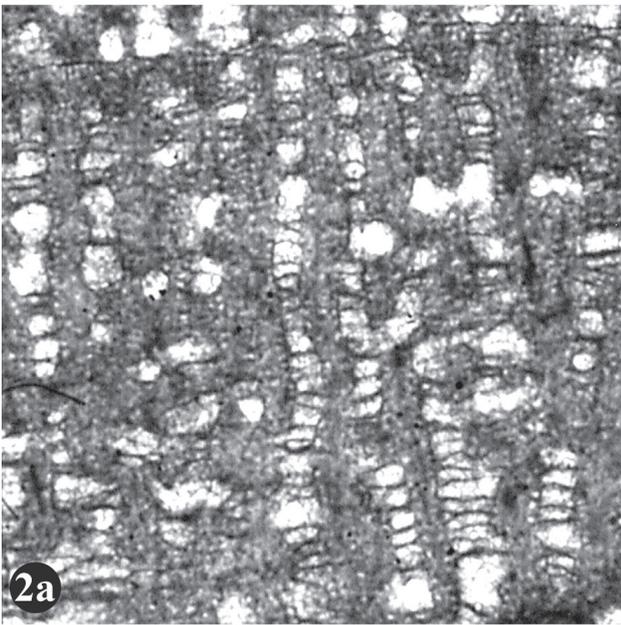
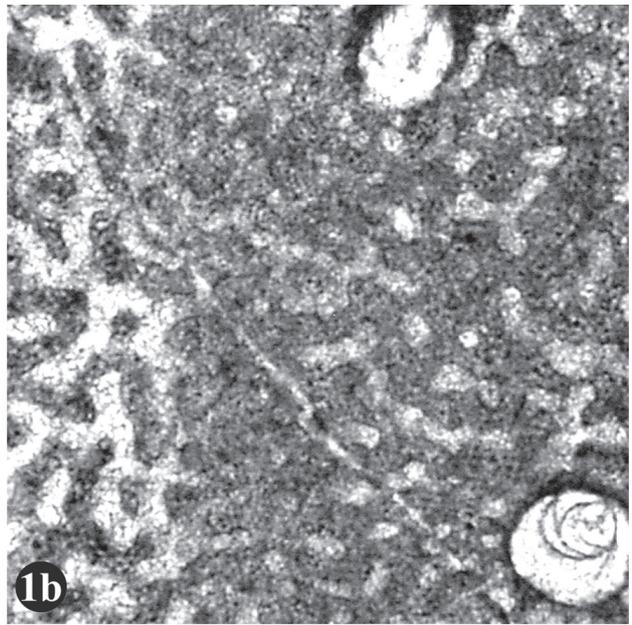
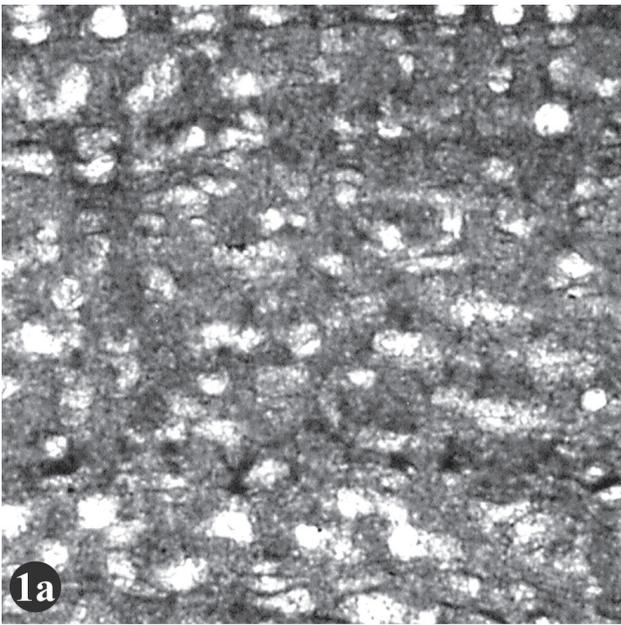
H. maillieuxi sensu STEARN (1966b) entspricht dieser Art nicht und ist nach der von STEARN (2001) vorgenommenen Neuordnung identisch mit der in STEARN (1975b) als *Hermatostroma* sp. A beschriebenen Form. Die von FISCHBUCH (1969) unter dem Artnamen *H. maillieuxi* beschriebenen Proben sind ebenfalls nicht konspezifisch und werden von STEARN (1975b) zurecht einer anderen Art (*Hermatostroma haultainense* STEARN, 1975b) zugeordnet. *H. cf. maillieuxi* sensu QI & STEARN (1993) zeigt, bezogen auf das Typmaterial, noch geringere Übereinstimmungen und gehört aller Wahrscheinlichkeit nach nicht zu *H. maillieuxi*. Hingegen steht das von YANG & DONG (1979) mit *Stromatopora cf. maillieuxi* bezeichnete Material morphologisch dem Holotyp von *H. maillieuxi* (cf. STEARN et al. 1999: Fig. 6 G–I) sehr nahe; bei den von DONG & SONG (1992) unter dem gleichen Namen publizierten Formen ist die Ähnlichkeit weit weniger ausgeprägt.

Tafel 14:

Fig. 1: *Stromatopora huepschii* (BARGATZKY, 1881); BSPG 2006 IX 327. – a) vertikale Schnittlage; x25. – b) tangentielle Schnittlage; x25.

Fig. 2: *Salirella buebelensis* (BARGATZKY, 1881); BSPG 2006 IX 356. – a) vertikale Schnittlage; x25. – b) tangentielle Schnittlage; x25.

Fig. 3: *Talestroma pachytextum* (LECOMPTE, 1952); BSPG 2006 IX 348. – a) vertikale Schnittlage; x25. – b) tangentielle Schnittlage; x25.



Verbreitung: Gesicherte Vorkommen von *H. maillieuxi* sind auf West- und Mitteleuropa beschränkt. Der Holotyp der Art stammt aus dem Frasnium (F1b) des Beckens von Dinant (Belgien). Weiterhin wird *H. maillieuxi* aus dem Givetium des Bergischen Landes (rechtsrheinisches Schiefergebirge) und Westfrankreichs gemeldet (MISTIAEN 1980, KREBEDÜNKEL 1995). KHRONYCH (1969) nennt ein Vorkommen in Sibirien (Omolon). Wahrscheinlich kommt die Art auch im Mitteldevon von China (Yunnan) vor (YANG & DONG 1979). Die Eifel betreffend ist *H. maillieuxi* hiermit erstmalig nachgewiesen. Das Taxon wurde ausschließlich in der Cürten-Formation der Sötenicher Mulde gefunden.

Familie Idiostromatidae NICHOLSON, 1886b

Gattung *Idiostroma* WINCHELL, 1867

Typusart: *Stromatopora caespitosa* WINCHELL, 1866

Diagnose: siehe GALLOWAY & EHLERS (1960) und STEARN et al. (1999: 45).

Idiostroma fililaminatum LECOMPTE, 1952

Taf. 13, Fig. 3

- * 1952 *Idiostroma fililaminatum* LECOMPTE: 318, Taf. 66, Fig. 1.
 1968 *Idiostroma fililaminatum* – FLÜGEL & FLÜGEL-KAHLER: 162; cum syn.
 1995 *Idiostroma fililaminatum* – KREBEDÜNKEL: 102, Taf. 13, Figs. 5, 6.

Material: BSPG 2006 IX 309–314.

Äußere Merkmale: Die Coenostea besitzen ästige Wuchsformen mit 5–11 mm Astdurchmesser und bis zu 2 cm Länge. In einem Fall scheinen drei mehr oder weniger parallele Äste anastomosierend zusammenzuwachsen. Sämtliche Exemplare treten als Bestandteile massiver Kalksteine auf. Oberflächen mit verwertbaren Merkmalen sind nicht vorhanden.

Innerer Aufbau: Die Coenostea besitzen eine Internzone mit amalgamierten Skelettelementen und eine äußere Zone mit superponierten radialen/vertikalen Skelettelementen. In der Internzone sind Astrohrhizenkanäle mit 0,20–0,30 mm Durchmesser zu erkennen, in diesen sind Dissepimente im Abstand von 0,07–0,20 mm angelegt.

Der Querschnitt zeigt eine runde ≈ 2 –3 mm messende Internzone aus amalgamierten, 0,15–0,20 mm breiten Coenostelae. Die Galerien sind rundlich und erreichen ca. 0,15 mm Durchmesser. Um die Internzone sind differenzierte Skelettelemente in Form von konzentrischen Laminae und radialen

Skelettelementen angeordnet. Auf 2 mm Messstrecke kommen 5–6 radiale Skelettelemente. Sie sind meist spulenförmig und 0,15–0,5 mm breit, im arithmetischen Mittel ($n=20$) sind es 0,23 mm Breite. Die radialen Skelettelemente sind im Normalfall über die gesamte Erstreckung der peripheren Zone (bis ≈ 5 mm) superponiert. Die Laminae sind 0,05–0,18 mm dick und sind im Abstand von 0,25–0,60 mm angeordnet, im arithmetischen Mittel ($n=15$) sind es 0,42 mm. Durchschnittlich lassen sich etwa 3 Laminae pro 1 mm Messstrecke zählen.

Im Längsschnitt sind die Skelettelemente der Internzone deutlich in axialer Richtung orientiert. Die Laminae sind schwach entwickelt und maximal 0,06 mm dick. In der peripheren Zone stehen die vertikalen Skelettelemente im Winkel von 90° zur Längsachse des Coenosteums.

Die Mikrostruktur ist von Exemplar zu Exemplar unterschiedlich gut definiert. Normalerweise zeigen die Laminae eine etwas diffuse, ca. 0,03 mm dicke, im Durchlicht dunkle Mittelzone (= tripartite Laminae). In den radialen Skelettelementen sind mehr oder weniger häufige, meist aber am Rand der Skelettelemente konzentrierte, 0,02–0,04 mm große Zelluln vorhanden.

Diskussion: Die vorliegenden Coenostea besitzen eine ästige Wuchsform, konzentrische und tripartite Laminae sowie vertikale/radiale Skelettelemente mit Zelluln. Aufgrund dieser Eigenschaften sind sie der Gattung *Idiostroma* zuzuordnen (cf. STEARN et al. 1999). Auf Artebene entsprechen die Exemplare *Idiostroma fililaminatum* LECOMPTE, 1952. Übereinstimmend sind die Astdurchmesser sowie die Dimensionen und Abstände der radialen/vertikalen Skelettelemente. Abweichend sind die Laminae-Abstände, die beim hier vorliegenden Material etwas höher als beim Typmaterial ausfallen. Außerdem fehlt allen in der Eifel gesammelten Exemplaren ein gut definierter zentraler Astrohrhizenkanal. Da auch bei der Abbildung der Originale von LECOMPTE (LECOMPTE 1952: Taf. 66, Fig. 1) nicht immer ein zentraler Astrohrhizenkanal zu erkennen ist, sind diese Unterschiede aber zu gering, um die vorliegenden Stücke von *Idiostroma fililaminatum* LECOMPTE, 1952 abzugrenzen.

Verbreitung: *I. fililaminatum* ist aus dem Givetium und Frasnium des Beckens von Dinant und aus dem Mitteldevon Polens bekannt (FLÜGEL & FLÜGEL-KAHLER 1968). Weiterhin wird die Art aus dem Frasnium des rechtsrheinischen Schiefergebirges (Bergisches Land) gemeldet (KREBEDÜNKEL 1995). Sämtliche *Idiostroma fililaminatum* zuordenbare Exemplare wurden in der Dreimühlen-Formation der Hillesheimer Mulde gefunden.

Ordnung Stromatoporida STEARN, 1980
 Familie Stromatoporidae WINCHELL, 1867

Tabelle 17: Skelettdimensionen von *Hermatoporella maillieuxi* (LECOMPTE, 1952).

| Parameter | X | s | min. | max. | n |
|-------------------------|-----------|-----------|------|------|----|
| Coenostelae/2mm | 5,5–6,4 | 0,70–1,06 | 4 | 8 | 30 |
| Mikrolaminae/2mm | 9,8–10,3 | 1,49–1,55 | 7 | 13 | 30 |
| Coenostelae-Breite (mm) | 0,23–0,26 | 0,06–0,08 | 0,12 | 0,39 | 30 |

X=Mittelwert pro Coenosteum, s=Standardabweichung pro Coenosteum, n=Anzahl der Messungen

Gattung *Stromatopora* GOLDFUSS, 1826Typusart: *Stromatopora concentrica* GOLDFUSS, 1826

Diagnose – siehe STEARN (1993a: 211) und STEARN et al. (1999: 46).

Stromatopora hupschii (BARGATZKY, 1881)

Taf. 14, Fig. 1

- * 1881 *Caunopora Hüpschii* BARGATZKY: 290.
 1952 *Stromatopora hupschii* (BARGATZKY, 1881) – LECOMPTE: 268–270, Taf. 52, Figs. 1–3; cum syn.
 1961 *Stromatopora hupschii* – YAVORSKY: 43–44, Taf. 26, Figs. 4–6.
 1968 *Caunopora hupschii* BARGATZKY, 1881a – FLÜGEL & FLÜGEL-KAHLER: 190–192; cum syn.
 1979 *Stromatopora hupschii* – YANG & DONG: 52–53, Taf. 22, Figs. 7, 8.
 1980 *Stromatopora hupschii* – MISTIAEN: 209–210, Taf. 13, Figs. 3–6; cum syn.
 1982 *Stromatopora hupschii* – DONG & WANG: 19, Taf. 10, Figs. 5, 6; cum syn.
 cf. 1983 *Stromatopora* cf. *S. hupschii* – STEARN: 552–553, Abb. 5E–F; cum syn.
 1985 *Stromatopora hupschii* – MISTIAEN: 139–142, Taf. 12, Figs. 1–6; cum syn.
 1985 *Stromatopora hupschii* – BOGOYAVLENSKAYA & KHROMYCH: 26; cum syn.
 1988 *Stromatopora hupschii* – HOU et al.: Taf. 10, Fig. 1.
 1993 *Stromatopora hupschii* – MAY: 48–49, Taf. 10, Fig. 2; Taf. 11, Fig. 2; cum syn.
 1995 *Stromatopora hupschii* – KREBEDÜNKEL: 109–110, Taf. 14, Figs. 5, 6; cum syn.
 cf. 1996 *Stromatopora* cf. *S. hupschii* – PROSH & STEARN: 31–32, Taf. 13, Figs. 1, 2.
 1999 *Stromatopora hupschii* – COOK: 519, Fig. 40 A–F.
 2005 *Stromatopora hupschii* – MAY: 194, Taf. 22, Fig. 1; Taf. 30, Fig. 1.

Material: BSPG 2006 IX 315–329.

Äußere Merkmale: Die Wuchsformen sind unregelmäßig knollig, tendenziell aber eher lang als hoch. Die größten Coenostea erreichen über 50 cm Längserstreckung (max. 90 cm). Verwertbare Oberflächenmerkmale sind nicht zu erkennen.

Innerer Aufbau: Die Exemplare besitzen Latilaminae von $\approx 0,8$ –3 mm vertikaler Erstreckung, meist ist das obere Ende einer Latilamina im Durchlicht etwas dunkler. Bis auf wenige Ausnahmen sind in die Coenostea Kommensalen (verschiedene *Syringopora*-Arten) eingewachsen. Die Wachstumsoberflächen sind eben bis flach gewellt.

Im Vertikalschnitt ist ein komplexes, amalgamiertes Skelettmuster mit cassiculaten Strukturen (s. Abb. 9) zu sehen. Stellenweise, bevorzugt im oberen Bereich einer Latilamina, sind vertikale Coenostelae gut definiert. Sie sind 0,1–0,2 mm breit (manchmal auch breiter) und bis zu 0,6 mm lang (manchmal auch länger). In günstigen Situationen lassen sich 6–8 Coenostelae auf 2 mm Messstrecke zählen. Obwohl die Skelette bis zu einem gewissen Grad auch horizontal strukturiert sind, lassen sich die Coenostromae schwerer erfassen. Sofern vertikale Abfolgen von Coenostromae zu erkennen sind, kommen ≈ 4 horizontale Skelettelemente von 0,05–0,3 mm (meist 0,15 mm)

Breite auf 1 mm Strecke. Die Galerien haben 0,1–0,2 mm Durchmesser, verglichen mit den umgebenden Skelettelementen sind sie schmaler oder gleich breit. Die Umrisse der Galerien können rundlich (häufiger) oder irregulär sein, entsprechend der Skelettmorphologie sind sie schräg übereinander oder direkt übereinander angeordnet. In Zonen ohne Coenostromae entstehen daher u.U. vertikale Coenotuben/Autotuben. Von Exemplar zu Exemplar unterschiedlich (entweder fehlen sie fast ganz oder sie sind relativ häufig) treten in den Galerien $\approx 0,01$ mm dicke, konvex gekrümmte Dissepimente auf. Astrorhizenkanäle sind bis auf eine Ausnahme unauffällig. In besagtem Fall erstreckt sich ein System konvergierender, leicht geschwungener, vertikaler Astrorhizenkanäle (jeweils etwa 0,2 mm Durchmesser) über drei Latilaminarräume (ca. 4 mm) hinweg.

Der Tangentialschnitt zeigt ein irreguläres, mehr oder weniger offenes Netzwerk aus 0,1–0,2 mm, überwiegend um 0,15 mm breiten Skelettelementen. Der Abstand zwischen benachbarten Mauersegmenten beträgt relativ gleichförmig $\approx 0,3$ mm. Die Galerien haben einen unregelmäßigen, labyrinthischen Verlauf (= Coenotuben). Gelegentlich sind aber auch runde Umrisse (= Autotuben) mit meist 0,1–0,15 mm Durchmesser vorhanden. Meist undeutlich definierte Astrorhizensysteme sind an konvergierenden Kanälen zu erkennen. Der größte gemessene Kanaldurchmesser beträgt 0,3 mm, durchschnittlich sind es 0,2–0,23 mm.

Die Mikrostruktur lässt sich in den detailreich erhaltenen Zonen als rudimentär mikroretikulat oder zellulär bezeichnen. Etwa 0,01–0,02 mm große und unterschiedlich orientierte Mikroskelettelemente umschließen 0,02–0,03 mm messende Hohlräume (= Zellulen). Schlechter erhaltene Bereiche zeigen melanosphärische Mikrostruktur oder sehr unregelmäßige Inhomogenitäten (= Flocculenz).

Diskussion: Die vorliegenden Stücke entsprechen sehr gut der Neubeschreibung des Lectotypus von *Stromatopora hupschii* (BARGATZKY, 1881) durch LECOMPTE (1952: 268–269). Die vorhandene cassiculate Skelettstruktur rechtfertigt die Zuordnung zu *Stromatopora* (cf. STEARN 1993a/b). Es handelt sich aber um eine Art mit relativ großer struktureller Variabilität. Skelettareale, in denen Coenostelae vorherrschen, sind ein integraler Aspekt der Art. Gleichzeitig besitzt dieses Merkmal eine systematische Relevanz, die Gattungs- und Familiengrenzen überschreitet (*Saïrella* versus *Stromatopora*). In dieser Hinsicht ist *Stromatopora hupschii* symptomatisch für eine Problematik „des geringen morphologischen Gradienten“, die innerhalb der Ordnung der Stromatoporida mehrfach auftritt. Die Revision der Stromatoporida durch STEARN (1993a) ist der derzeit beste verfügbare Ansatz zur Auseinandersetzung mit dieser Problematik.

Stromatopora cf. *S. hupschii* sensu STEARN (1983) und PROSH & STEARN (1996) steht für eine in sich homogene Gruppe von Exemplaren, die nicht mit *Stromatopora hupschii* (BARGATZKY, 1881) konspezifisch ist. Am Beispiel dieses Taxons ist aber zu erkennen, wo ungefähr die morphologische Grenze von *S. hupschii* liegt, bzw. wie schwer es ist, eine definitive Artgrenze in der Umgebung von *S. hupschii* zu ziehen.

Verbreitung: *S. hupschii* ist von den meisten Kontinenten (Amerika, Europa, Asien und Australien) bekannt (YAVORSKY 1961, FLÜGEL & FLÜGEL-KAHLER 1968, MISTIAEN 1985, YANG & DONG 1979, DONG & WANG 1982, MAY 1993, KREBEDÜNKEL 1995, MAY 1999a, COOK 1999). Selbst wenn, wie STEARN (1983: 553) kritisch feststellt, die Zuordnung teilweise

aufgrund summarischer Artkonzepte erfolgt, ist von einer sehr weiten Verbreitung auszugehen. Zeitlich sind die Vorkommen vom Emsium bis ins Frasnium einzuordnen. Am häufigsten ist die Art im Mitteldevon. Die hier gefundenen Exemplare stammen ganz überwiegend aus der Dreimühlen-Formation der Hillesheimer Mulde. Lediglich zwei Exemplare fanden sich in der Rodert-Formation der Dollendorfer Mulde.

Gattung *Pseudotruperetostroma*
KHALFINA & YAVORSKY, 1971

Typusart: *Stromatopora pellucida artyschtensis* YAVORSKY, 1955, siehe KHALFINA & YAVORSKY (1971).

Diagnose: STEARN (1993a) und STEARN et al. (1999: 48).

Pseudotruperetostroma cellulorum (LECOMPTE, 1952)

Taf. 15, Figs. 1–3; Tab. 18, 19

- * 1952 *Truperetostroma cellulorum* LECOMPTE: 233, Taf. 41, Figs. 1, 2.
- cf. 1952 *Truperetostroma bassleri* LECOMPTE: 227, Taf. 37, Fig. 3.
- ? partim 1952 *Hermatostroma parksi* – LECOMPTE: 256, Taf. 47, Fig. 2.
- cf. 1960 *Taleastroma vitreum* GALLOWAY: 631, Taf. 75, Fig. 4; Taf. 76, Fig. 1.
- cf. 1970 *Taleastroma vitreum* – STEARN & MEHROTRA: 23, Taf. 5–7.
- 1971 *Truperetostroma cellulorum* – ZUKALOVA: 77, Taf. 25, Figs. 1–6.
- 1971 *Ferestromatopora cellulosa* – KAZMIERCZAK: 101, Taf. 25, Fig. 1; Taf. 26, Fig. 1.
- ? partim 1972 *Hermatostroma cellulorum* BOGOYAVLENSKAYA: 32, Taf. 6, Fig. 3.
- cf. 1979 *Hermatostroma porosum* YANG & DONG: 68, Taf. 38, Figs. 7–8.
- cf. 1980 *Hermatostroma parksi* – MISTIAEN: 202: Taf. 9, Figs. 7–9; Taf. 10, Figs. 1, 2.
- 1982 *Truperetostroma cellulorum* – DONG & WANG: 13, Taf. 5, Figs. 1, 2.
- cf. 1982 *Truperetostroma bassleri* – DONG & WANG: 13, Taf. 5, Figs. 3, 4.
- cf. 1982 *Hermatostroma porosum* – DONG & WANG: 22, Taf. 13, Figs. 1, 2.
- ? 1982 *Truperetostroma bassleri* – STOCK: 666, Taf. 2, Figs. 7, 8; Taf. 3, Figs. 1, 2.
- cf. 1984 *Truperetostroma bassleri* – COCKBAIN: 33, Taf. 26, Figs. A–E.
- cf. 1993 *Pseudotruperetostroma vitreum* – QI & STEARN: 723, Taf. 3, Figs. 6–8.
- cf. 1995 *Hermatostroma parksi* – KREBEDIJNKEL: 72, Taf. 9, Figs. 1, 2.
- ? 1995 *Truperetostroma cellulorum* – KREBEDIJNKEL: 81, Taf. 10, Figs. 5, 6.
- cf. 1999 *Hermatostroma maculatum* – COOK: 511, Fig. 32A–C, Fig. 33A–D.

Material: BSPG 2006 IX 330–346.

Äußere Merkmale: Es handelt sich um dicklagig bis knollig gewachsene Formen. Das größte Coenosteum besitzt 45 cm laterale Ausdehnung bei etwas geringerer Höhe. Ein Exemplar ist teilweise herausgewittert und zeigt deutliche Ragged Margins sowie eine höckerige Oberfläche. Die Höcker

entsprechen eher kleinen Mamelonen (ca. 1–1,5 mm Höhe und Breite) als Papillae und sind etwas unregelmäßig, im Abstand einiger weniger Millimeter, angeordnet.

Innerer Aufbau: Die Anzeichen für Latilaminae sind insgesamt nur undeutlich entwickelt. Einige Exemplare lassen durch gedrängte Laminae-Anordnung, basale Lagen oder Änderungen der Wuchsrichtung Latilaminae erkennen. In etwa 50 % der Coenostea sind kommensalische Organismen, überwiegend *Syringopora*-Arten, aber auch die Röhren wurmartiger Lebewesen (z.B. *Torquaysalpinx*) eingewachsen. In einigen Fällen lässt sich beobachten, dass mehrere Skelette kommensalischer Organismen auf gleichbleibendem Niveau beginnen bzw. enden. Manche dieser Niveaus fallen mit der Grenze zwischen zwei Latilaminae zusammen, ebenso häufig ist aber keine begleitende Änderung der Morphologie des Stromatoporen-Skelettes wahrnehmbar. Die Wachstumsoberflächen können eben oder kleinräumig gewellt sein, die größten Aufwölbungen (= Mamelonen) erreichen ca. 8 x 8 mm Höhe/Breite. Änderungen der Ausprägungen der Wachstumsoberflächen sind innerhalb eines Coenosteums und sogar innerhalb einer Latilamina, möglich. In Verbindung mit diesen Strukturen können vertikale Astrorhizenkanäle, mit 0,2–0,3, maximal 0,5 mm Durchmesser, auftreten. Dabei sind steil angelegte Aufwölbungen mit stark konvergierenden Astrorhizenkanälen assoziiert. Die Position der Astrorhizensysteme ist in einigen Exemplaren erstaunlich konstant. Manchmal setzen sich die in Mamelonen gebündelten Astrorhizenkanäle als Zone parallel verlaufender vertikaler Astrorhizenkanäle noch in Bereiche des Skelettes fort, in denen die ursprüngliche Aufwölbung weitgehend ausgeglichen ist und umgekehrt.

Das sich im Vertikalschnitt abzeichnende Skelettmuster ist subquadratisch und besteht aus durchlaufenden horizontalen Skelettelementen und mäßig bis sehr gut superponierten, im Allgemeinen deutlich spulenförmigen und mehr oder weniger äquidimensionierten, vertikalen Skelettelementen. Die Interlaminarräume besitzen rundliche Umrisse und sind bereichsweise ebenso wie die Astrorhizenkanäle von Dissepimenten durchsetzt. Die Konturen der Skelettelemente sind variabel und vielfach etwas unscharf. Die Dimensionierung des Skelettgitters unterliegt erheblichen Variationen, 14–20–(21) Pfeiler und (12)–14–20–(24) Laminae lassen sich auf der Strecke von 5 mm zählen (vgl. Tab. 18 und Diskussion).

Im Tangentialschnitt wird die Verschmelzung der vertikalen Skelettelemente (= Coenostelae) zu einem irregulären Netzwerk deutlich. Die Komplexität der Formen ist knapp oberhalb bzw. unterhalb der Laminae am größten. Im Zentrum des Interlaminarraumes sind teilweise auch runde oder nur leicht ausgehängte vertikale Skelettelemente erkennbar. Die Breite der Mauern bzw. die Durchmesser rundlicher Strukturen messen 0,09–0,22 mm, im arithmetischen Mittel lassen sich 0,15 mm ermitteln. Auf dem Niveau der Laminae sind Foramina (0,06–0,15 mm Durchmesser) in relativ unregelmäßigen Abständen (\approx 0,1–0,4 mm) eingelassen.

Die Mikrostruktur der einzelnen Exemplare zeigt sich generell komplex, allerdings in unterschiedlichen Erscheinungsformen bzw. Erhaltungszuständen. Die in den einzelnen Abschnitten beschriebenen Phänomene können innerhalb eines Coenosteums als Kombinationen bzw. in Form kontinuierlicher Übergänge auftreten.

1) Die vertikalen Skelettelemente sind aus 0,015–0,025 mm großen, unterschiedlich langen (ca. 0,05–0,1 mm, max. \approx 0,2 mm) und unregelmäßig angeordneten Mikroskelettelementen zusammengesetzt. Diese sind gerade bis stark gekrümmt. Gekrümmte Mikroskelettelemente gehen teilweise in Dissepimente über. Die Mikroskelettelemente definieren unterschiedlich große, meist 0,03–0,04 mm (min.–max. 0,01–0,09 mm) messende, offene Strukturen (= Mikrogalerien/Zellulen bis Vakuolen). In vertikalen Schnittlagen zeigen die Coenostelae eine bis mehrere, meistens aber zwei Reihen von Mikrogalerien/Zellulen. Die Laminae sind zu 0,02–0,04 mm dicken, gut definierten Mikrolaminae reduziert. Komplexe Laminae (= Coenostromae) entstehen, indem Gewebe, das jenem der vertikalen Skelettelemente entspricht, die Mikrolaminae von beiden Seiten bedeckt. Über kurze Strecken können die Mikrolaminae allerdings auf einer oder beiden Seiten frei von Mikroskelettelementen bleiben. Als Bezeichnung dieser Mikrostruktur kann zellulär ebenso wie akosmoretikulat verwendet werden.

2) Die vertikalen Skelettelemente zeigen Inhomogenitäten in Form einzelner Zellulen, rudimentär erkennbarer mikroretikulater Mikrostruktur, Melanosphären oder feiner vertikaler Streifung. Die Laminae sind tripartit, teilweise sind auffällig gut definierte Mikrolaminae stark betont.

3) Die Skelettelemente sind kontrastarm, mikrostrukturelle Merkmale sind nur diffus wahrnehmbar. Die Ränder der Skelettelemente sind im Durchlicht dunkler als das übrige Gewebe, welches dadurch geradezu transparent wirkt.

Diskussion: Die Skelettorganisation der vorliegenden Exemplare ist für die Gattung *Pseudotrurpetostroma* typisch.

Das aus Coenostelae amalgamierte Skelett erscheint in vertikalen Schnittlagen rechtwinklig und moderat geordnet. Die Mikrostruktur der Skelettelemente ist akosmoretikulat bzw. grob zellulär. Analoge Skeletteigenschaften und vergleichbare Abmessungen finden sich bei der als *Trurpetostroma cellulolum* LECOMPTE, 1952 beschriebenen Art.

Die getroffene Zuordnung fügt sich allerdings nicht völlig konfliktfrei in das taxonomische System bekannter und vermuteter *Pseudotrurpetostroma*-Arten ein. Etwas mehr als ein Dutzend Arten werden mit *Pseudotrurpetostroma* in Verbindung gebracht. Eine erste Artenliste geben KHALFINA & YAVORSKY (1971). In STEARN (1993a) findet sich eine erweiterte Liste. Bei den in STEARN (1980: 898) als mögliche Repräsentanten von *Pseudotrurpetostroma* genannten „LECOMPTE-Arten“ handelt es sich meines Erachtens zwar mindestens zum Teil um Vertreter der Gattung *Hermatoporella*, grundsätzlich finden sich aber auch unter den von LECOMPTE (1952) beschriebenen *Trurpetostroma*-Arten solche mit den charakteristischen Eigenschaften von *Pseudotrurpetostroma*. Unter diesen Arten gibt es einige, die schon im Vertikalschnitt durch deutliche Unterschiede in der Breite der Skelettelemente, den mauerartigen Charakter der Coenostelae erkennen lassen. Dazu zähle ich neben der Typusart (STEARNS 1993a: Abb.7D) auch *Pseudotrurpetostroma ruedemanni* (LECOMPTE, 1952) und etwas weniger akzentuiert *Pseudotrurpetostroma laceratum* (LECOMPTE, 1952). Verglichen damit wirkt bei den hier untersuchten Exemplaren das Skelettgitter in vertikalen Schnittlagen geordneter. Bereiche, in denen Coenostelae auf breiter Front den Interlaminarraum ausfüllen, sind zwar vorhanden, treten aber nur hin und wieder auf und

Tabelle 18a–d: Variationsbreite wichtiger Skelettparameter von *Pseudotrurpetostroma cellulolum* (LECOMPTE, 1952), bezogen auf vier Exemplare mit mehr oder weniger extremen Positionen innerhalb des Art-Feldes. a) nahe am Typus stehendes Exemplar, b) Exemplar mit besonders weitständigen Coenostelae, c) Exemplar mit besonders eng stehenden Laminae, d) Exemplar, dessen interne Morphologie vermutlich stark von kommensalischen/parasitären Organismen (?*Chaetosalphinx*, vgl. Taf. 4, Fig. 9 und Taf. 15, Fig. 2) beeinflusst ist.

| | Parameter | X | s | min. | max. | n |
|----|--------------------------|------|-------|------|------|----|
| a) | Coenostelae/2mm: | 6,8 | 0,92 | 6 | 8 | 10 |
| | Laminae/2mm: | 7,6 | 0,97 | 6 | 9 | 10 |
| | Coenostelae-Breite (mm): | 0,16 | 0,12 | 0,08 | 0,49 | 11 |
| | Laminae-Dicke (mm): | 0,13 | 0,033 | 0,08 | 0,18 | 10 |
| b) | Coenostelae/2mm: | 5,7 | 0,72 | 5 | 7 | 10 |
| | Laminae/2mm: | 6,9 | 0,92 | 6 | 8 | 10 |
| | Coenostelae-Breite (mm): | 0,16 | 0,058 | 0,10 | 0,29 | 10 |
| | Laminae-Dicke (mm): | 0,15 | 0,026 | 0,09 | 0,18 | 10 |
| c) | Coenostelae/2mm: | 6,6 | 0,84 | 5 | 8 | 10 |
| | Laminae/2mm: | 8,1 | 1,56 | 6 | 11 | 10 |
| | Coenostelae-Breite (mm): | 0,16 | 0,057 | 0,09 | 0,28 | 10 |
| | Laminae-Dicke (mm): | 0,15 | 0,026 | 0,10 | 0,21 | 10 |
| d) | Coenostelae/2mm: | 4,9 | 0,86 | 4 | 6 | 10 |
| | Laminae/2mm: | 7,5 | 1,08 | 6 | 9 | 10 |
| | Coenostelae-Breite (mm): | 0,18 | 0,080 | 0,11 | 0,39 | 12 |
| | Laminae-Dicke (mm): | 0,13 | 0,028 | 0,09 | 0,17 | 10 |

X=Mittelwert, s=Standardabweichung, n=Anzahl der Messungen

wirken gewissermaßen als „Fehler“ im Skelettmuster. Die Eigenschaften dieser eher geordneten *Pseudotruperostroma*-Arten sind in den von YAVORSKY (1955: 11, Abb. 5, 6) angefertigten Zeichnungen, die sich auf „*Stromatopora*“ *pellucida* YAVORSKY, 1955 beziehen, treffend dargestellt. Analoge Skelettstrukturen finden sich z.B. auch bei *P. cellulolum* (LECOMPTE, 1952), *P. bassleri* (LECOMPTE, 1952) und *P. vitreum* (GALLOWAY, 1960). Während *P. pellucidum* mit bis zu 6 Coenostelae pro 1 mm (YAVORSKY 1955: 91, Taf. 39, Fig. 7; Taf. 48, Figs. 5, 6) etwas feinere Dimensionen besitzt, stimmen im Gesamtspektrum der hier untersuchten Proben manche besser mit *P. cellulolum* (vgl. Tab. 18a), manche besser mit *P. vitreum* (vgl. Tab. 18b) und manche eher mit *P. bassleri* (vgl. Tab. 18c) überein. Würde es sich nur um diese drei Individuen handeln, wäre die Frage der Zuordnung leicht zu beantworten. Der Schwerpunkt der morphometrischen Merkmale aller Exemplare liegt aber zwischen den genannten Arten und es scheint nicht sinnvoll, gerade die Extreme jeweils unterschiedlichen Arten anzuschließen. Eine Alternative besteht in der Annahme der Synonymie dieser Arten. Aus der Kombination der Variationsbreite der wichtigsten Merkmale der genannten Arten (vgl. Tab. 19) ergibt sich ein Spektrum, das a) relativ kontinuierlich ist und b) kaum breiter gefächert ist als die Variabilität innerhalb jeweils eines der hier untersuchten Coenostea. Ich halte daher die bestehenden taxonomischen Einheiten für zu eng gefasst. Die abweichenden Erscheinungsbilder der jeweiligen Holotypen sind vermutlich, analog zu der von STEARN & MEHROTRA (1970: 24) und QI & STEARN (1993: 727) bezogen auf *Pseudotruperostroma vitreum* GALLOWAY (1960: Taf. 76, Fig. 1) gemachten Beobachtung, auf diagenetisch bedingte Alterationen der Mikrostruktur zurückzuführen (vgl. Mikrostrukturen 1) bis 3) weiter oben). Aufgrund des für Stromatoporen-Arten ungewöhnlich engen Variabilitätsspektrums sind *P. bassleri* und *P. cellulolum* meiner Ansicht nach sehr wahrscheinlich synonym. Ob *P. vitreum* auch ein Synonym von *P. cellulolum* ist, lässt sich nicht mit Bestimmtheit festlegen. Unter Berücksichtigung der in der Eifel gesammelten Stücke liegt aber eine deutliche Überschneidung der Artmerkmale vor.

Die von MISTIAEN (1980) und KREBEDÜNKEL (1995) als *Hermatostroma parksi* beschriebenen Arten zeigen, bezogen auf die jeweiligen Abbildungen (siehe Synonymieliste), Eigenschaften der Gattung *Pseudotruperostroma*. Die Dimensionen stimmen mit den Angaben von LECOMPTE (1952) zu *H. parksi* nicht überein, ermöglichen aber eine Zuordnung zu *P. cellulolum*. Der Holotyp von *Hermatostroma parksi* LECOMPTE, 1952 ist aufgrund isolierter Pfeiler und deutlich erkennbarer peripherer Membran (LECOMPTE 1952: Taf. 47, Fig. 1) offensichtlich *Hermatostroma* anzuschließen. Möglicherweise ist das Taxon *Hermatostroma parksi* aber heterogen zusammengesetzt, der Paratyp (LECOMPTE 1952: Taf. 47, Fig. 2) scheint, soweit sich das bei vertikalen Schnittlagen überhaupt beurteilen lässt,

eher *Pseudotruperostroma* anzugehören. Leider geht aus der Angabe von MISTIAEN (1980: 203), dass die Pfeilerabstände beim Typmaterial von *H. parksi* tatsächlich niedriger sind als von LECOMPTE (1952) angegeben, nicht hervor, ob sie sich auf den Holotyp, den Paratyp, oder beides beziehen.

P. cellulolum sensu KREBEDÜNKEL (1995: Taf. 10, Figs. 5, 6) ist der Skelettstruktur nach eher *P. ruedemanni* zuzuordnen.

Veränderungen der Skelettmorphologie durch eingewachsene Organismen (vgl. Taf. 4, Fig. 9; Taf. 15, Fig. 2): Ein Exemplar (vgl. Tab. 18d) besitzt außer normal dimensionierten Coenostelae auch auffällig große ($\approx 0,4$ mm) und lange (bis zu 5 mm) vertikale Skelettelemente. Innerhalb dieser Strukturen, die anscheinend nicht durch die Laminae unterbrochen werden, finden sich Hohlräume von 0,04–0,07 mm Durchmesser. Für sich genommen würden die Eigenschaften dieses Stückes eine Abgrenzung auf spezifischer Ebene rechtfertigen. Vermutlich handelt es sich dabei aber um skelettfremde, wandlose Strukturen, die von den Skelettelementen der Stromatopore lediglich ummantelt wurden. Als mögliche Verursacher kommen Vertreter der Gattung *Chaetosalpinx* (z.B. *Chaetosalpinx huismanni* STEL, 1976) in Frage. Röhrenartige Strukturen ähnlicher Dimension werden von WEBBY & ZHEN (1993: 342) innerhalb von *Pseudotruperostroma ripperae* beschrieben. Aufgrund der dort beschriebenen Verzweigungen könnte deren Entstehung einen anderen Hintergrund haben.

Verbreitung: Das Typmaterial von *P. cellulolum* stammt aus dem Frasnium des Beckens von Dinant, nach LECOMPTE (1952) kommt die Art auch im Givetium vor. Weitere Vorkommen werden aus dem unteren Frasnium Polens (KAZMIERCZAK 1971) und Tschechiens (ZUKALOVA 1971) gemeldet. Die Exemplare der hiermit erstmalig in der Eifel nachgewiesenen Art stammen vorwiegend aus der Dreimühlen-Formation der Hillesheimer Mulde und der Spickberg-Formation der Sötenicher Mulde. Ein Exemplar fand sich in der Rodert-Formation der Dollendorfer Mulde.

Die Variationsbreite von *P. cellulolum* übersteigt allerdings den in LECOMPTE (1952) vertretenen Artumfang. Es gibt daher eine Reihe von Formen, die vielleicht nicht unbedingt identisch mit *P. cellulolum* sein müssen, deren Abgrenzung aber zumindest fraglich ist. Konspezifisch, bzw. in das nähere Umfeld von *P. cellulolum* zu stellen, sind die folgenden Taxa: *P. bassleri* (LECOMPTE, 1952) aus dem Frasnium des Beckens von Dinant, *P. vitreum* (GALLOWAY, 1960) aus dem Givetium von Nordwestkanada, als *Hermatostroma parksi* aus dem Givetium von Westfrankreich beschriebene Formen (MISTIAEN 1980), als *Hermatostroma parksi* aus dem Givetium des Bergischen Landes beschriebene Formen (KREBEDÜNKEL 1995), „*Hermatostroma*“ *cellulolum* BOGOYAVLENSKAYA, 1972 aus dem Givetium des Urals, „*Hermatostroma*“ *porosum* YANG & DONG, 1979 aus dem Devon von Guangxi (China) und dem Givetium von Yunnan (DONG & WANG 1982) und *Hermatostroma macula-*

Tafel 15:

- Fig. 1–3: *Pseudotruperostroma cellulolum* (LECOMPTE, 1952). 1: BSPG 2006 IX 340. – a) vertikale Schnittlage; x18. – b) tangentielle Schnittlage; x18. 2: BSPG 2006 IX 333, vertikale Schnittlage; x13. Die ausgeprägt vertikalen Skelettelemente werden durch skelettfremde Organismen (*Chaetosalpinx*?) erzeugt (siehe hierzu auch Taf. 4, Fig. 9). 3: BSPG 2006 IX 339, vertikale Schnittlage; x7.
Fig. 4–5: *Habrostroma laminosum* (LECOMPTE, 1952). 4: BSPG 2006 IX 375. – a) vertikale Schnittlage; x18. – b) vertikale Schnittlage; x70. 5: BSPG 2006 IX 400. – a) vertikale Schnittlage; x18. – b) tangentielle Schnittlage; x18.

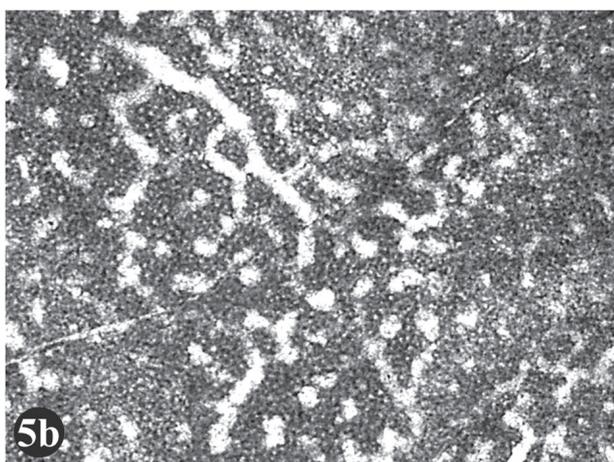
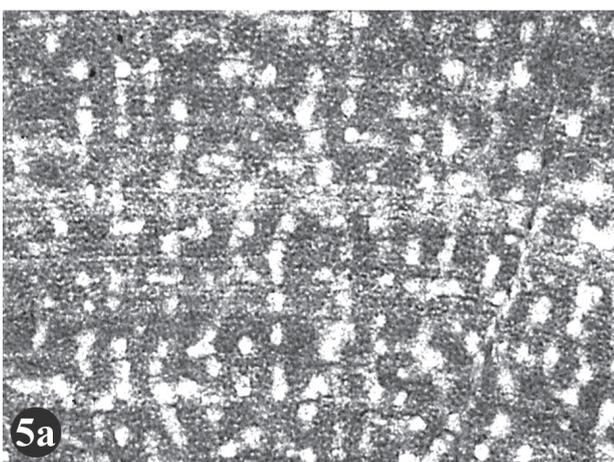
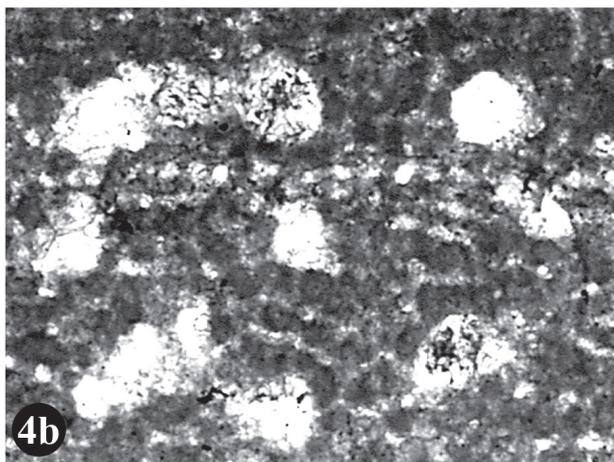
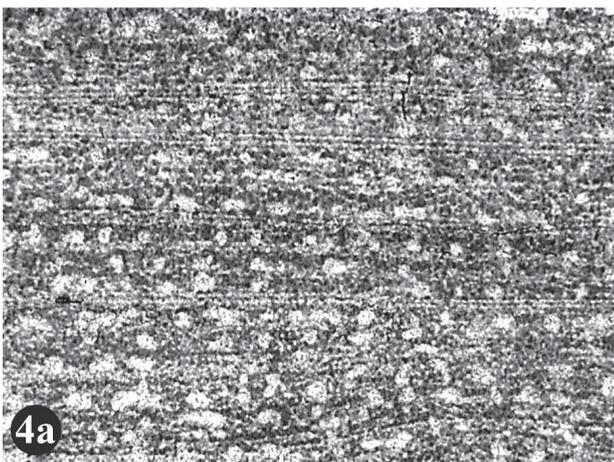
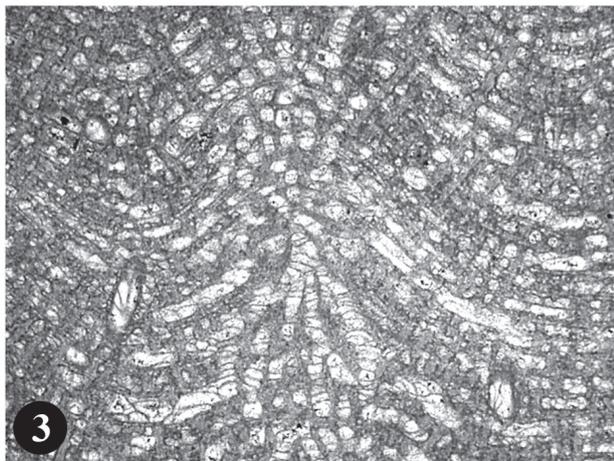
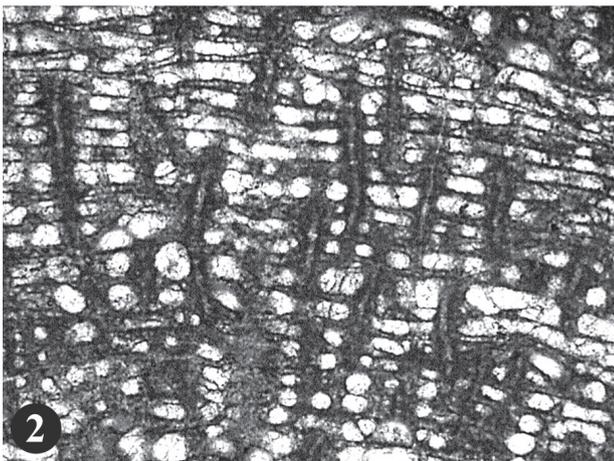
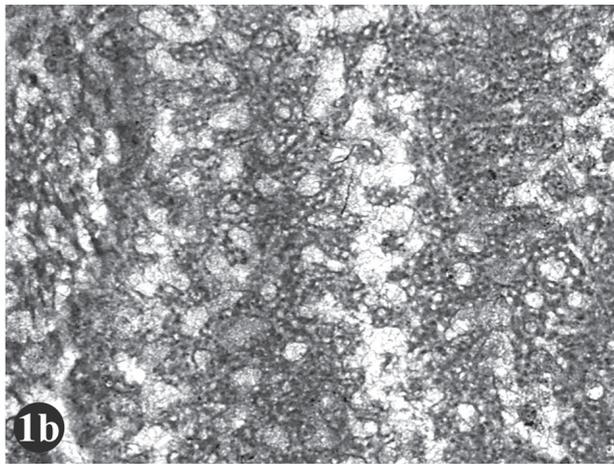
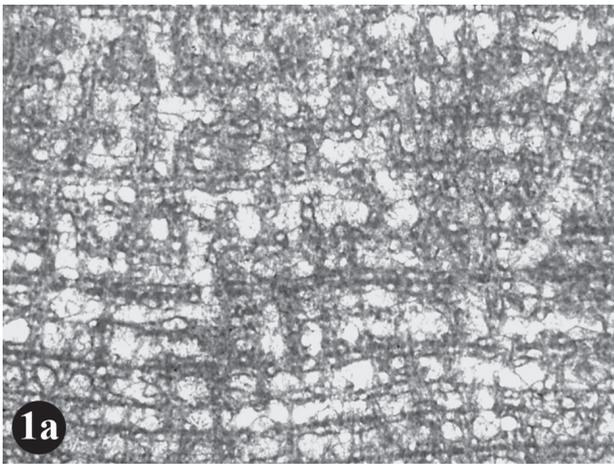


Tabelle 19: Literaturangaben zur Variabilität der Skelettdimensionen synonymmer oder sehr ähnlicher *Pseudotrumpetostroma*-Arten.

| | <i>P. vitreum</i> | <i>P. bassleri</i> | <i>P. cellulorum</i> |
|--------------------------|---------------------------------|-----------------------|-----------------------|
| Coenostelae/2mm: | 5–7/*5 | 7,2–8,0 (umgerechnet) | 7,6–8,8 (umgerechnet) |
| Laminae/2mm: | 5–7/*6 | 10–10,8 (umgerechnet) | 7,6–8,8 (umgerechnet) |
| Laminae-Dicke (mm): | 0,1/*0,12–0,17 | - | - |
| Coenostelae-Breite (mm): | 0,05–0,2/*0,1–0,34 | 0,1–0,15 | 0,1–0,2 |
| Quelle: | QI & STEARN 1993/*GALLOWAY 1960 | LECOMPTE 1952 | LECOMPTE 1952 |

tum (COOK 1999) aus dem Givetium Australiens. Insgesamt ist für diese Formen eine nahezu weltweite Verbreitung ab dem Givetium festzustellen (STEARNS 2001: 19).

Gattung *Neosyringostroma* KAZMIERCZAK, 1971

Typusart: *Hermatostroma logansportense* GALLOWAY & ST. JEAN, 1957

Diagnose: siehe STEARN et al. (1999: 47).

Neosyringostroma cf. *logansportense* (GALLOWAY & ST. JEAN, 1957) Taf. 13, Fig. 4

- cf.* 1957 *Hermatostroma logansportense* GALLOWAY & ST. JEAN: 219, Taf. 21, Fig. 2a–b.
 cf. 1961 *Stromatopora boiarschinovi* YAVORSKY: 42, Taf. 25, Figs. 3–5.
 cf. 1971 *Neosyringostroma logansportense* (GALLOWAY & ST. JEAN) – KAZMIERCZAK: 118–119, Taf. 9, Fig. 3; Taf. 32, Fig. 1a–d, Fig. 2.
 cf. 1985 *Taleastroma boiarschinovi* – MISTIAEN: 156–163, Taf. 13, Figs. 9, 10; Taf. 14, Figs. 1–9; cum syn.
 cf. 1993 *Taleastroma logansportense* – QI & STEARN: 722–723, Taf. 3, Figs. 1, 2; cum syn.
 cf. 1993a *Taleastroma logansportense* – STEARN: Abb. 6 A–B, Abb. 7 A.
 cf. 1996 *Taleastroma logansportense* – STEARN: 209, 213; Fig. 9.3–9.4; cum syn.
 cf. 1999 *Glyptostroma boiarschinovi* – COOK: 529, 213; Fig. 48A, B.

Material: BSPG 2006 IX 347.

Äußere Merkmale: Die Wuchsform des Coenosteums ist knollig, der Durchmesser beträgt etwas mehr als 5 cm. Eine freigewitterte Oberfläche ist nicht vorhanden.

Innerer Aufbau: Das einzige zur Verfügung stehende Exemplar besitzt nur sehr kleine Areale mit befriedigender Erhaltung; viele Merkmale, besonders die Abstände der Skelettelemente, sind daher nur sehr undeutlich wahrnehmbar.

Der Vertikalschnitt zeigt prominente vertikale Skelettelemente in Form von $\approx 0,3$ – $0,4$ mm breiten und bis 6 mm langen Pfeilern. Den Pfeilern, die mit $0,7$ – 3 mm Abstand sehr heterogen angeordnet sind, überlagert sich ein teils eher cassiculat, teils eher rechtwinklig aufgebautes Skelett. Soweit sich in diesem Grundmuster vertikale (= Coenostelae) und horizontale Skelettelemente (= Coenostromae) differenzieren lassen, sind ca. 5–6 vertikale und etwa 5 horizontale Skelettelemente auf der Strecke von 2 mm zu zählen. In den cassiculaten

Bereichen lassen sich die Abstandsverhältnisse noch schwerer ermitteln, liegen aber in der gleichen Größenordnung. Die Breite der vertikalen Skelettelemente beträgt $\approx 0,1$ – $0,15$ mm, die der horizontalen bzw. cassiculaten Strukturen $\approx 0,15$ – $(0,3)$ mm. Im Abstand von 1 – 4 mm sind, möglicherweise als Lamilaminae zu deutende, relativ kontinuierlich durchlaufende, $\approx 0,1$ – $0,2$ mm dicke Coenostromae vorhanden. Cassiculat Strukturen enden an den Coenostromae, während die großen Pfeiler die Coenostromae durchsetzen und nur manchmal leicht spulenförmig verbreitert sind. Astrothizenkanäle sind nicht erkennbar.

Im Tangentialschnitt heben sich runde Querschnitte von isolierten Pfeilern deutlich ab. Die Durchmesser erreichen $0,22$ – $0,41$ mm, im arithmetischen Mittel ($n=10$) sind es $0,31$ mm. Der Abstand der bevorzugt in Gruppen auftretenden Pfeiler beträgt $0,6$ – 1 mm. Abgesehen davon sind die Coenostelae zu einem mehr oder weniger geschlossenen, etwas irregulären Netzwerk verbunden. Die Breite der Mauern beträgt $0,1$ – $0,2$ mm, meist ca. $0,15$ mm. Die Galerien haben runde, polygonale bis irreguläre Umrisse mit $0,09$ – $0,41$ mm, durchschnittlich $\approx 0,2$ mm Durchmesser. Unter Umständen ist die Variationsbreite der Galerien-Durchmesser etwas geringer. Die kleinsten der offenen Strukturen sind möglicherweise Foramina in den Coenostromae, während die größeren u.U. auch Astrothizenkanäle repräsentieren könnten.

Die Mikrostruktur der Skelettelemente lässt sich, zwar nur in jeweils sehr kleinen Arealen gemessen am allgemeinen Erhaltungszustand, aber überraschend gut erkennen. Coenostelae und Coenostromae sind aus etwas unregelmäßig angeordneten, $0,01$ – $0,02$ mm breiten Mikroskelettelementen zusammengesetzt. Die Mikroskelettelemente umschließen Mikrogalerien (= Zellulose) von $0,02$ – $0,03$ mm Durchmesser. Die Mikrostruktur der langen Pfeiler ist etwas abweichend, da nur die Randzonen mikoretikulat sind, die zentralen Bereiche der Pfeiler wirken kompakt. Besonders im Tangentialschnitt ist zu erkennen, dass die Pfeiler einen im Durchlicht dunklen Kern von annähernd $0,10$ – $0,20$ mm Durchmesser und eine etwa $0,03$ – $0,06$ mm breite, „glasige“ Randzone aufweisen können. Im Kern können je nachdem nicht näher definierbare Inhomogenitäten auftreten bzw. er besitzt einen diffusen Rand. Als Begrenzung der mehr oder weniger deutlich mikoretikulaten Randzone kann unter Umständen noch eine nahezu vollständige, ca. $0,01$ mm dicke „periphere Membran“ angelegt sein.

Diskussion: Die Skelettarchitektur entspricht völlig der in STEARN et al. (1999: 47) für *Neosyringostroma* gegebenen Diagnose. Von der in vertikalen Schnittlagen äußerst ähnlichen Gattung *Glyptostromoides* unterscheidet sich *Neosyringostroma* durch das Auftreten echter Pfeiler. Diese Situation wird mit

der in STEARN et al. (1999) dargelegten Systematik hergestellt, da STEARN (1993a) *Hermatostroma logansportense* GALLOWAY & ST. JEAN, 1957 noch als Vertreter der Gattung *Taleastroma* betrachtet und entsprechend *Neosyringostroma* als jüngeres Synonym von *Taleastroma* wertet.

Das Exemplar fügt sich gut in die Variationsbreite der in MISTIAEN (1985) sehr ausführlich dokumentierten, als *Taleastroma boiarschinovi* beschriebenen Spezies ein. Die cf.-Bestimmung soll daher nicht unbedingt eine Distanz zu dieser Art ausdrücken. Vielmehr ist es nicht möglich, auf der Grundlage des hier vorliegenden Exemplars die morphometrischen Daten genau genug zu erheben, um die Identität zweifelsfrei zu bestätigen. Die von QI & STEARN (1993) als *Taleastroma logansportense* beschriebenen Stücke unterscheiden sich vorwiegend aufgrund der geringeren maximalen Durchmesser der Pfeiler etwas von *Taleastroma boiarschinovi* sensu MISTIAEN (1985); dennoch stellen QI & STEARN (1993) und STEARN (1996) diese Formen in Synonymie.

Verbreitung: STEARN (2001: 16) macht auf die weite (Polen, Russland, Afghanistan, Vietnam, China, Australien, Kanada, USA) und besonders für das Givetium charakteristische Verbreitung von *N. logansportense* aufmerksam. Das hier gefundene, als *Neosyringostroma* cf. *logansportense* bestimmte, Exemplar stammt aus der Dreimühlen-Formation der Hillesheimer Mulde.

Gattung *Taleastroma* GALLOWAY, 1957

Typusart: *Taleastroma cumingsi* GALLOWAY & ST. JEAN, 1957.

Diagnose: STEARN et al. (1999: 48).

Taleastroma pachytextum (LECOMPTE, 1952)

Taf. 14, Fig. 3

- * 1952 *Stromatopora pachytexta* LECOMPTE: 275, Taf. 55, Figs. 1, 2.
- 1968 *Stromatopora pachytexta* – FLÜGEL & FLÜGEL-KAHLER: 300–301; cum syn.
- 2003 *Taleastroma pachytextum* – MAY: 65, Taf. 3, Fig. 19.

Material: BSPG 2006 IX 348.

Äußere Merkmale: Es handelt sich um ein Fragment ($\approx 3 \times 4$ cm). Über die Wuchsform (möglicherweise laminar) und ursprüngliche Größe sind keine genauen Aussagen möglich.

Innerer Aufbau: Im Vertikalschnitt besteht das amalgamierte Skelett aus mehr oder weniger senkrecht zueinander orientierten vertikalen und horizontalen Skelettelementen. Die vertikalen Skelettelemente sind 0,24–0,41 mm, im arithmetischen Mittel ($n=10$) 0,32 mm breit und bis zu 3 mm lang. Im Gesamteindruck sind sie kräftiger ausgebildet als die $\approx 0,3$ mm dicken horizontalen Skelettelemente. Etwa 4 vertikale und 4 horizontale Skelettelemente lassen sich auf 2 mm Messstrecke ermitteln. Die Galerien ($\approx 0,1$ – $0,3$ mm Durchmesser) sind rund oder teilweise in vertikaler, teilweise in horizontaler Richtung gestreckt. Gerade oder leicht konvexe, 0,01–0,02 mm dicke Dissepimente finden sich in etwa 0,1 mm Abstand bevorzugt in den vertikalen Galerien (?= Astrorhizenkanäle).

Der Tangentialschnitt zeigt ein mehr oder weniger geschlossenes Netz aus amalgamierten vertikalen Skelettelementen (=

Coenostelae) bzw. Schnitte durch die Coenostromae. Dazwischen sind aber immer wieder auch isolierte Pfeiler mit runden Querschnitten (0,21–0,39 mm, im arithmetischen Mittel [$n=10$] 0,31 mm Durchmesser) angeschnitten. Einige der intraskelettalen Hohlräume (0,2–0,3 mm) sind länglich und besitzen feinere distale „Verästelungen“ (= horizontale Astrorhizenkanäle). Es ist keine Konvergenz dieser Strukturen zu diskreten Zentren festzustellen. Die übrigen intraskelettalen Hohlräume haben vorwiegend rundliche Umrisse mit $\approx 0,1$ – $0,2$ mm Durchmesser (= Autotuben).

Die Mikrostruktur der Skelettelemente macht überwiegend einen kompakten Eindruck, scheint aber diagenetisch überprägt. Gelegentlich finden sich bevorzugt am Rand der Skelettelemente sparitische Hohlräume mit 0,02–0,04 mm Durchmesser (= Zellulen). Alternativ treten innerhalb der Skelettelemente im Durchlicht dunkle Flecken mit $\approx 0,03$ mm Durchmesser auf.

Diskussion: Aufgrund der Skelettstruktur und der außerordentlich groben Skelettmaße lässt sich das vorliegende Exemplar eindeutig der von LECOMPTE (1952) als *Stromatopora pachytexta* beschriebenen Art zuordnen. Mehrere Autoren (u.a. MISTIAEN 1985: 151) und zuletzt STEARN (1993a: 215) ordnen diese Art aufgrund der dominierenden vertikalen Skelettelemente *Taleastroma* zu. Verglichen mit STEARN (1993a) ändert sich in STEARN et al. (1999: 48) allerdings der Schwerpunkt der Diagnose von *Taleastroma*; diagnostisch sind demnach persistierende, nicht cassiculate Coenostromae (dominierend) und die Existenz einzelner Pfeiler in einem Netzwerk amalgamierter Skelettelemente. Trotz dieser relativ einschneidenden Umgewichtung steht *T. pachytextum* (LECOMPTE, 1952) *Taleastroma* weiterhin näher als anderen Gattungen mit dominierenden vertikalen Skelettelementen (z.B. *Neosyringostroma*, *Salairella*, *Columnostroma*).

Die Zuordnung von *Stromatopora pachytexta* ? nov. sp. (LECOMPTE 1952: 273, Taf. 54, Fig. 6) ist unsicher, möglicherweise ist das Exemplar mit *Salairella adleri* (YAVORSKY, 1955) konspezifisch (s. Diskussion bei *S. adleri*).

Verbreitung: Das Typmaterial von *T. pachytextum* stammt aus dem Eifelium des Beckens von Dinant. Die Art wird außerdem aus dem Mitteldevon verschiedener Orte Europas und Amerikas beschrieben (FLÜGEL & FLÜGEL-KAHLER 1968). MAY (2003) erwähnt die Art aus dem Sauerland (Givetium/Frasnium). Das vorliegende Exemplar wurde in der Loogh-Formation der Hillesheimer Mulde gefunden.

Familie Syringostromellidae STEARN, 1980

Gattung *Salairella* KHALFINA, 1960

Typusart: *Salairella multicea* KHALFINA, 1960.

Diagnose: siehe STEARN (1993a: 219) und STEARN et al. (1999: 51).

Salairella buebeliensis (BARGATZKY, 1881)

Taf. 14, Fig. 2

- 1952 *Parallelopora buebeliensis* – LECOMPTE: 290–294, Taf. 50, Figs. 3, 4; cum syn.
- 1968 *Caunopora buebeliensis* – FLÜGEL & FLÜGEL-KAHLER: 53–54; cum syn.

- cf. 1969 *Stromatopora huepschii* – FISCHBUCH: 174, Taf. 6, Figs. 1–5.
 cf. 1980 *Stromatopora* cf. *buecheliensis* – MISTIAEN: 210–211, Taf. 13, Figs. 7–9; Taf. 14, Figs. 1–3; cum syn.
 1985 *Salairella buecheliensis* – MISTIAEN: 145–148, Taf. 12, Figs. 10–12; Taf. 13, Fig. 1; cum syn.
 1985 *Stromatopora buecheliensis* – BOGOYAVLENSKAYA & KHROMYCH: 10; cum syn.
 1999a *Salairella buecheliensis* – MAY: 129, Taf. 1, Fig. 6.
 1999 *Salairella buecheliensis* – COOK: 525, Fig. 45 A–E.
 2005 *Salairella buecheliensis* – MAY: 204, Taf. 21, Figs. 1, 2; Taf. 30, Figs. 2, 3; Taf. 31, Fig. 1; Taf. 32, Fig. 1.

Material: BSPG 2006 IX 349–362.

Äußere Merkmale: Die Wuchsform ist lagig. Das größte Coenosteam erreicht 50 cm laterale Erstreckung und 20 cm Höhe. Bei den meisten Exemplaren ist allerdings das Verhältnis Höhe/Breite stärker zugunsten der Breite verschoben. Signifikante Oberflächenmerkmale sind bei keinem der Stücke erkennbar.

Innerer Aufbau: Alle Exemplare besitzen mehr oder weniger deutlich definierte Latilaminae von 0,5–5 mm vertikaler Erstreckung. Die oberen Enden der Latilaminae zeigen meist eine etwas dichtere Skelettarchitektur. Manche Latilaminae heben sich durch kleine Sedimentlinsen oder basale Lagen mit abweichendem Skelettbau deutlicher ab. Die Wachstumsoberflächen sind überwiegend eben bis allenfalls leicht gewellt. In allen Coenostea sind, wenn auch in unterschiedlicher Dichte, kommensalische *Syringopora*-Arten eingewachsen. Diese beginnen oder enden zwar vorzugsweise etwa an den Latilaminae-Grenzen, durchqueren aber häufig mehrere Latilaminae.

Im Vertikalschnitt beherrschen vertikale, leicht anastomosierende bis parallele Coenostelae das Skelettmuster. Durchschnittlich kommen 6–7 Coenostelae auf 2 mm Messstrecke, sie sind 0,5–6 mm lang (meist \approx 1–4 mm Länge) und 0,10–0,25 mm, im arithmetischen Mittel 0,16 mm breit. Viele Coenostelae lassen sich über den gesamten Latilaminarraum verfolgen, manche auch darüber hinaus. Gelegentlich verzweigen sich die Coenostelae nach oben oder verschmelzen zu breiteren Strukturen. Galerien können auch in Form von isolierten, runden bis irregulären Querschnitten in Erscheinung treten. Sie verlaufen überwiegend in vertikaler Richtung parallel zu den Coenostelae und bilden Auto-/ Coeno-Tuben von \approx 0,1–0,2 mm Breite. Die horizontalen Skelettelemente treten stark zurück. Kurze Coenostromae von 0,04–0,20 mm Dicke können vereinzelt ca. 2–4 Coenostelae verbinden, etwas kontinuierlicher werden die Coenostromae unter Umständen am Top der Latilaminae. In vielen Skelettarealen sind horizontale Skelettelemente aber nur durch konvexe bis gerade, 0,01–0,02 mm dicke, Tabulae-artige Dissepimente in den Auto-/ Coeno-Tuben vertreten. Normalerweise sind die Dissepimente, mit etwa 9–13 pro 1 mm, dicht geschart. Erhaltungsbedingt können sie relativ schlecht definiert sein oder in manchen Coenostea auch ganz fehlen. Die Astrorhizenkanäle sind unauffällig.

Die Coenostelae sind im Tangentialschnitt zu einem Netzwerk verbunden, das nur sehr wenige bis fast keine isolierten bzw. blind endenden Mauersegmente enthält und runde (meistens), gebogene (selten) oder irregulär vermiforme (selten) Galerien umschließt. Die somit überwiegenden rundlichen Querschnitte der Autotuben messen 0,09–0,16 mm, durchschnittlich ca. 0,13 mm. Die Breite der Coenostelae schwankt

zwischen 0,09 und 0,20 mm und beträgt im Durchschnitt etwa 0,16 mm. Astrorhizensysteme sind an linearen bis geschwungenen offenen Kanälen zu erkennen, die zu einem Zentrum konvergieren. Die Astrorhizenkanäle besitzen Durchmesser von \approx 0,10–0,30 mm, deren Mehrzahl überschreitet aber kaum 0,2 mm Durchmesser. Die Zentren der Astrorhizensysteme befinden sich in 1 bis etwas mehr als 2 cm Abstand voneinander.

Die Mikrostruktur zeigt sich in den wenigen detailreich erhaltenen Partien in Form von unregelmäßig angeordneten, etwas diffus wirkenden Mikroskelettelementen von \approx 0,02 mm Breite und uneinheitlicher Länge (+/- in der gleichen Größenordnung). Diese umschließen Hohlräume von 0,02–0,03 mm Durchmesser (= Zellulen). Meistens tritt aber eine melanosphärische Mikrostruktur oder noch unregelmäßigere Inhomogenitäten (= Flocculenz) auf. Gelegentlich scheint es, als seien die Dissepimente der Autotuben bevorzugt zwischen den Kreuzungspunkten der Mikroskelettelemente bzw. den Melanosphären aufgespannt.

Diskussion: Die Exemplare besitzen in den Details, was Beschaffenheit, Anordnung und Dimensionen der Skelettelemente anbelangt, eine sehr gute Übereinstimmung mit der Beschreibung des Typmaterials von *Salairella buecheliensis* (BARGATZKY, 1881) durch LECOMPTE (1952). Einzig die maximalen Durchmesser der Astrorhizenkanäle sind abweichend, maximal 0,3 mm beim hier vorliegenden Material, bis zu 0,65 mm Durchmesser beim Typus (cf. LECOMPTE 1952: 292). Dieser Unterschied ist meines Erachtens als marginal zu bewerten und reicht objektiv nicht aus, um eine Abtrennung zu rechtfertigen. Die Gattungszugehörigkeit zu *Salairella* wird von MISTIAEN (1985) diskutiert und ist im wesentlichen durch die Dominanz der Coenostelae im Skelettmuster zu begründen (cf. STEARN 1993 a/b).

LECOMPTE (1952: 270) macht darauf aufmerksam, dass sich *Stromatopora huepschii* und *S. buecheliensis* in ihren Abmessungen nicht nennenswert voneinander unterscheiden. Zudem haben, zumindest im hier untersuchten Material, beide Arten eine identische Mikrostruktur. Die Stabilisierung der Arten gegeneinander ist daher nur über die Anordnung der Skelettelemente möglich: eher kurze vertikale Coenostelae, die sich einer im Ansatz cassiculaten Struktur überlagern, bei *Stromatopora huepschii* und typischerweise lange vertikale Coenostelae bei *S. buecheliensis*. Die in vertikalen Schnittlagen erkennbaren Unterschiede setzen sich andeutungsweise auch in tangentialen Schnittlagen fort, indem das aus Coenostelae gebildete Netzwerk bei *Stromatopora huepschii* einige blind endende Mauern oder isolierte Mauersegmente aufweist, während das Netzwerk bei *S. buecheliensis* tendenziell geschlossener wirkt.

Die von FISCHBUCH (1969) als *Stromatopora huepschii* beschriebene Art steht bezüglich der Skelettarchitektur *S. buecheliensis* viel näher als dem Typ von *Stromatopora huepschii*. Diese Formen werden von STEARN (1996: 213) mit *Salairella bullulosa* verglichen. Die von STEARN & MEHROTRA (1970: 22, Taf. 6, Figs. 1, 2) als *Stromatopora* cf. *S. buecheliensis* dokumentierte Art ist etwas abweichend gebaut und wohl nicht konspezifisch.

Verbreitung: Der Holotyp von *S. buecheliensis* stammt aus dem Givetium bei Büchel. Weitere Nennungen der Art beziehen sich auf Vorkommen im Eifelium und Givetium Europas (England, Frankreich, Belgien, Deutschland, Tschechien, Polen, Italien, Österreich), im Givetium Asiens (Sibirien,

Afghanistan) und im Unterdevon Australiens (FLÜGEL & FLÜGEL-KAHLER 1968, MISTIAEN 1985, MAY 1999a). Relativ ähnliche Formen sind aus dem Givetium (Swan Hills Formation) Kanadas bekannt geworden (FISCHBUCH 1969). Aus der Eifel ist die Art aus Gerolstein und Söthenich bekannt (LECOMPTE 1952). Sämtliche Fundpunkte der hier beschriebenen Stücke liegen in der Hillesheimer Mulde, zwei sind der Loogh-Formation zuzuordnen, die übrigen der Dreimühlen-Formation.

Salairella adleri (YAVORSKY, 1955)

Taf. 16, Fig. 1; Tab. 20

- cf. 1952 *Stromatopora pachytexta* ? nov. sp. – LECOMPTE: 273, Taf. 54, Fig. 6.
 * 1955 *Stromatopora adleri* – YAVORSKY: 92, Taf. 49, Figs. 1–4; Taf. 59, Fig. 6.
 1968 *Stromatopora adleri* – FLÜGEL & FLÜGEL-KAHLER: 19; cum syn.
 cf. 1970 *Stromatopora* cf. *S. adleri* – STEARN & MEHROTRA: 21, Taf. 5, Figs. 7, 8.
 ? 1972 *Parallelopora adleri* – BOGOYAVLENSKAYA: 36, Taf. 8, Fig. 3; Taf. 9, Fig. 1.
 1985 *Parallelopora adleri* – BOGOYAVLENSKAYA & KHROMYCH: 5, 83.

Material: BSPG 2006 IX 363, 364.

Äußere Merkmale: Die Wuchsform ist beim einen Exemplar dicklagig mit 2–4 cm Höhe bei ca. 15 cm Breite, beim anderen eher bulbos mit einem Durchmesser von fast 50 cm. Eine Oberfläche mit verwertbaren Merkmalen ist nicht erkennbar.

Innerer Aufbau: Latilaminae sind im Abstand von 1,5–5 mm vorhanden. Deutlich treten die Latilaminae durch horizontalisierte Sedimentinfiltrationen oder Wachstumsunterbrechungen (teilweise mit Sediment oder Sparit gefüllte Hohlräume und basale Lagen des Skelettes) in Erscheinung. Bezogen auf den Skelettaufbau sind sie sehr unauffällig, da die vertikalen Skelettelemente über diese Grenzflächen hinweg superponiert sein können. Unter Umständen sind die Latilaminae an einer im Durchlicht dunklen Linie zu erkennen, die scheinbar aus zusammenhängenden Dissepiment-artigen Strukturen zusammengesetzt ist. Die Wachstumsoberflächen sind vorwiegend eben.

Im Vertikalschnitt zeigt sich das Skelett aus Coenostelae und Coenostromae amalgamiert. Das Skelettmuster ist dabei ansatzweise an einem rechtwinkligen Gitter orientiert. Im Gesamteindruck sind die Coenostelae vorherrschend. Diese haben einen geraden, geschwungen oder anastomosierenden Verlauf. Die Länge der Coenostelae beträgt $\approx 0,5$ –5 mm. Weitere Skelettdimensionen sind in Tab. 20 angegeben. Die Coenostromae sind normalerweise kurz bzw. vielfach unterbrochen. Manchmal scheinen einzelne Segmente vertikaler oder horizontaler Skelettelemente im Raum zu „schweben“. Die Umriss der Galerien sind entsprechend vielseitig. Sie können zylindrische (= Autotuben), runde oder irreguläre Formen annehmen. Dissepimente sind vereinzelt vorhanden. Astorhizenkanäle sind unauffällig und machen sich, wenn überhaupt, durch Zonen aufgelockerter Skelettarchitektur bemerkbar.

Im Tangentialschnitt sind die Skelettelemente überwiegend zu einem geschlossenen Netzwerk verbunden; die verbleibenden Hohlräume sind rund bis leicht polygonal, deren Durch-

messer betragen 0,10–0,18 mm, im arithmetischen Mittel 0,14 mm. In den verbleibenden Sektoren ist das Netzwerk etwas offener. Hier kommen auch isolierte Mauersegmente und entsprechend labyrinthische Galerien vor. Die Astorhizensysteme sind an zu Zentren konvergierenden, bis zu 0,28 mm breiten Kanälen zu erkennen.

Die Mikrostruktur ist komplex und lässt zahlreiche Inhomogenitäten erkennen. Coenostromae und Coenostelae sind intern gleich strukturiert. Manche Skelettelemente sind verglichen mit dem Lumenzement aber relativ kontrastarm, andere scheinen etwas diffuse Ränder zu besitzen. Bereichsweise sind die ansonsten eher unregelmäßigen bis melanosphärischen Inhomogenitäten zu einem außergewöhnlich gut definierten Netzwerk von $\approx 0,01$ mm breiten, unterschiedlich orientierten, unterschiedlich langen, teilweise auch gekrümmten Mikroskelettelementen verbunden. Die Mikroskelettelemente umschließen Hohlräume von 0,02–0,04 mm Durchmesser (= Zellulen). Für diese Bereiche ist die Bezeichnung akosmoretikulat besser geeignet als der Begriff zellulär.

Diskussion: Skelettmorphologie und Abmessungen stimmen sehr gut mit der zuerst als *Stromatopora adleri* YAVORSKY, 1955 beschriebenen Spezies überein. Bezogen auf die Dimensionierung des Skelettes ist korrekterweise zu bemerken, dass die Beschreibung von YAVORSKY (1955: 92) in dieser Hinsicht nur eine recht grobe Orientierung bietet. Wichtig für die Frage der Gattungszugehörigkeit ist der dort gegebene Hinweis auf die morphologische Ähnlichkeit zwischen *S. adleri* und „*Stromatopora*“ *nices* YAVORSKY, 1955 (YAVORSKY 1955: 92). Die beiden Taxa sind sich sehr ähnlich, „*Stromatopora*“ *nices* besitzt aber eine ausgeprägtere Dominanz der Coenostelae. Die Skelettorganisation dieser Art ist so typisch für die Gattung *Salairella*, dass STEARN (1993a: Abb. 7C) an diesem Beispiel sogar das Gattungskonzept von *Salairella* illustriert. Hinsichtlich der Dominanz der Coenostelae und des Trends zu einem nicht vollkommen geschlossenen Netzwerk der Coenostelae (neben Autotuben sind auch labyrinthische Galerien möglich) ist die Beziehung von *Salairella nices* zu *Salairella adleri* nicht unähnlich jener von *Salairella buecheliensis* zu *Stromatopora huepschii*. Verglichen mit *Stromatopora huepschii* ist bei *Salairella adleri* aber die Tendenz zu cassiculaten Strukturen ausgesprochen gering. Eine Abgrenzung auf Gattungsebene, wie sie zwischen *Salairella buecheliensis* und *Stromatopora huepschii* durchgeführt wird, ist daher im Fall *Salairella nices* / *Salairella adleri* nicht gerechtfertigt.

Das von LECOMPTE (1952: 273, Taf. 54, Fig. 6) unter dem Namen *Stromatopora pachytexta* ? nov. sp. beschriebene Exemplar besitzt in Habitus und Dimensionen eine große Affinität mit *S. adleri*. Da aber die Abbildung einer tangentialen Schnittlage fehlt, lässt sich keine definitive Entscheidung fällen. Die von BOGOYAVLENSKAYA (1972) als *Parallelopora adleri* beschriebene Form besitzt sehr lang durchhaltende Coenostelae und ist eher *Salairella nices* zuzurechnen.

Verbreitung: Das Typmaterial von *S. adleri* stammt aus dem Givetium des Kuznets-Beckens. Die zwei vorliegenden Stücke wurden in der Dreimühlen-Formation der Hillesheimer Mulde gefunden.

Ordnung Syringostromatida BOGOYAVLENSKAYA, 1969
 Familie Syringostromatidae LECOMPTE, 1952

Tabelle 20: Skelettdimensionen von *Salirella adleri* (YAVORSKY, 1955).

| BSPG 2006 IX | Parameter | X | s | min. | max. | n |
|--------------|--|------|------|------|------|----|
| 364 | Coenostelae/2mm | 5,1 | 0,57 | 4 | 6 | 10 |
| | Coenostromae/2mm | 4,4 | 0,52 | 4 | 5 | 10 |
| | Coenostromae-Dicke (mm) im Vertikalschnitt | 0,17 | 0,06 | 0,10 | 0,28 | 10 |
| | Coenostelae-Breite (mm) im Vertikalschnitt | 0,22 | 0,05 | 0,19 | 0,30 | 10 |
| | Coenostelae-Breite (mm) im Tangentialschnitt | 0,18 | 0,04 | 0,12 | 0,25 | 10 |

X=Mittelwert, s=Standardabweichung, n=Anzahl der Messungen

Gattung *Atopostroma* YANG & DONG, 1979

Typusart: *Atopostroma tuntouense* YANG & DONG, 1979

Diagnose: siehe STEARN (1993a: 220) und STEARN et al. (1999: 52).

Atopostroma sp.?
Taf. 16, Fig. 2; Tab. 21

Material: BSPG 2006 IX 365–366.

Äußere Merkmale: Es liegen nur Fragmente vor.

Innerer Aufbau: Möglicherweise vorhandene Laminariae und kleine Mamelonen sind nur undeutlich wahrnehmbar.

Im Vertikalschnitt besteht das Skelett aus einem regelmäßigen Gitter aus vergleichsweise dünnen, durchlaufenden Laminariae und etwas dickeren, zylindrischen bis nach oben verbreiterten Pfeilern. Diese sind über bis zu 16 Interlaminarräume superponiert. Die Dimensionen sind in Tab. 21 aufgeführt.

Im Tangentialschnitt besitzen die vertikalen Skelettelemente (Pfeiler bis Coenostelae) runde bis vermiforme Querschnitte, in relativ kleinen Arealen sind sie zu einem lockeren Netz verbunden. Die Laminariae bilden mehr oder weniger breite Bänder, darin sind selten Foramina mit $\approx 0,05$ mm Durchmesser zu erkennen. Die Astrorhizenkanäle sind $\approx 0,1$ mm breit und unauffällig. Sie sind an undeutlich definierten linearen Strukturen auszumachen, die zu diskreten Zentren konvergieren.

Die Mikrostruktur wirkt zwar nicht kompakt, ist aber gleichzeitig stark diagenetisch überprägt. Dies erschwert die Interpretation der Mikrostruktur, da die in sämtlichen Skelettelementen auftretenden Inhomogenitäten in der gleichen Größenordnung der Kristallite des Lumenzementes liegen. Eine verlässliche Aussage über die Mikrostruktur ist daher kaum möglich. Die vertikalen Skelettelemente zeigen Inhomogenitäten in Form von 0,01–0,03 mm breiten, im Durchlicht hellen Hohlräumen (?= Mikrogalerien) und $\approx 0,01$ mm breiten, im Durchlicht dunklen, länglichen Strukturen (?= Mikroskelettelemente). Manchmal scheinen sich diese fraglichen Mikroskelettelemente durch die Laminariae fortzusetzen. In vertikalen Schnittlagen sind die Laminariae im Durchlicht heller

als die vertikalen Skelettelemente. In tangentialen Schnittlagen ist dieser Unterschied nicht zu bemerken.

Diskussion: Eine gesicherte Zuordnung ist nicht möglich, da sich zwar die Abmessungen und die Struktur des Skelettes ermitteln lassen, die Beschaffenheit der Mikrostruktur aber nicht eindeutig zu erkennen ist. Aus der Kombination von Abmessungen und Skelettarchitektur lässt sich zumindest ableiten, dass es sich um keine andere der hier beschriebenen Stromatoporen-Arten handelt. Die Dimensionen entsprechen zwar annähernd denen von *Actinostroma stellulatum* (siehe dort). Die vertikalen Skelettelemente sind bei dem hier beschriebenen Taxon aber auffälliger superponiert. In tangentialen Schnittlagen ist selbst für diese untypische *Actinostroma*-Art ein zu hoher Grad an Komplexität vorhanden. Außerdem müssten dann die Colliculi sekundär zu Laminariae umgewandelt sein. Für *Atelodictyon* sind die vertikalen Skelettelemente zu gut superponiert, und die Komplexität des Skelettgitters ist in vertikalen Schnittlagen zu gering. Die Laminariae der einzigen hier gefundenen *Atelodictyon*-Art, *Atelodictyon fallax*, sind weitestgehend angeordnet (siehe dort). Am deutlichsten ist die Übereinstimmung mit *Gerronostromina*. Diese Gattung zeigt zwar in tangentialen Schnittlagen eine vergleichbar komplexe Anordnung der vertikalen Skelettelemente, eine Vernetzung der vertikalen Skelettelemente im Interlaminarraum ist hingegen eher untypisch für *Gerronostromina*. Es ist dennoch nicht völlig auszuschließen, dass es sich bei den hier beschriebenen Exemplaren um Vertreter der Gattung *Gerronostromina* handelt. Die sicher *Gerronostromina* cf. *kitatense* zuordenbare Exemplare haben allerdings ein etwas größeres Skelettgitter, eine größere Variabilität der Pfeilerbreite und größere Astrorhizenkanäle (siehe dort). Ebenso wenig lässt sich aber ausschließen, dass die ursprüngliche Mikrostruktur nicht kompakt, sondern mikroretikulat war. In diesem Fall entspricht die Anordnung der Skelettelemente der Gattung *Atopostroma*.

Verbreitung: Die zwei beschriebenen Exemplare wurden in der Loogh-Formation der Hillesheimer Mulde gefunden. Die aus dem Givetium Afghanistans von MISTIAEN (1985) als *Atopostroma* sp. beschriebenen Formen sind in ihrer Einordnung umstritten, die jüngsten, sicher *Atopostroma* zugeordneten Formen stammen aus dem Emsium (STEARNS et al. 1999: 52).

Tabelle 21: Skelettdimensionen von *Atopostroma* sp.?

| BSPG 2006 IX | Parameter | X | s | min. | max. | n |
|--------------|-------------------------|------|-------|------|------|----|
| 365 | "Pfeiler"/2mm: | 12,3 | 0,82 | 11 | 13 | 10 |
| | Laminae/2mm: | 12,7 | 1,14 | 11 | 14 | 10 |
| | "Pfeiler"/-Breite (mm): | 0,09 | 0,030 | 0,05 | 0,15 | 11 |
| | Laminae-Dicke (mm): | - | - | 0,04 | 0,05 | - |
| 366 | "Pfeiler"/2mm: | 11,2 | 0,98 | 11 | 13 | 10 |
| | Laminae/2mm: | 13,5 | 1,37 | 12 | 16 | 10 |
| | "Pfeiler"/-Breite (mm): | 0,11 | 0,022 | 0,08 | 0,16 | 10 |
| | Laminae-Dicke (mm): | - | - | 0,03 | 0,05 | - |

X=Mittelwert, s=Standardabweichung, n=Anzahl der Messungen

Ordnung Syringostromatida BOGOYAVLENSKAYA, 1969
Familie Coenostromatidae WAAGEN & WENTZEL, 1887

Gattung *Habrostroma* FAGERSTROM, 1982

Typusart: *Stromatopora proxilaminata* FAGERSTROM, 1961

Diagnose: siehe FAGERSTROM (1982), STEARN (1993a) und STEARN et al. (1999: 53).

Habrostroma laminosum (LECOMPTE, 1952)
Taf. 15, Figs. 4, 5

- * 1952 *Stromatopora laminosa* LECOMPTE: 276, Taf. 55, Fig. 3; Taf. 56, Figs. 1, 2.
- 1968 *Stromatopora laminosa* – FLÜGEL & FLÜGEL-KAHLER: 235; cum syn.
- 1970 *Ferestromatopora laminosa* – STEARN & MEHROTRA: 19, Taf. 5, Figs. 3, 4.
- cf. 1979 *Stromatopora* cf. *laminosa* – YANG & DONG: 55, Taf. 27, Figs. 5, 6.
- ? 1982 *Stromatopora laminosa* – DONG & WANG: 37, Taf. 9, Figs. 5, 6.
- 1995 *Stromatopora laminosa* – KREBEBÜNKEL: 110, Taf. 14, Figs. 7, 8.

Material: BSPG 2006 IX 367–433.

Äußere Merkmale: Es handelt sich um subsphärisch bis länglich gewachsene Coenostea; die längere Achse kann in die Höhe oder in die Breite orientiert sein und beträgt maximal 12 cm. Die meisten Exemplare sind 4–8 cm groß. Oberflächen mit verwertbaren Merkmalen sind nicht vorhanden.

Innerer Aufbau: Nahezu alle Proben zeigen Latilaminae in Form einer vornehmlich im Auflicht wahrnehmbaren hell/dunkel Streifung, deren vertikale Ausdehnung im Bereich von $\approx 0,5$ –1 mm liegt. Einige der Wachstumsflächen besitzen flache Mamelonen, die mit seitlich zufließenden Astrorhizenkanälen assoziiert sind. Unter Umständen können kurze, vertikale Astrorhizenkanäle mit ausnahmsweise bis zu 0,5 mm Durchmesser auftreten. Normalerweise besitzen die Astrorhizenkanäle nur etwa 0,2–0,3 mm Durchmesser. Sehr selten sind in den Astrorhizenkanälen uhrglasförmige Dissepimente angelegt.

Im Vertikalschnitt wirkt das Skelett sehr dicht und besteht

aus etwas unregelmäßig geformten vertikalen Skelettelementen (= Coenostelae) und mehr oder weniger gut definierten Mikrolaminae. Gelegentlich bilden drei bis vier Mikrolaminae etwa 0,07–0,11 mm dicke Coenostromae. Die Abstände der horizontalen Skelettelemente sind hochvariabel ($\approx 0,03$ –0,4 mm Abstand). 6–12 (häufig 7–9) horizontale Skelettelemente lassen sich pro 2 mm Messstrecke zählen. Die Galerien sind unregelmäßig geformt, in typischen Sektoren aber rundlich bis oval. Deren Durchmesser betragen 0,06–0,17 mm, überwiegend 0,09–0,13 mm. Die Coenostelae sind 0,1–0,2 mm breit, teilweise auch etwas schmaler oder erheblich breiter (bis $\approx 0,34$ mm). Auf 2 mm Messstrecke sind 5–8, meistens 7–8, der zylindrischen, spulenförmigen oder nach oben breiter werdenden Coenostelae vorhanden. Typischerweise sind sie nicht, oder nur über wenige (1–3) Interlaminarräume, superponiert. Neben diesem als typisch empfundenen, grob an einem Gitter orientierten Skelettmuster kann es, vor allem durch partielle Unterdrückung von Mikrolaminae, zu erheblichen strukturellen Abweichungen kommen: a) In Bereichen von bis zu 2 mm Höhe können sich die Coenostelae aufspalten, schräg verlaufen und vorwiegend cassiculate Strukturen bilden. b) Die Coenostelae sind parallel und bis zu 1,5 mm lang und teilweise in bis zu 5 mm hohen Zonen superponiert. Die Galerien entsprechen in diesem Fall Autotuben. Alle drei Skelettmuster können in einem Coenosteum koexistieren.

Im Tangentialschnitt sind die Coenostelae zu einem Netzwerk verbunden. Die Breite der Mauern beträgt $\approx 0,16$ –0,23 mm. Die Querschnitte der Galerien sind oft rund und haben 0,07–0,11 mm Durchmesser. Der Abstand zu benachbarten Galerien beträgt etwa 0,2–0,4 mm. Im Interlaminarraum bilden die Galerien (= distale Ausläufer der Astrorhizen) polygonale, etwas unregelmäßige Netze. Größere Astrorhizenkanäle (0,2–0,3 mm Durchmesser) sind kaum gewunden und konvergieren auffällig zu diskreten Zentren. Diese Astrorhizenzentren liegen ungefähr 1–1,5 cm auseinander.

Die Mikrostruktur zeigt sich überwiegend in Form von schlecht definierten, runden bis unregelmäßigen Melanosphären, die etwa 0,02–0,05 mm Durchmesser besitzen. Stellenweise lassen sich etwas schärfer begrenzte Mikroskelettelemente erkennen, die sich zu einem rudimentären, andeutungsweise orthoretikulaten Mikroretikulum zusammenschließen. Die umschlossenen Mikrogalerien (Zellulose) haben etwa 0,02 mm Durchmesser. In seltenen Fällen und auch nur undeutlich

erkennbar, scheinen gerade die im Durchlicht hellen Anteile zu einem kontinuierlichen Netz verbunden zu sein und die eigentliche Mikroarchitektur zu bestimmen. Manche der Mikrolaminae sind 0,01 mm dick, relativ gut definiert und wirken kompakt. Andere sind diffuser begrenzt, etwas dicker und scheinen eher aus horizontiert angeordneten Melanosphären zu bestehen.

Diskussion: Die vorliegenden Stücke stimmen in der Anordnung der Skelettelemente, in der Variabilität dieser Anordnung und in den Skelettdimensionen sehr gut mit der als *Stromatopora laminosa* von LECOMPTE (1952) beschriebenen und illustrierten Art überein. Die Zuordnung dieser Art zu *Habrostroma* wird von FAGERSTROM (1982: 13) für wahrscheinlich gehalten. In STEARN (1993b) wird die Spezies als Vertreter von *Habrostroma* gelistet. Von der Artengruppe um die Typusart, *H. densilaminata*, *H. proxilaminata*, *H. formosensis* (cf. FAGERSTROM 1982: 13–16), unterscheidet sich *H. laminosum* zwar durch weitere Abstände der horizontalen Skelettelemente. Der Skelettbau - hervorzuheben sind durch Mikrolaminae unterbrochene, nicht systematisch superponierte Coenostelae - ist aber analog und rechtfertigt die Einbeziehung in die Gattung *Habrostroma*. Problematisch hinsichtlich der Klassifikation sind die Skelett-Varianten mit cassiculater oder Coenostelae-betonter Skelettanordnung (s. Beschreibung a/b). Diese sollten aber als innerhalb der Variationsbreite von *H. laminosum* liegend akzeptiert werden und können keinesfalls die Grundlage abweichender Art- oder gar Gattungszuordnungen bilden. Die Mikrostruktur der vorliegenden Exemplare ist schwer in die Kategorien zellulär/mikroretikulat einzuordnen. Sie ist zweifellos komplex und passt gut zu der in STEARN et al. (1999: 47) als „lacy“ (≈ durchbrochen) bezeichneten Mikrostruktur von *Habrostroma*. Weiterhin stimmt die Phänomenologie der Mikrostruktur weitgehend mit den auf *H. proxilaminata* (FAGERSTROM, 1961) bezogenen Abbildungen in PROSH & STEARN (1996: Taf. 17, Figs. 4, 5) überein.

Die Skelettorganisation der Gattungen *Habrostroma* und *Climacostroma* ist sehr ähnlich (FAGERSTROM 1982: 12, STEARN 1993a: 213, 222). In der von STEARN et al. (1999) vorgelegten Systematik findet sich *Climacostroma* in der Ordnung Stromatoporida, *Habrostroma* aber in der Ordnung Syringostromatida. Der diskriminierende Faktor dieser Einordnung ist, bezogen auf die Abgrenzung *Climacostroma* versus *Habrostroma*, die zelluläre respektive mikroretikuläre Mikrostruktur der jeweiligen Gattung. Dieses Konzept ist auch innerhalb von STEARN et al. (1999) nicht konsequent durchgeführt. In der Diagnose von *Habrostroma* wird die Mikrostruktur jedenfalls als zellulär bis mikroretikulat bezeichnet (STEARNS et al. 1999: 53). Die diesbezügliche Elastizität der Gattungs-, Familien- und Ordnungsgrenzen wird in dem an die Gattung *Habrostroma*

angeschlossenen Kommentar von STEARN et al. (1999: 54) noch weiter verdeutlicht, indem die Möglichkeit erörtert wird, die stratigraphische Reichweite von *Habrostroma* im unteren Givetium enden zu lassen und jüngere Formen der Gattung *Climacostroma* anzuschließen. Aus dieser Perspektive mag es sich noch als opportun erweisen, auch *H. laminosum* der Gattung *Climacostroma* zuzuordnen.

Verbreitung: Das Typmaterial von *H. laminosum* stammt aus dem Givetium des Beckens von Dinant, die Art kommt aber bis ins Frasnium vor. Außerdem ist *H. laminosum* aus dem Givetium, wahrscheinlich auch aus dem Frasnium des Bergischen Landes nachgewiesen. Weitere Vorkommen liegen im Mitteldevon Kanadas und Chinas (STEARNS & MEHROTRA 1970, YANG & DONG 1979). Die hiermit in der Eifel erstmals nachgewiesene Art wurde in der Loogh- und Rodert-Formation der Hillesheimer Mulde, der Dreimühlen- und Rodert-Formation der Dollendorfer Mulde, der Rodert-Formation der Blankenheimer Mulde und der Cürten- bis Rodert-Formation der Sötenicher Mulde gefunden.

Familie *Stachyoditidae* KHROMYCH, 1967

Gattung *Stachyodes* BARGATZKY, 1881

Typusart: *Stachyodes ramosa* BARGATZKY, 1881 [= *Caulonopora verticillata* M'COY, 1850].

Diagnose: siehe STEARN et al. (1999: 56).

Stachyodes dendroidea ETHERIDGE, 1918

Taf. 16, Fig. 3

1952 *Stachyodes gracilis* LECOMPTE: 302, Taf. 61, Figs. 4, 5.

1957 *Stachyodes gracilis* var. *kuznetskensis* YAVORSKY: 59, Taf. 30, Figs. 5–8; Taf. 31, Figs. 1–4; Taf. 35, Fig. 11.

1959 *Stachyodes lagowiensis* GOGOLCZYK: 375, 382, Taf. 7, Figs. 1–3.

1971 *Stachyodes lagowiensis* – ZUKALOVA: 100, Taf. 32, Figs. 1–5.

cf. 1971 *Stachyodes (Stachyodes) cf. gracilis kuznetskensis* – ZUKALOVA: 103, Taf. 34, Fig. 4.

1984 *Stachyodes dendroidea* – COCKBAIN: 30, Taf. 22, Fig. A–B; cum syn.

1993 *Stachyodes (Stachyodes) dendroidea kuznetskensis* – MAY: 46, Taf. 9, Fig. 3.

Material: BSPG 2006 IX 440–458.

Äußere Merkmale: Es handelt sich um Querschnitte (hauptsächlich) und Längsschnitte (wenige) von ästig gewachsenen Coenostea. Sämtliche Stücke sind Bestandteile

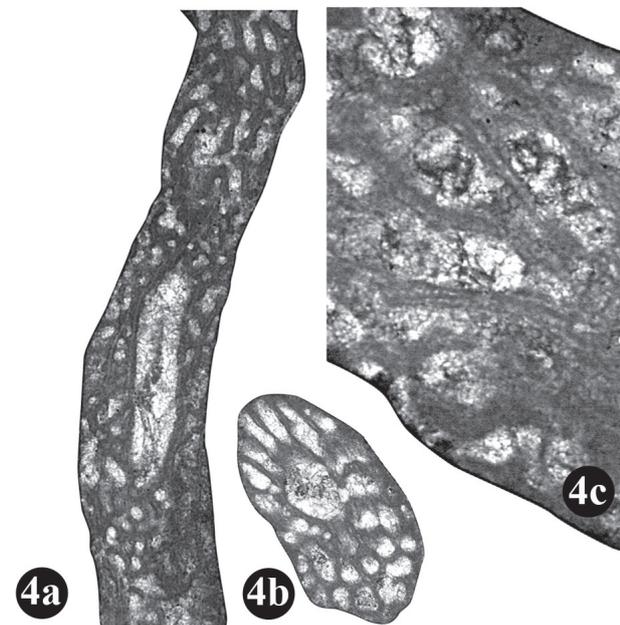
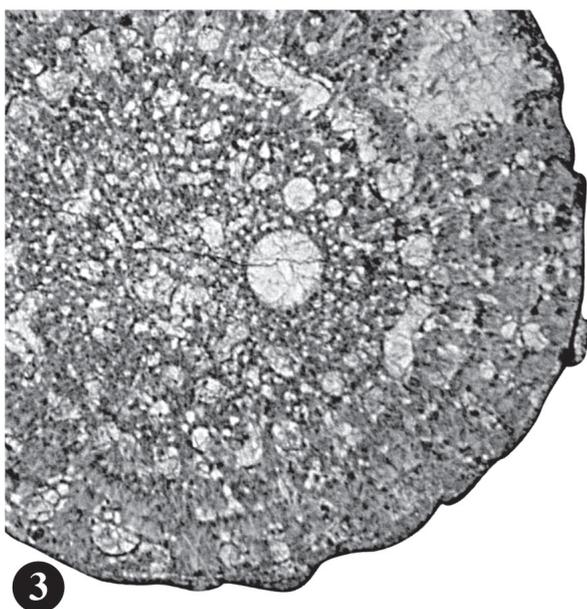
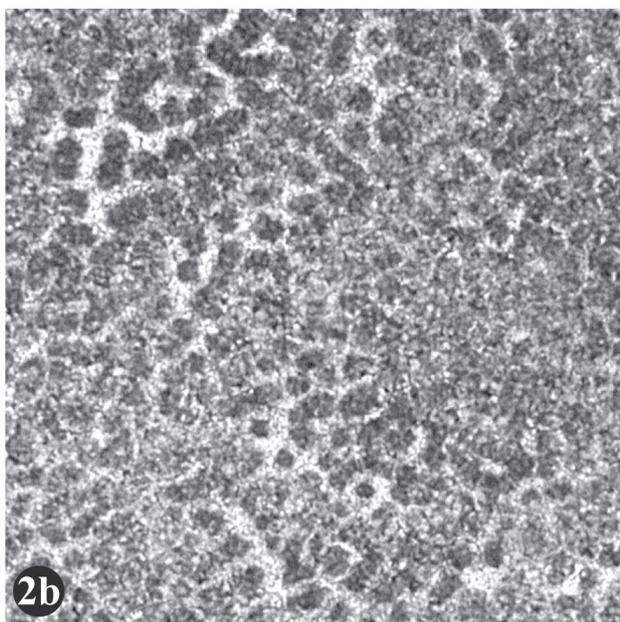
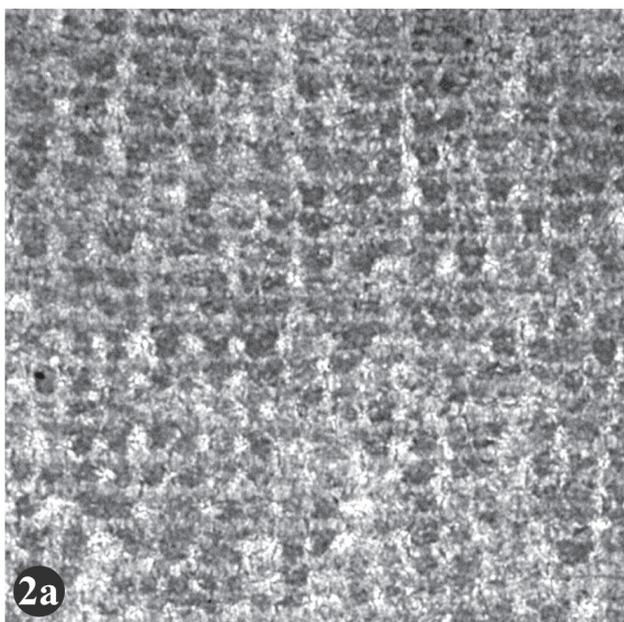
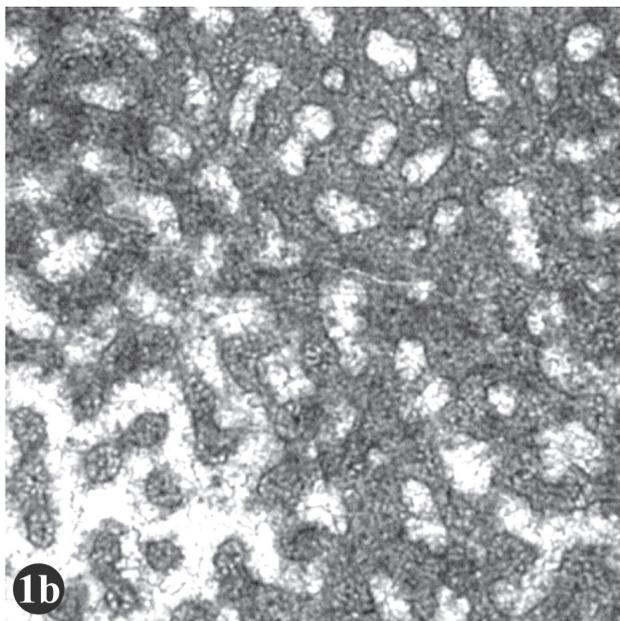
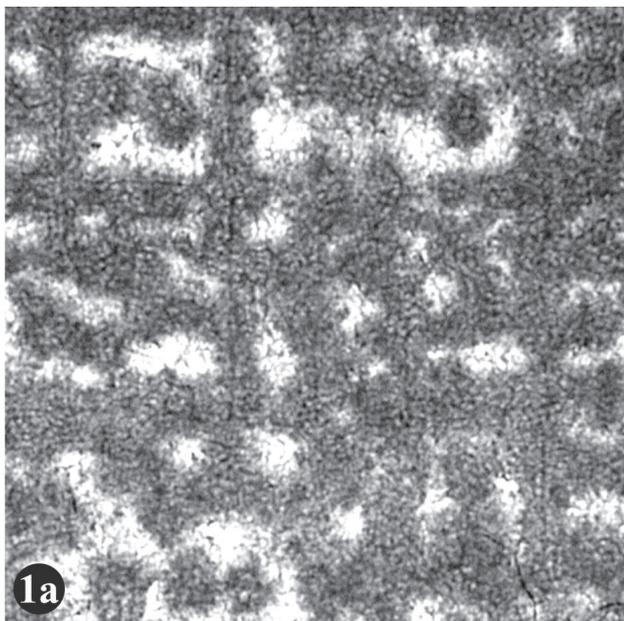
Tafel 16:

Fig. 1: *Salairella adleri* (YAVORSKY, 1955); BSPG 2006 IX 364. – a) vertikale Schnittlage; x25. – b) tangentielle Schnittlage; x25.

Fig. 2: *Atopostroma* sp.?; BSPG 2006 IX 366. – a) vertikale Schnittlage; x25. – b) tangentielle Schnittlage; x25.

Fig. 3: *Stachyodes dendroidea* ETHERIDGE, 1918; BSPG 2006 IX 447, Querschnitt; x18.

Fig. 4: *Vacuostroma* sp. – a) BSPG 2006 IX 461, Längsschnitt; x10. – b) BSPG 2006 IX 466a, Querschnitt; x10. – c) BSPG 2006 IX 466b, Längsschnitt; x30.



von massiven Kalksteinen, Oberflächenmerkmale sind daher nicht erkennbar.

Innerer Aufbau: Die Astdurchmesser betragen, bei maximal 16 mm Länge, 2–7,6 mm, meist 3–5 mm. Die Äste enthalten normalerweise 1–2(3), nicht genau zentral angeordnete, in Längsrichtung verlaufende Astrorhizenkanäle. Diese haben 0,2–0,54 mm, meist 0,3–0,4 mm Durchmesser. Zusätzlich treten meist noch eine Reihe kleinerer ($\approx 0,1$ mm Durchmesser) mehr oder weniger schräg nach außen orientierte Astrorhizenkanäle auf. Teilweise sind in den Astrorhizenkanälen Dissepimente vorhanden.

Im Querschnitt zeigen die Äste eine zentrale Zone mit amalgamierter Struktur, die Interlamarräume (= Astrorhizenkanäle oder Galerien) haben eher runde Querschnitte. Zur Peripherie hin wirkt das Skelett zunehmend geordnet und zeigt auch radiale, zylindrische bis leicht spulenförmige Skelettelemente. Laminae sind nur undeutlich entwickelt. Entsprechend besitzen die Interlamarräume (= Astrorhizenkanäle oder Galerien) eher längliche Querschnitte. Die zentrale Zone ist je nach Exemplar 0,18–4,1 mm, die periphere Zone (0)–0,15–1,9 mm breit. Etwa 3 der radialen Skelettelemente kommen auf 1 mm Messstrecke. Sie sind häufig 0,12–0,20 mm breit, gelegentlich finden sich aber auch schmalere (0,08 mm) oder zu wesentlich breiteren Strukturen verschmolzene (bis 0,5 mm), radiale Skelettelemente.

Im Längsschnitt streben die Skelettelemente – mehr oder weniger deutlich – schräg nach oben. Die im Querschnitt erkennbare zentrale Zone ist daher ein echter Querschnitt, die periphere Zone hat eine Längsschnittkomponente.

Die Mikrostruktur liegt bei besser erhaltenen Exemplaren in Form von 0,01–0,05 mm breiten und anscheinend bis ca. 0,9 mm langen Kanälen (?= Tubuli/?= Vakuolen) vor. Die längeren Achsen der Mikrohohlräume sind vorwiegend in Wuchsrichtung orientiert und fallen daher bevorzugt im Längsschnitt auf. Im Querschnitt erscheinen sie als Poren. In der zentralen Zone sind diese Poren sehr dicht angelegt, in radialen Skelettelementen der peripheren Zone sind sie seltener. Bei einigen Exemplaren sind keine oder nur wenige, im Durchlicht helle, sparitische Mikrohohlräume vorhanden; statt dessen sind im Gewebe $\approx 0,02$ mm breite, langgestreckte, im Durchlicht dunkle Strukturen (= Striae) erkennbar.

Diskussion: Die vorliegenden Stücke entsprechen gut der von COCKBAIN (1984) detailliert beschriebenen *Stachyodes dendroidea* ETHERIDGE, 1918. Für einige Exemplare würde sich auch die Zuordnung zu *Stachyodes gracilis* LECOMPTE, 1952 oder *Stachyodes gracilis* var. *kuznetskensis* YAVORSKY, 1957 anbieten. Die kritischen Merkmale zur Unterscheidung dieser, von MAY (1993: 45) als stratigraphisch auswertbare Reihe von Unterarten der Spezies *Stachyodes (Stachyodes) dendroidea* bezeichneten Taxa, sind: der Astdurchmesser, der Durchmesser des Zentralkanals sowie die Breite der peripheren Zone. Die Variationsbreite der hier vorliegenden Formen spricht gegen eine zeitabhängige (stratigraphisch auswertbare) Entwicklung dieser Merkmale, die wahrscheinlicher das Produkt individueller Wachstumsprozesse sind.

Verbreitung: *S. dendroidea* wurde zuerst aus dem Frasnium Australiens beschrieben (COCKBAIN 1984). Die ältesten bekannten Vorkommen liegen im unteren Eifelium (Becken von Dinant, Belgien, LECOMPTE 1952). Weitere Beschreibungen von Formen, die *S. dendroidea* zugeordnet werden können,

beziehen sich auf das Mitteldevon bis Frasnium von Europa (rechtsrheinisches Schiefergebirge, Polen, Tschechien) und das Mitteldevon Asiens (Russland, Usbekistan) (MAY 1993). Die hiermit erstmalig in der Eifel nachgewiesene Art wurde vorwiegend in der Dreimühlen- und Rodert-Formation der Hillesheimer und Dollendorfer Mulde gefunden. Ein Exemplar stammt aus der Ermberg-Formation der Blankenheimer Mulde.

Stachyodes spp.

Material: Diverse Handstücke und Dünnschliffe (BSPG 2006 IX 502–504).

Beschreibung: siehe Diskussion.

Diskussion: Es handelt sich um Exemplare, die sich durch ästige Wuchsform in Kombination mit striater Mikrostruktur als Vertreter der Gattung *Stachyodes* zu erkennen geben. Es handelt sich dabei um Stücke, die teils an *Stachyodes paralleloporoides* LECOMPTE, 1952, teils an *Stachyodes caespitosa* LECOMPTE, 1952, teils an *Stachyodes radiata* LECOMPTE, 1952 erinnern. Allen Stücken gemeinsam ist die Vorherrschaft von vertikalen bzw. radialen Skelettelementen über kaum bzw. schwach entwickelte Laminae. Einige Autoren (ZUKALOVA 1971, MAY 1993) verwenden für diese Formen die Untergattung *Stachyodes (Stachyodes)*. Die in Zufallsschnittlagen auftretenden kleinen Bruchstücke ermöglichen es nicht, die Merkmale und morphometrischen Daten genau genug zu erfassen, um sie zuverlässig in gegeneinander abgrenzbare Taxa einzuteilen.

Ordnung Amphiporida RUKHIN, 1938

Familie Amphiporidae RUKHIN, 1938

Gattung *Amphipora* SCHULZ, 1883

Typusart: *Caunopora ramosa* PHILLIPS, 1841

Diagnose: siehe STEARN (1997: 841) und STEARN et al. (1999: 57).

Amphipora ramosa (PHILLIPS, 1841)

Taf. 2, Fig. 4

1952 *Amphipora ramosa* (PHILLIPS, 1841) – LECOMPTE: 325–328, Taf. 67, Fig. 3; Taf. 68, Figs. 1–7.

1968 *Caunopora ramosa* PHILLIPS, 1841 – FLÜGEL & FLÜGEL-KAHLER: 342–348.

1985 *Amphipora ramosa* – BOGOYAVLENSKAYA & KHROMYCH: 48.

1997 *Amphipora ramosa* – STEARN: 845–852, Abb. 1–11.

1999 *Amphipora ramosa* – COOK: 515, Fig. 35A–H.

Material: Mehrere Handstücke und Dünnschliffe mit zahlreichen Individuen (BSPG 2006 IX 482, 499–501).

Äußere Merkmale: Die meisten Exemplare der dünnästig gewachsenen *Coenostea* liegen als Zufallsschnitte (meist annähernd Querschnitte) in massiven Kalksteinen vor. Einige *Coenostea* sind herausgewittert, diese sind bis zu 9 cm lang und gelegentlich dichotom verzweigt.

Innerer Aufbau: Die zylindrischen *Coenostea*-Äste haben 1,7–5,0 mm Durchmesser. Normalerweise besitzen sie einen zentralen 0,2–0,7 mm breiten Kanal mit rundem bis po-

lygonalem Querschnitt. Das Verhältnis des Durchmessers des Zentralkanals zum Gesamtdurchmesser des Coenosteums beträgt 0,11–0,23 (im arithmetischen Mittel [$n=10$] 0,19 mm).

In idealen Querschnitten sind – von innen nach außen – der Zentralkanal, eine Zone mit einem polygonalen Netz amalgamierter Skelettelemente, radiale Skelettelemente und eine abschließende, das Coenosteum umhüllende Membran zu erkennen. Im Normalfall sind die äußeren, zwischen den radialen Skelettelementen und der umhüllenden Membran angelegten Galerien (= Peripheral Vesicles) größer als die inneren Galerien. Im Einzelfall können der Zentralkanal, die radialen Skelettelemente und auch die umhüllende Membran fehlen. Der interne, amalgamierte Skelettbereich kann sehr dicht sein oder auch nur aus locker angeordneten kurzen Mauersegmenten und isolierten Pfeilern bestehen. Die Breite der Skelettelemente beträgt 0,07–0,2 mm, die radialen Skelettelemente können auch etwas breiter (bis 0,3 mm) sein. Die abschließende Membran ist ca. 0,03–0,11 mm dick.

In Längsschnitten zeigen sich teilweise unregelmäßige, teilweise relativ lang durchlaufende (über 2 mm), manchmal etwas gebogene Skelettelemente, die im spitzen Winkel oder annähernd parallel zur Längsachse des Coenosteums orientiert sind. Unter Umständen reichen diese vertikalen Skelettelemente bis zur umhüllenden Membran, in ganz peripheren Positionen stehen sie eher in einem stumpfen Winkel ($\approx 45^\circ$ – 90°) zur Längsachse. Zwischen den vertikalen Skelettelementen sind verbindende oder auch isolierte, nicht einheitlich horizontierte und orientierte Skelettelemente vorhanden.

Die Mikrostruktur der Skelettelemente ist fibrös, d.h. bei den internen Skelettelementen wird eine im Durchlicht dunkle, etwas diffuse Mittelzone von faserig angeordneten Kristalliten umgeben. Der umhüllenden Membran fehlt die Mittelzone. Der fibröse Aufbau der umhüllenden Membran ist im übrigen manchmal sehr deutlich ausgeprägt, manchmal aber nur zu erahnen.

Diskussion: Die vorliegenden Stücke sind mit *Amphipora ramosa* (PHILLIPS, 1841) konspezifisch. STEARN (1997) legt für Art und Gattung einen Neotypus (bzw. eine Reihe von Individuen in einem Gesteinsblock = Neotype Suite) fest, untersucht die Variationsbreite anhand mehrerer solcher Blöcke (= Population) und analysiert die taxonomische Bedeutung der Merkmale. In der Summe führt diese Revision zu einer Reduktion der Gattungen, die von *Amphipora* abgrenzbar sind, und zu einem erweiterten Artkonzept für *Amphipora ramosa*. STEARN (1997) wertet den Astdurchmesser, die Proportion des Zentralkanals (so vorhanden) zum Astdurchmesser und die, bezogen auf den Zentralkanal, nach oben und zur Seite gerichteten Pfeiler als die zur Artabgrenzung geeignetsten Kriterien. Das in der Eifel gesammelte Material entspricht sehr gut den Neotypen. Einige Coenostea könnten streng genommen auch *Amphipora angusta* LECOMPTE, 1952 zugeordnet werden. Dieser Art fehlt meistens der Zentralkanal und sie besitzt verglichen mit *A. ramosa* geringere Astdurchmesser. Allerdings halte ich die Argumentation von STEARN (1997: 839) für plausibel, dass *Amphipora* opportunistisch in monospezifischen Gemeinschaften auftritt. Bei dünneren Ästen handelt es sich daher wahrscheinlich eher um verkümmerte Individuen (cf. STEARN 1997: 852) oder um juvenile Formen (siehe unten).

Ontogenetische Aspekte: STEARN (1997: Abb. 2) rekonstruiert *A. ramosa* mit konstantem Durchmesser. Er

vermutet, dass an der Basis ein schwach ausgebildetes „Wurzelsystem“ vorhanden war, und dass das lebende Gewebe auf die Spitze (Growing Tip) des Coenosteums beschränkt war. Die faktische Begründung für diese Rekonstruktion, das Fehlen von konischen Ästen, ist mittlerweile fragwürdig geworden, da HLADIL (2003: Abb. 1) konische Frühstadien von *A. ramosa* dokumentiert. Die Phase der Aufweitung des Coenosteums ist allerdings sehr kurz und beträgt nach HLADIL (2003, 2007) nur etwas mehr als 0,5 mm, die Anheftungsfläche (= Bottom Disc) ist nur etwa 0,2 mm breit. Es ist daher schwer vorstellbar, dass sich längere Coenostea mit so kleiner Basis stabil im Sediment verankern konnten. HLADIL (2003) vermutet aus diesem und anderen Gründen, dass Gasblasen im oberen Teil des Organismus eine aufrechte Position ermöglichten.

In zwei der hier vorliegenden Dünnschliffe treten zusammen mit *A. ramosa* rundliche, längliche und sackartig längliche Strukturen mit $\approx 0,2$ – $1,7$ mm Durchmesser und $0,02$ – $0,05$ mm Wandstärke auf, die meines Erachtens ontogenetische Frühstadien von *A. ramosa* repräsentieren. Gerade bei den kleineren Strukturen ist es natürlich nicht möglich, diese zuverlässig von anderen Organismen, wie tubularen Algen (z.B. *Issinella*) und Calcisphaeren, zu unterscheiden. Insgesamt liegt aber ein *A. ramosa* zuordenbares Spektrum von Quer- und Längsschnitten vor, die verglichen mit Adultstadien vereinfachte interne Skelettmuster aufweisen. Erst ab 1,7 mm Durchmesser stellen sich die für *A. ramosa* typischen Skelettmuster ein.

Verbreitung: Auch wenn manche als *A. ramosa* bezeichneten Vorkommen auf approximativen Artkonzepten beruhen, ist die Art in mitteldevonischen Schelfmeeren niederer Breiten weltweit verbreitet, kommt aber auch im Oberdevon vor. *A. ramosa* ist aus verschiedenen Formationen der Eifel seit langer Zeit bekannt (u.a. SCHULZ 1883) und tritt im unteren Givetium teilweise gesteinsbildend in allen hier untersuchten Mulden auf.

Gattung *Vacuustroma* HUNG & MISTIAEN, 1997

Typusart: *Vacuustroma michelini* HUNG & MISTIAEN, 1997.

Diagnose: siehe HUNG & MISTIAEN (1997) und STEARN et al. (1999: 58).

Vacuustroma sp.

Taf. 16, Fig. 4

cf. 1997 *Vacuustroma* sp. A HUNG & MISTIAEN: 200, Fig. 6a, b, Fig. 8.8–8.9.

Material: BSPG 2006 IX 459–471.

Beschreibung: Es handelt sich um ästige Coenostea mit Zentralkanal. Der Astdurchmesser beträgt 0,8–1,7 mm, der Zentralkanal misst $(0,21)$ – $0,40$ – $0,69$ mm. Das Verhältnis des Durchmessers des Zentralkanals zum Gesamtdurchmesser des Coenosteums beträgt 0,29–0,46 (im arithmetischen Mittel [$n=12$] 0,36).

Im Querschnitt sind die amalgamierten, 0,06–0,11 mm breiten Skelettelemente eher radial orientiert. Sie umschließen rundliche Galerien von $\approx 0,1$ – $0,2$ mm Durchmesser. An der Peripherie gehen die Skelettelemente in eine durchgehende äußere Begrenzung des Coenosteums über.

Im Längsschnitt divergieren die meisten Skelettelemente nach oben und außen. Es gibt aber auch verbindende, quer orientierte Skelettelemente. Die Galerien sind tendenziell oval bis langgestreckt.

Die Mikrostruktur der Skelettelemente ist meist nur undeutlich zu erkennen und besteht aus $\approx 0,01$ – $0,02$ mm großen Zellulenen. Vielfach scheinen die Achsen der Skelettelemente eine schlecht definierte, im Durchlicht helle Mittelzone zu besitzen.

Diskussion: Die Skelettstruktur der vorliegenden Coenostea ist grob betrachtet mit *Amphipora ramosa* vergleichbar. Die Dimensionen, insbesondere das Verhältnis Zentralkanal/Astdurchmesser sind aber abweichend. Außerdem verändern sich, bei den hier beschriebenen Stücken, die Galerien nicht in Abhängigkeit von der Position im Coenosteam (d.h. es gibt keine peripheren Vesikel). Der auffälligste Unterschied besteht in der Mikrostruktur, die abweichend von *Amphipora* nicht fibrös ist. Insgesamt sprechen die Skelettmerkmale für die Gattung *Vacuustroma* HUNG & MISTIAEN, 1997, die nach der Diagnose von STEARN et al. (1999: 58) Formen mit der Skelettstruktur von *Amphipora*, aber vakuolater Mikrostruktur umfasst. Auf Artebene sind die vorliegenden Stücke mit den von HUNG & MISTIAEN (1997) aus dem Emsium Vietnams beschriebenen *Vacuustroma* sp. A vergleichbar. Die Abmessungen des Zentralkanals stimmen aber nicht überein (0,25–0,35 mm bei *Vacuustroma* sp. A und (0,21)–0,40–0,69 mm bei der hier vorliegenden *Vacuustroma* sp.). Trotz der relativ zahlreichen Coenostea (etwa 15) reicht das bruchstückhaft überlieferte Material zur Beschreibung einer neuen Art nicht aus.

Kritisch bemerkt lässt sich *Vacuustroma* aufgrund mikrostruktureller Merkmale zwar gut von *Amphipora* abgrenzen, die Beziehung zu *Stachyodes* ist aber nicht ganz eindeutig. Nach meiner Einschätzung ist die Mikrostruktur der Typusart von *Vacuustroma* (*V. michelini* HUNG & MISTIAEN, 1997: Fig.7.1–7.7) jener der Internzone von *Stachyodes dendroidea* ETHERIDGE, 1918 durchaus vergleichbar. Nun ist *S. dendroidea* nicht unbedingt ein typischer Vertreter von *Stachyodes*, unter morphologischen Gesichtspunkten steht die Art aber näher bei *Stachyodes* als bei *Amphipora* und sollte daher nicht

Vacuustroma zugeordnet werden. Aus dieser Perspektive sind die Gattungskonzepte von *Vacuustroma* bezogen auf die Abgrenzung zu *Stachyodes* sowohl in STEARN et al. (1999) als auch in HUNG & MISTIAEN (1997) unbefriedigend gefasst. Da das Typmaterial von *Stachyodes* nicht auffindbar ist (cf. STEARN et al. 1999: 56), bleibt die wünschenswerte Konkretisierung der mikrostrukturellen Eigenschaften von *Stachyodes* mit interpretativem Spielraum verbunden.

Verbreitung: Sämtliche *Vacuustroma* sp. zuordenbare Exemplare wurden an verschiedenen Lokalitäten in der Dreimühlen-Formation der Hillesheimer Mulde gefunden.

4. Stromatoporen-Vergesellschaftungen: Artenspektrum und Paläoökologie

Die zeitliche und räumliche Verteilung der Stromatoporen-Taxa im Arbeitsgebiet streut nicht statistisch, sondern bildet mehr oder weniger deutlich betonte Häufungen bestimmter Taxa ab. Die meisten dieser Arten haben eine stratigraphische und paläogeographische Reichweite, die deutlich breiter gefächert ist als der in der Eifel betrachtete Ausschnitt. Es ist daher gerechtfertigt anzunehmen, dass die beobachteten Verteilungsmuster Vergesellschaftungen von Stromatoporen repräsentieren, die von anderswo einwanderten und dass die taxonomische Zusammensetzung dieser Vergesellschaftungen vorwiegend von den faziellen Gegebenheiten kontrolliert wird. Ergänzend zu den bereits dargelegten Charakteristiken des Ablagerungsraumes werden im Folgenden nach taxonomischen Kriterien Stromatoporen-Vergesellschaftungen definiert und unter paläoökologischen Aspekten analysiert.

4.1 *Salairrella buecheliensis*-*Stromatopora huepschii*-Stromatoporen-Vergesellschaftung (SV 1)

Außer *S. buecheliensis* und *S. huepschii* ist auch *Pseudotruperostroma cellulolum* mehr oder weniger konstant und

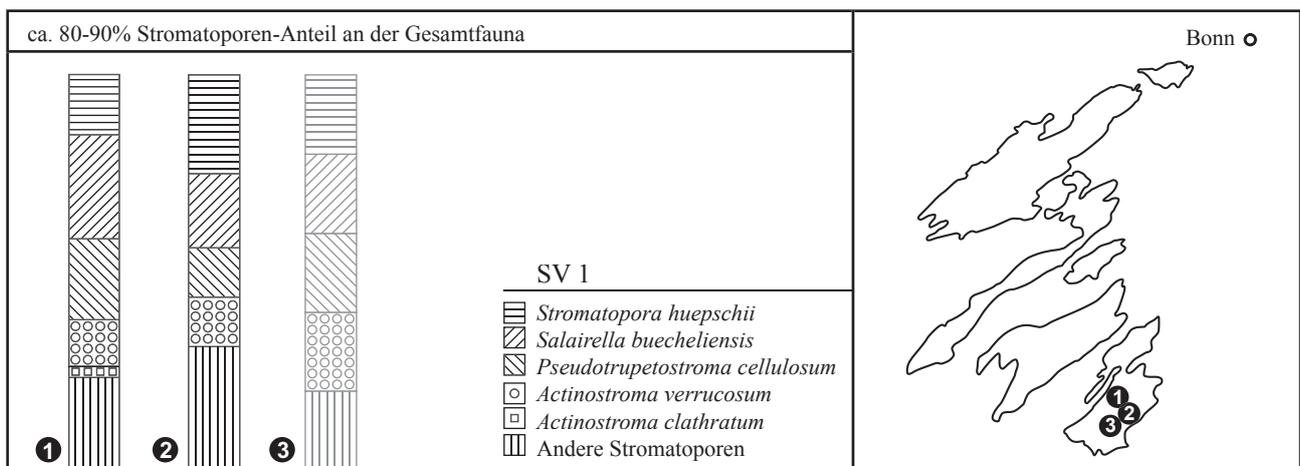


Abbildung 13: *Salairrella buecheliensis*-*Stromatopora huepschii*-Stromatoporen-Vergesellschaftung (SV 1); Lokalität 1: Steinbruch Meerbüsch, Dreimühlen-Formation, Hillesheimer Mulde; Lokalität 2: Gebiet Staatsforst Rodert, Dreimühlen-Formation, Hillesheimer Mulde; Lokalität 3: Ko-Berg, Dreimühlen-Formation, Hillesheimer Mulde – (Am Ko-Berg wurden aufgrund der schlechten Aufschlussverhältnisse nur 5 Stromatoporen gesammelt).

häufig vorhanden (s.a. Abb. 13). In unterschiedlichem Umfang treten weitere Arten, z.B. *Actinostroma verrucosum*, *Actinostroma stellulatum*, *Actinostroma clathratum*, *Clathrocoilona obliterata*, *Synthetostroma actinostromoides* und *Stictostroma laminatum* auf. Zusätzlich sind mit *Actinostroma perspicuum*, *Atelodictyon fallax*, *Neosyringostroma cf. logansportense* und *Salairella adleri* noch sehr seltene Taxa vorhanden, die im Gesamtspektrum der gefundenen Stromatoporen nur mit einem oder maximal drei Exemplaren nachgewiesen sind. Neben Stromatoporen mit massiver Wuchsform treten mit *Idiostroma fililaminatum*, *Stachyodes dendroidea*, *Stachyodes* spp., *Vacuustroma* sp. und *Amphipora ramosa* auch Stromatoporen mit ästiger Wuchsform auf. Alle ästigen Stromatoporen liegen umgelagert vor und sind zumindest teilweise eingeschwemmt. *Idiostroma fililaminatum* und *Vacuustroma* sp. zeigen allerdings bezogen auf die *Salairella buecheliensis* – *Stromatopora huepschii* SV ein Häufigkeitsmaximum und gedeihen nach aller Wahrscheinlichkeit im gleichen Habitat. Der Stromatoporen-Anteil an der Gesamtfauuna beträgt etwa 80–90 %. Weitere Riffbildner sind Tabulate (z.B. *Heliolites porosus*, *Calipora battersbyi*, *Alveolites (Tetralites) praetenuisimus*, *Squamaeoalveolites* sp., Thamnoporiden, Auloporiden), Chaetetiden (*Raphidopora* sp.), koloniale (*Cyathophyllum* sp.) und solitäre Rugose (z.B. *Mesophyllum [Cystiphyllodes]* sp.). Bei den zentralen Arten dieser Stromatoporen-Vergesellschaftung (= *S. buecheliensis*, *S. huepschii*) sind *Syringopora*-Kommensalen sehr häufig und mit etwas abnehmender Regelmäßigkeit kommen *Syringopora*-Kommensalen auch bei *P. cellulatum* und *S. laminatum* vor. Mit *Syringopora expansa* Maurer, 1885 und *Syringopora bladili* MAY, 2005 treten zumindest zwei unterschiedliche Arten auf. Insgesamt etwas häufiger ist *Syringopora expansa*. Abgesehen davon, dass *Syringopora* sowieso auf wenige Taxa des Stromatoporen-Spektrums beschränkt ist, drängt sich keine Präferenz einer der beiden *Syringopora*-Arten für eine bestimmte Stromatoporen-Art auf.

Bezogen auf die weiter oben gegebene, allgemeine Beschreibung von Stromatoporen-Biostromen, enthält die *Salairella buecheliensis*-*Stromatopora huepschii*-SV tendenziell die größten Coenostea (bis 90 cm laterale Ausdehnung).

Lithologisch handelt es sich überwiegend um Rudstones mit Wacke- bis Packstone-Matrix. Ein variabler Anteil (bis etwa 25 %) der vorhandenen Riffbildner ist in situ überliefert. Im Detail (Anschliffe, Dünnschliffe) stehen die Skelette der Riffbildner-Individuen teilweise auf komplexe Weise mit Nachbarindividuen in Beziehung (wechselseitiges Inkrustieren, Überwachsen verschiedener Individuen durch eine Stromatopore), das Gefüge hat daher auch eine Boundstone-Komponente. Die auftretende Stratifizierung erfolgt in unterschiedlichen Abständen durch millimeter- bis zentimeterdünne Pack-, Grain- und Rudstone-Lagen. Diese enthalten Fragmente von ästigen Stromatoporen (*Vacuustroma* sp., *Stachyodes* spp., *Amphipora ramosa*), kleine Fragmente massiver Stromatoporen, Trochiten, Fragmente von Algen (tubulare Algen und *Pseudopalaeoporella*) und andere skeletale Komponenten. Die Grainstone-Lagen führen zusätzlich auch Cortoide und Pelloide. Da Fragmente massiver Stromatoporen in den anderen Stromatoporen-Vergesellschaftungen eher nicht auftreten, sind diese Komponenten von besonderem Interesse. Es handelt sich um bis etwa 1 cm große, unregelmäßige und nicht zugerundete Klaster. Obwohl diese Fragmente wahrscheinlich von besonderen Schwächezonen (? Fragmente von Ragged Margins) der *Coenostea* abgebrochen sind (cf. KERSHAW & BRUNTON 1999), zeugen sie doch von episodisch erhöhter Wasserenergie. Die auch aus dem vorherrschenden Rudstone-Gefüge ableitbare Sturmbeeinflussung wirkt unter diesem Aspekt intensiver als bei den anderen Stromatoporen-Vergesellschaftungen.

Die *Salairella buecheliensis*-*Stromatopora huepschii*-SV tritt im Steinbruch Meerbüsch sowie am Fundpunkt Ko-Berg auf und lässt sich besonders im Gebiet Staatsforst Rodert in Form einer natürlichen Geländekante über mehrere 100 Meter verfolgen. Die an verschiedenen Stellen entnommenen 5–20 Exemplare (insgesamt ca. 100 Stromatoporen) ergeben jeweils für sich und bezogen auf den gesamten Datensatz eine ziemlich homogene taxonomische Zusammensetzung. Da alle drei Aufschlüsse einem eng begrenzten stratigraphischen und geographischen Bereich angehören (Dreimühlen-Formation der Hillesheimer Mulde), ist es wahrscheinlich, dass die mehrere Meter mächtigen Biostrome (im Steinbruch Meerbüsch

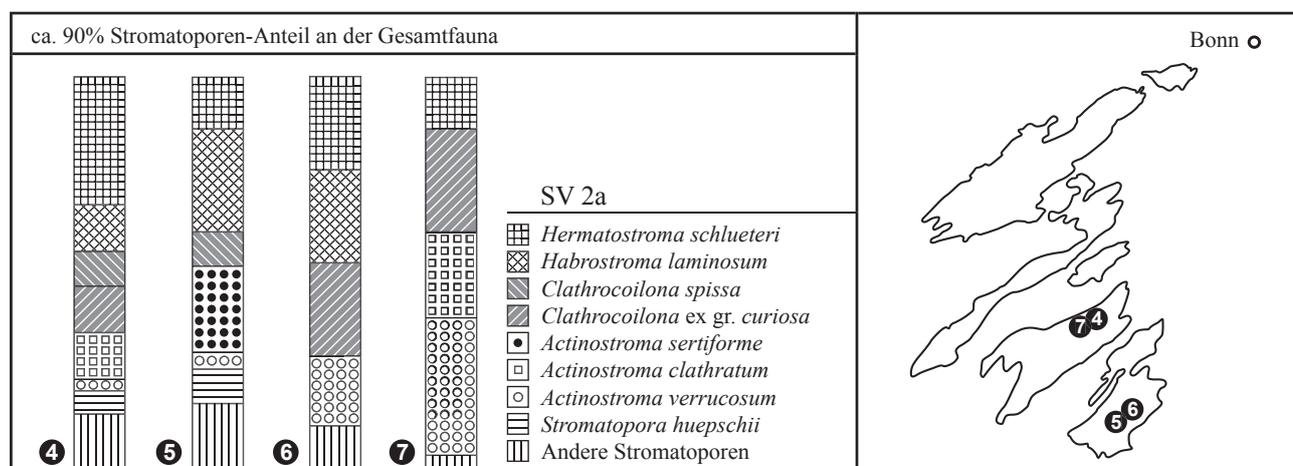


Abbildung 14: *Hermatostroma schlueteri* führende Stromatoporen-Vergesellschaftung (SV 2a); Lokalität 4: Steinbruch Fuchsloch, Rodert-Formation, Dollendorfer Mulde; Lokalität 5: An der Ley, Rodert-Formation, Hillesheimer Mulde; Lokalität 6: Cistercienser-Steinbruch, Rodert-Formation, Hillesheimer Mulde; Lokalität 7: Steinbruch Höneberg, Rodert-Formation, Dollendorfer Mulde.

ca. 8 m) der *Salairella buecheliensis-Stromatopora huepschii*-SV in ziemlich kontinuierlicher Form eine erhebliche laterale Ausdehnung (>1 qkm) erreichen.

4.2 Stromatoporen-Vergesellschaftungen 2a–d

Die SV 2a–d werden auf einer niederen hierarchischen Ebene voneinander unterschieden, da sie nicht ausschließlich am Auftreten einiger besonderer Taxa orientiert sind. Viele Vorkommen werden zwar tatsächlich von einem oder einigen wenigen Taxa dominiert. Das sich wiederholende Spektrum der beteiligten Stromatoporen-Arten legt aus faunistischer Sicht aber eine etwas engere Bindung nahe. Von der *Salairella buecheliensis-Stromatopora huepschii*-SV unterscheiden sich die SV 2a–d hingegen deutlich. Nur 4 der insgesamt ca. 400 Exemplare der SV 2a–d sind mit *Stromatopora huepschii* einer der zentralen Arten der *Salairella buecheliensis-Stromatopora huepschii*-SV zuzuordnen. Einige wichtige Arten der SV 2a–d, z.B. *Habrostroma laminosum*, *Hermatostroma schlueteri*, *Clathrocoilona* ex gr. *curiosa* (= *Clathrocoilona curiosa*, *Clathrocoilona crassitexta* und *Clathrocoilona* cf. *damnoniensis*) sind nur innerhalb der SV 2a–d nachgewiesen. *Clathrocoilona spissa* ist in der SV 1 extrem selten. *Gerronostroma batschense*, *Stictostroma saginatum* und *Hermatoporella maillieui* sind zwar insgesamt sehr selten, deren Vorkommen scheint aber ebenfalls an die SV 2a–d gebunden. Mit *Actinostroma clathratum*, *Actinostroma verrucosum*, *Synthetostroma actinostromoides*, *Stictostroma laminatum* und *Pseudotruperostroma cellulolum* gibt es auch Durchläuferarten, bei denen lediglich der Verbreitungsschwerpunkt variieren kann. Obwohl innerhalb der Vorkommen der SV 2a–d die vierfache Individuenzahl untersucht wurde, ist die Artenzahl verglichen mit der SV 1 etwas niedriger. Durch die in den jeweiligen Vorkommen vorhandene Dominanz einzelner Stromatoporen-Arten ist die Diversität zusätzlich herabgesetzt. Kommensalismus mit *Syringopora*-Arten tritt kaum auf (3 der ca. 400 Exemplaren), während die insgesamt etwas selteneren Verwachsungen mit

„Wurm“-Röhren (?*Chaetosalpinx*, *Torquaysalpinx*, *Spirorbis*, *Trypanopora*) verglichen mit Individuen der SV 1 häufiger auftreten. Der Nachweis *Entobia*-artiger Anbohrungen ist auf die SV 2a–d beschränkt.

4.2.1 *Hermatostroma schlueteri* führende Stromatoporen-Vergesellschaftung (SV 2a)

Annähernd von *Hermatostroma schlueteri* dominiert wird diese Stromatoporen-Vergesellschaftung nur an einer Lokalität (= Steinbruch Fuchsloch). Insgesamt liegen aber immerhin 4 Vorkommen vor, bei denen *Hermatostroma schlueteri* einen mehr oder weniger signifikanten Anteil an der Stromatoporen-Fauna stellt (Abb. 14). Außer *Hermatostroma schlueteri* treten mit einiger Konstanz auch *Actinostroma clathratum*, *Actinostroma verrucosum*, *Habrostroma laminosum*, *Clathrocoilona spissa*, *Clathrocoilona* ex gr. *curiosa* und in zwei Vorkommen auch wenige Exemplare der für die SV 1 kritischen Art *Stromatopora huepschii* auf. Der Stromatoporen-Anteil an der Gesam fauna ist generell hoch und überschreitet gelegentlich sogar 90 %. Weitere Rifffbildner sind Tabulate (z.B. *Alveolites* ex gr. *suborbicularis*, *Pachyfavosites*, *Caliapora battersbyi*, Thamnoporiden, Auloporiden), sehr seltene und kleinwüchsige koloniale (*Argutastrea*) und häufige solitäre Rugose (z.B. *Grypophyllum denckmanni*).

Es handelt sich um Rudstones mit untergeordnet (10–25 %) vorhandenen autochthonen Faunenelementen. Lithologisch entsprechen die Vorkommen nahezu der SV 1. Bezogen auf die Maximalwerte und auch durchschnittlich gesehen sind die Coenostea aber kleiner. Gelegentlich eingeschaltete Sedimentlagen bestehen aus *Amphipora ramosa*-Rudstones oder Wacke- bis Floatstones mit kleinen Schalenfragmenten (vermutlich meist Fragmente von *Stringocephalus* oder *Bornhardtina*) und wenigen Fragmenten von *Amphipora ramosa*.

Morphologisch handelt es sich um zwischen einen bis mehrere Meter mächtige Biostrome. Die Vorkommen befinden sich in der Rodert-Formation der Dollendorfer und Hillesheimer Mulde. Aufgrund der relativ großen Entfernung und der ge-

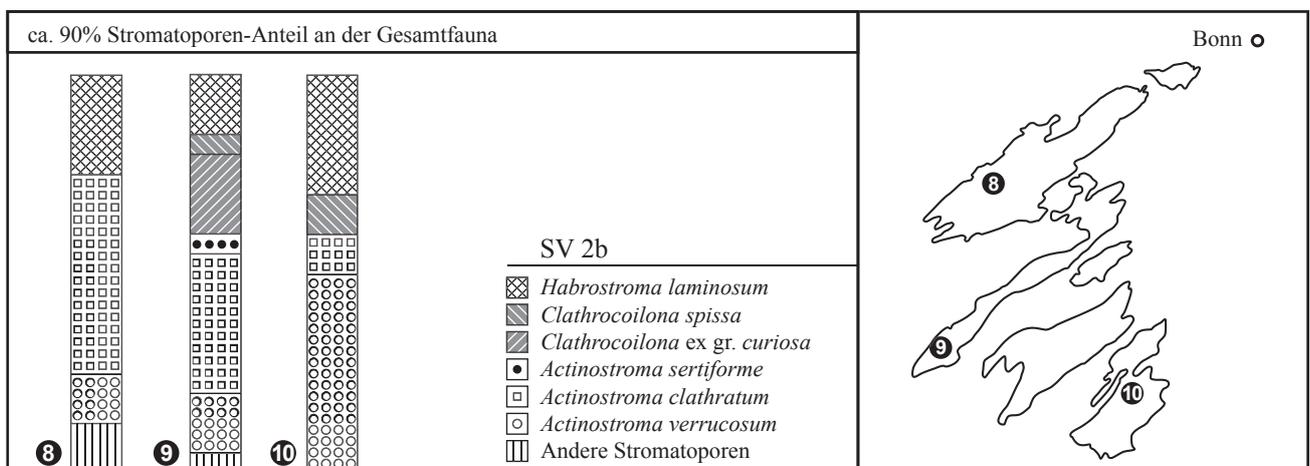


Abbildung 15: *Actinostroma* spp.-*Habrostroma laminosum*-Stromatoporen-Vergesellschaftung (SV 2b); Lokalität 8: Steinbruch Ermberg, Ermberg-Formation, Blankenheimer Mulde; Lokalität 9: Steinbruch Winter & Weiss – oberes Biostrom, Cürten-Formation (Scheid-Member), Sötenicher Mulde; Lokalität 10: Steinbruch „Korea“, Loogh-Formation, Hillesheimer Mulde.

ringen Aufschlussdichte lässt sich die tatsächliche Ausdehnung der Biostrome nicht kartieren. Allein aus der Mächtigkeit der Biostrome geschlossen und in Analogie zu den Biostromen der SV 1 ist es zumindest nicht unwahrscheinlich, dass Biostromkomplexe der SV 2a erhebliche Teile des Meeresbodens (mehrere qkm) bedeckten.

4.2.2 *Actinostroma* spp.-*Habrostroma laminosum*-Stromatoporen-Vergesellschaftung (SV 2b)

Verglichen mit der SV 2a lässt die SV 2b eine weiter verminderte Diversität erkennen. Teils beruht dies auf einer tatsächlich verminderten Artenzahl pro Vorkommen, teils lässt sich dies aus der betonteren Dominanz von *Actinostroma verrucosum* und *Actinostroma clathratum* ableiten (s.a. Abb. 15). Da die *Actinostroma*-Arten häufig auch größere Coenostea besitzen als die übrigen Arten (z.B. *Habrostroma laminosum*), ist die Dominanz bezogen auf den Volumenanteil noch weit ausgeprägter.

Sofern die SV 2b in Form von Biostromen auftritt, lässt sich lithologisch und morphologisch kein wesentlicher Unterschied zur SV 2a feststellen. Außerdem tritt die SV 2b auch in Form von Fleckenriffen bzw. lockeren Stromatoporen-Rasen auf. In Abb. 15 nicht aufgeführt, aber dennoch erwähnenswert, sind eine ganze Reihe von Vorkommen, die aus nur einem oder einer sehr geringen Anzahl von Coenostea bestehen, die fast ausschließlich *Actinostroma verrucosum* und/oder *Actinostroma clathratum* zuzuordnen sind.

4.2.3 *Habrostroma laminosum* „dominierte“ Stromatoporen-Vergesellschaftung (SV 2c)

Außer der insgesamt betrachtet häufigsten Stromatoporen-Art *Habrostroma laminosum* kommt auch *Clathrocoilon*

spissa konstant und relativ häufig vor. Weiterhin und in abnehmender Häufigkeit treten untergeordnet z.B. *Clathrocoilon* ex gr. *curiosa*, *Pseudotrurpetostroma cellulosum* und *Actinostroma verrucosum* auf (Abb. 16). Verglichen mit SV 2a ist auch bei SV 2c die Artenzahl und Diversität reduziert. Im Gegensatz zu SV 2b ist die Dominanz aber statt zu *Actinostroma* spp. zu *Habrostroma laminosum* verschoben. Der Stromatoporen-Anteil an der Gesamtfaua erreicht in begrenzten Sektoren über 60 %, tendenziell sind die Vorkommen aber korallendominiert und der Stromatoporen-Anteil kann auf 1–5 % sinken. Unter den Rugosen sind phaceloide Formen (z.B. *Disphyllum*) und cerioide Formen (vor allem *Argutaastrea quadrigemina*) besonders hervorzuheben, es treten aber auch solitäre Formen (z.B. *Hunanophrentis looghiense*, *Glossophyllum soeticum* und *Mesophyllum [Cystiphyllus]*) auf. Unter den Tabulaten sind Thamnoporidae (z.B. *Thamnopora cervicornis*, *Thamnopora irregularis*, *Celechopora devonica* und *Pachyfavosites polymorphus*) häufig. Weiterhin und lokal dominierend sind aber auch Alveolitide (z.B. *Alveolites [Alveolitella] fecundus*), *Scoliopora* und zahlreiche Auloporidae (z.B. *Aulopora*, *Roemerolites*, *Mastopora*, *Remesia*) vorhanden.

Lithologisch handelt es sich nur zum Teil um Rudstones bis Floatstones, manche der Riffbildner sind in situ und selbst ästige Formen sind teilweise noch in zusammenhängenden Kolonien überliefert (= Bafflestones). Da andererseits auch relativ große Kolonien von *Argutaastrea quadrigemina* umgestürzt sein können, ergeben diese Vorkommen hinsichtlich der Wasserenergie und der Überlieferungsgeschichte ein sehr gemischtes Bild.

Morphologisch handelt es sich um Riffrazen und biostromale Strukturen von maximal 1–2 Meter Mächtigkeit. Da sich die Biostrome auch in dicht benachbarten Aufschlüssen nicht korrelieren lassen, handelt es sich wohl um fleckhaft verbreitete und räumlich ziemlich begrenzte Strukturen (vermutlich <500 qm und weniger).

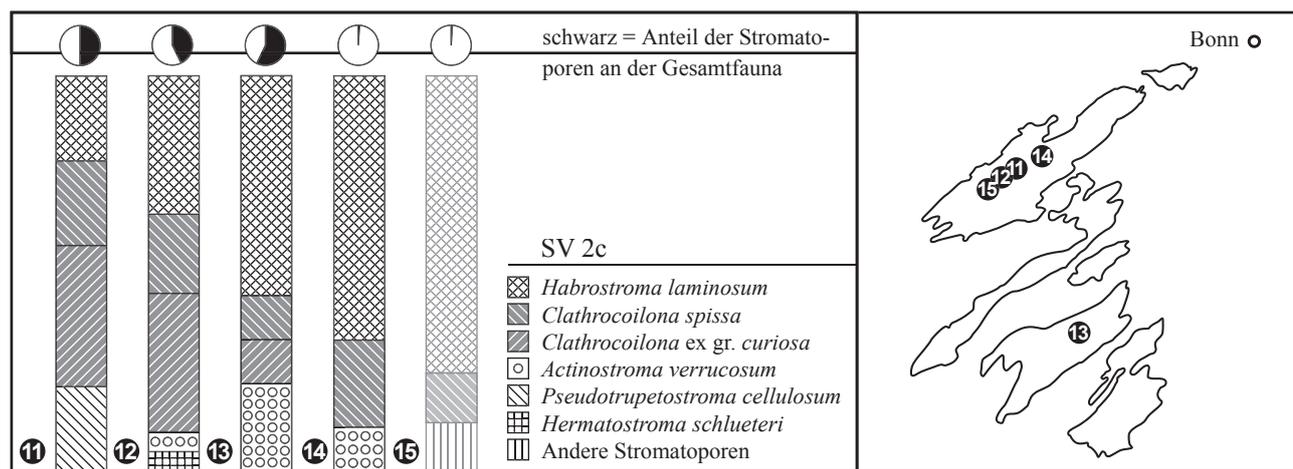


Abbildung 16: *Habrostroma laminosum* „dominierte“ Stromatoporen-Vergesellschaftung (SV 2c); Lokalität 11: Neuer Weg – unteres Biostrom, Spickberg-Formation, Sötenicher Mulde; Lokalität 12: Neuer Weg – oberes Biostrom, Spickberg-Formation, Sötenicher Mulde; Lokalität 13: E der Leienberg, Dreimühlen-Formation, Dollendorfer Mulde; Lokalität 14: Steinbruch Keldenich, Rodert-Formation, Sötenicher Mulde; Lokalität 15: Sötenicher Gemeindesteinbruch, Cürten-Formation (Scheid-Member), Sötenicher Mulde (bei Lokalität 15 handelt es sich um eine Abfolge von mehreren, geringmächtigen, stark korallendominierten biostromalen Bildungen in denen Stromatoporen nur akzessorisch vorkommen; die wenigen Stromatoporen [7 Exemplare] wurden auch im Schutt gefunden und können nur unter weiter Auslegung des Begriffs als Vergesellschaftung bezeichnet werden).

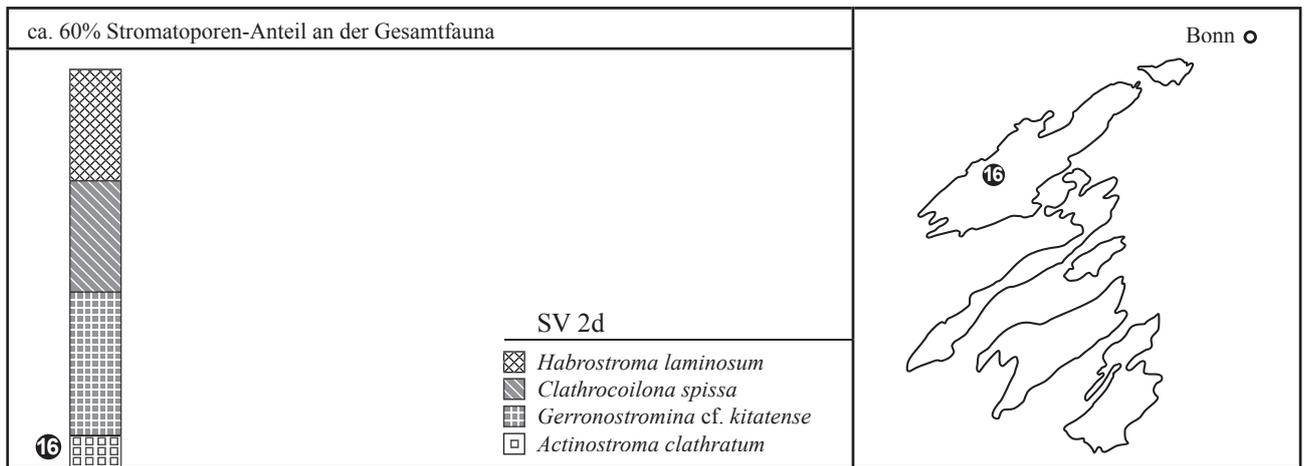


Abbildung 17: *Gerronostromina cf. kitatense* „dominierte“ Stromatoporen-Vergesellschaftung (SV 2d); Lokalität 16: Steinbruch Winter & Weiss – unteres Biostrom, Cürten-Formation (Zilkens-Member), Sötenicher Mulde.

4.2.4 *Gerronostromina cf. kitatense* „dominierte“ Stromatoporen-Vergesellschaftung (SV 2d)

Es handelt sich um ein 1,80 m mächtiges Biostrom. Der Stromatoporen-Anteil beträgt ca. 60 %. Lithologisch, morphologisch und auch die Faunenzusammensetzung (Stromatoporen und andere Riffbildner) betreffend ist dieses Vorkommen durchaus mit der SV 2c vergleichbar (Abb. 17). Auffällig ist allerdings die Häufung der Stromatoporen-Art *Gerronostromina cf. kitatense*.

4.3 Der Einfluss von Umweltgradienten auf die Stromatoporen-Verteilung

Unter der Voraussetzung reduzierter Sedimentbelastung kommen Stromatoporen in einem faziellen Kontext vor, der die Fazieszonen 1 und 2 umfasst (s.a. Kapitel 2.2.3). Bei den beschriebenen Stromatoporen-Vergesellschaftungen kann es sich um sehr verschiedenartige Vorkommen handeln, von denen einige auch unter lithofaziellen Aspekten deutlich voneinander abweichen. Bei den eigentlichen Stromatoporen-Biostromen sind solche Unterschiede (auch im Kontext unterschiedlicher Fazieszonen) zumindest als unauffällig zu bezeichnen. Die semiquantitativ definierten Stromatoporen-Vergesellschaftungen sind in diesem Zusammenhang sehr effiziente Milieuindikatoren. Die taxonomische Zusammensetzung reagiert dabei besonders empfindlich auf Wassertiefe, Zirkulation und Nährstoffbudget. Diese drei Parameter bilden einen Faktorenkomplex, der primär durch die Konfiguration des Ablagerungsraumes (= epikontinentale Rampe) kontrolliert wird. Dynamische Prozesse, wie z.B. Modulationen des terrigenen Eintrags, des Meeresspiegels oder die aktive Karbonatproduktion und entsprechend progredierende Faziesmuster, haben kurz- und längerfristige Auswirkungen auf die Wassertiefe und das Relief und beeinflussen damit die gleichen Parameter (s.a. Kapitel 2.3). Da Stromatoporen-Vergesellschaftungen unter Veränderung der taxonomischen Zusammensetzung Fazieszonen-übergreifend auftreten, sind sie besonders

geeignet, die Umweltgradienten innerhalb des gesamten Ablagerungssystems zu präzisieren. Um die interessanteste Deutungsmöglichkeit vorab zu skizzieren, unterscheidet sich das Artenspektrum der sehr flachen, lagunär restrikten Fazieszone 2 ziemlich deutlich von jenem der tendenziell tieferen, terrigen beeinflussten Fazieszone 1. Innerhalb der Fazieszone 2 führen, einem distal-proximal Trend folgend, die graduell zunehmend restrikten Verhältnisse zu einer anscheinend ebenfalls graduell verlaufenden Verarmung des Artenspektrums. Innerhalb der Fazieszone 1 sind die Benthos-Gemeinschaften entweder korallendominiert und enthalten nur wenige speziell angepasste Stromatoporen-Arten oder es bilden sich die im Bezugsrahmen artenreichsten Stromatoporen-Biostrome. Die beobachtbare Polarität kann mit dem Nährstoffregime in Verbindung gebracht werden, das entweder zu moderat oligotrophen oder zu ausgeprägt mesotrophen Verhältnissen tendiert. Übergangsformen zwischen diesen Extremen sind praktisch nicht vorhanden. Durch Überlappung des Artenspektrums sind hingegen Übergangsformen zwischen restrikten und mesotrophen Rahmenbedingungen gut dokumentiert. Dieses Phänomen kann ebenfalls mit einem distal – proximal Trend in Verbindung gebracht werden, da bei verminderter Zirkulation und entsprechend längeren Verweilzeiten der Wasserkörper zu alterierter Qualität neigt und außer restrikten Situationen auch Nährstoffüberschuss-Situationen begünstigt sein können (vgl. Abb. 18).

4.4 Vergleichende Interpretation der Stromatoporen-Vergesellschaftungen

SV 1 – Das fazielle Umfeld der *Salairella buecheliensis*-*Stromatopora huepschii*-SV ist der Fazieszone 1 zuzuordnen. Bezogen auf die allgemeinen Rahmenbedingungen handelt es sich um die südlicheren bzw. die distaleren Bereiche des Untersuchungsgebietes, die im Hinblick auf die Wassertiefe und den möglichen Akkomodationsraum das maximale Potential aufweisen. Die eustatische Entwicklung des Meeresspiegels in dem der stratigraphischen Position (= Dreimühlen-Fm.)

entsprechenden Zeitraum zeigt eine stabile bis sinkende Tendenz. Da dennoch mehrere Meter mächtige Stromatoporen-Biostrome entstehen, muss eine ausreichende Wassertiefe vorausgesetzt werden. Ähnlich mächtige Biostrome anderer Stromatoporen-Vergesellschaftungen bilden sich ansonsten nur bei steigender Tendenz des Meeresspiegels. Es kann daher davon ausgegangen werden, dass die SV 1 in vergleichsweise tieferem Wasser angesiedelt ist. Aufgrund der Präsenz von Algen, insbesondere *Pseudopalaeoporella*, überschreitet die Wassertiefe allerdings nicht den Einflussbereich der photischen Zone. Analog zur großen Mehrheit der Faziestypen der Fazieszone 1 entspricht das hydrodynamische Regime den Bedingungen im mittleren Rampenbereich und wird bei Stürmen durchaus noch von grundberührendem Wellengang erfasst. Die *Salairella buecheliensis-Stromatopora huepschii*-SV ist die artenreichste Stromatoporen-Vergesellschaftung; kommensalische Beziehungen mit *Syringopora* sind häufig, zudem finden sich hier die größten Coenostea. Im Bezugsrahmen ist damit das komplexeste Ökosystem verwirklicht. Aus der Komplexität lässt sich auf die Stabilität der Umweltvariablen schließen, die den optimalen Bedingungen für paläozoische Stromatoporen (= Low Stress Environments sensu KERSHAW 1998: 533) am nächsten kommen.

SV 2a/b – Die *Hermatostroma schlueteri*-führende (= SV 2a) und die *Actinostroma* spp.-*Habrostroma laminosum*-Vergesellschaftung (= SV 2b) treten im faziellen Kontext der Fazieszone 2 auf. Das verglichen mit der *Salairella buecheliensis-Stromatopora huepschii*-SV veränderte, insgesamt etwas reduzierte bzw. im Fall der SV 2b auch sehr deutlich reduzierte

Artenspektrum steht im Einklang mit den tendenziell instabilen Milieuparametern der lagunären Fazieszone 2. Insgesamt instabile Umweltbedingungen sind auch an den vergleichsweise häufigen *Entobia*-artigen Anbohrungen zu erkennen, die wahrscheinlich vorwiegend in abgestorbenen oder zumindest partiell abgestorbenen Stromatoporen-Skeletten angelegt sind (cf. KERSHAW & BRUNTON 1999: 324). Aufgrund der geringen Wassertiefe innerhalb der Fazieszone 2 ist der Akkommodationsraum begrenzt. Daher ist anzunehmen, dass Biostrome der SV 2a/b, die mehrere Meter Mächtigkeit überschreiten, von einem ansteigenden Meeresspiegeltrend profitieren. Die für restriktive Verhältnisse verantwortlichen Faktoren, geringe Wassertiefe und reduzierte Zirkulation, werden mit Annäherung an interne Plattformbereiche immer relevanter. Von den distalen (im Bereich der Hillesheimer und Dollendorfer Mulde) gelegenen Vorkommen der SV 2a besitzen manche, wenn auch sehr untergeordnet, noch typische Elemente der SV 1 (z.B. *Syringopora*-Kommensalen). Weiter gehende Schwankungen der Umweltparameter werden nur noch von wenigen Stromatoporen-Arten, insbesondere *Actinostroma verrucosum*, toleriert. Die zur Bildung der SV 2b maßgeblichen, restriktiven Umweltbedingungen können im gesamten Untersuchungsraum von der Loogh- bis zur Rodert-Formation eintreten.

SV 2c/d – Die *Habrostroma laminosum*-“dominierte“ SV 2c und die *Gerronostromina* cf. *keitatense*-“dominierte“ SV 2d setzen sich von den anderen Stromatoporen-Vergesellschaftungen deutlich ab, da es sich um tendenziell korallendominierte Vorkommen handelt. Sowohl die SV 2c als auch die SV 2d sind an ein fazielles Umfeld der Fazieszone 1 gebunden. Verglichen

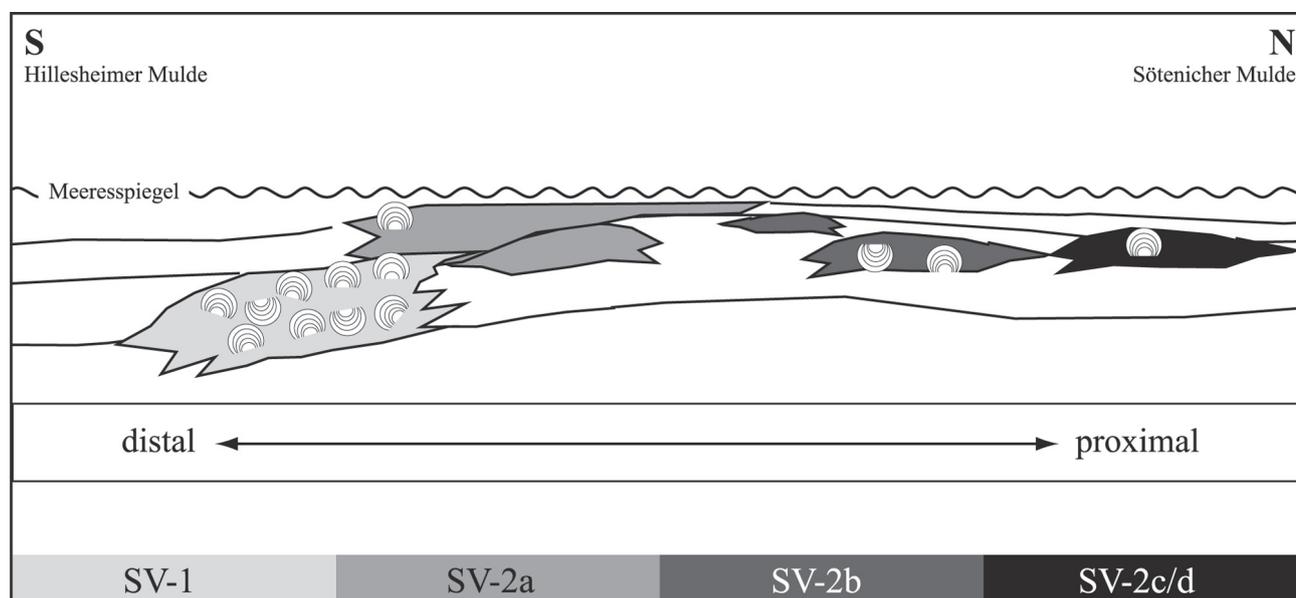


Abbildung 18: Idealierte Darstellung der Stromatoporen-Vergesellschaftungen bezogen auf ein stark vereinfachtes Modell des Ablagerungsraumes. In der Hillesheimer Mulde wird die in der Dreimühlen-Formation verbreitete SV 1 im Verlauf der Rodert-Formation zunehmend durch die SV 2a ersetzt. Der Übergang erfolgt ohne Fazies-Indikatoren, die auf stetig erhöhte Wasserenergie oder wellenresistente Barrieren hindeuten. Vielmehr sind vermehrt Faziestypen (*Amphipora*-Rudstones, Calcisphaeren-Ostrakoden-Wackestones und Stringocephalen-Schillkalke) eingeschaltet, die auf restriktive Umweltbedingungen der Fazieszone 2 schließen lassen. Die gleichen faziellen Verhältnisse finden sich auch in der Rodert-Formation der Dollendorfer Mulde wieder, was für eine Nivellierung des Reliefs und eine Vergrößerung der restriktiven Plattformbereiche in dieser Zeitscheibe spricht. In den internen Plattformbereichen der Dollendorfer, Blankenheimer und Sötenicher Mulde (Dreimühlen-/Ermberg-/Spickberg-Formation bis Rodert-Formation) sind niederdiverse Fleckenriffe verbreitet. Die SV 2b entwickeln sich unter verstärkt restriktiven Bedingungen, während die SV 2c/d auch mesotrophe Verhältnissen tolerieren.

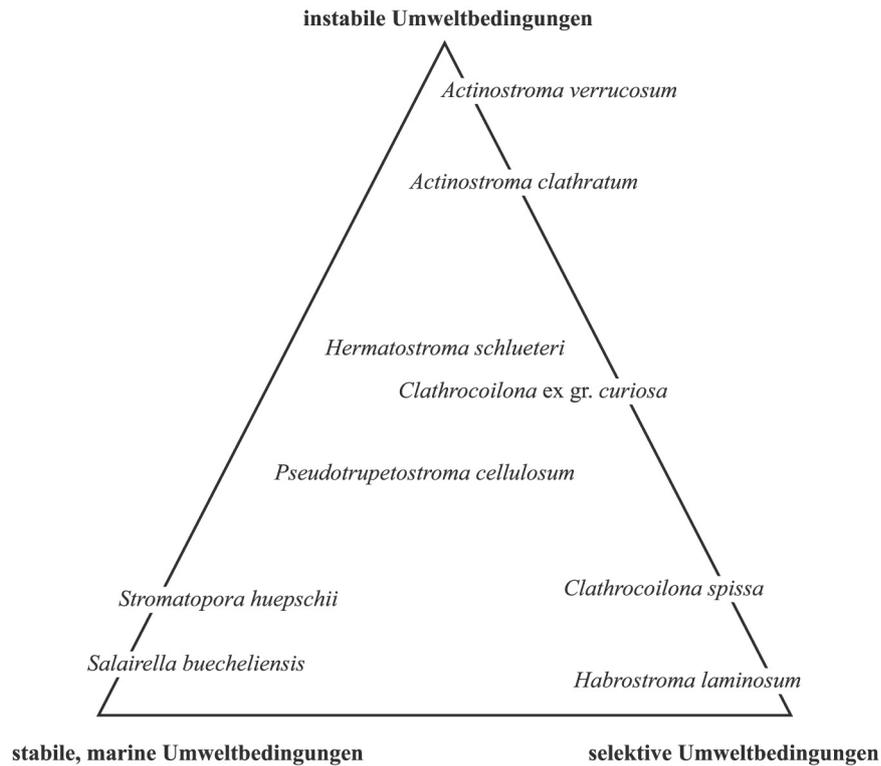


Abbildung 19: Toleranzspektrum der häufiger auftretenden Stromatoporen-Arten bezogen auf mehrdimensionale Milieuparameter. In Anlehnung an STEARN (1975b) werden die Eckpunkte als stabil (normalmarine Standardbedingungen), instabil (unvorhersehbares Milieu) und selektiv (strenge Auslese) bezeichnet. Instabile Umweltbedingungen werden im konkreten Fall durch den Faktorenkomplex Wassertiefe und Zirkulation hervorgerufen und favorisieren r-Strategen. Selektive Umweltbedingungen werden im konkreten Fall durch den Faktorenkomplex Sedimentationsrate, Eutrophierung und Sauerstoffmangel kontrolliert und favorisieren speziell adaptierte Arten.

mit der ebenfalls in der Fazieszone 1 angesiedelten *Salairella buecheliensis*-*Stromatopora huepschii*-SV zeigt das Artenspektrum allerdings eine geringe Überschneidungsbreite und ist insgesamt wesentlich artenärmer. Der Reichtum an Korallen, die ihrerseits eine deutliche Präferenz für mesotrophe Milieus erkennen lassen (s.a. Kapitel 2.2), legt für die auftretenden Stromatoporen-Arten der SV 2c/d eine entsprechende Anpassung an erhöhte Nährstoffkonzentrationen nahe. Erhöhte Nährstoffkonzentrationen scheinen auch die Häufung von Verwachsungen mit „Wurm“-Röhren zu begünstigen. Das Fehlen bzw. die Seltenheit der für die SV 2c/d charakteristischen Arten in der *Salairella buecheliensis*-*Stromatopora huepschii*-SV, sollte umgekehrt bedeuten, dass es sich bei der SV 1 um die eher oligotrophen Milieus der Fazieszone 1 handelt. Als Ursache für die Etablierung betont mesotropher Bedingungen innerhalb der Fazieszone 1 kommen einerseits Variationen des terrigenen Eintrags vom Old Red-Kontinent oder andererseits eine durch quasi-ästuarine Verhältnisse hervorgerufene Upwelling-Situation in Frage. Da die eher oligotrophen Verhältnisse (= SV 1) mit einem stabilen bis regressiven Trend des Meeresspiegels zusammentreffen, während die Vorkommen der SV 2 c/d tendenziell mit transgressiven Phasen einhergehen, ist zumindest unter rein sequenzstratigraphischen

Gesichtspunkten die Upwelling-Hypothese wahrscheinlicher (s.a. Kapitel 2.3.5). Aufgrund der Anpassung an mesotrophe Milieus erscheint es zunächst paradox, dass die für die SV 2c/d charakteristische Art *Habrostroma laminosum* auch im faziellen Umfeld der Fazieszone 2 auftritt und z.B. ausgerechnet in der unter vergleichsweise restriktiven Umweltbedingungen entwickelten *Actinostroma* spp.-*Habrostroma laminosum*-Stromatoporen-Vergesellschaftung einen mehr oder weniger signifikanten Anteil an der Gesamtfauuna einnimmt. Im äußerst flachen Wasser der Fazieszone 2 haben aber auch kleinste Änderungen des Meeresspiegels einen starken Einfluss auf die Umweltvariablen. Es ist in diesem faziellen Kontext besonders wahrscheinlich, dass sich die Faktoren, die zu mesotroph/oligotrophen bzw. zu restriktiven Umweltbedingungen führen, überlagern. Zudem können sich im zu Verflachungssequenzen neigenden Ablagerungsraum der Fazieszone 2 ohne ansteigenden Trend des Meeresspiegels nur vergleichsweise kurzlebige Benthos-Gemeinschaften, z.B. rasenartige Ansammlungen von *Actinostroma* spp. oder *Amphipora*-dominierte Lithologien (= Ft 9) entwickeln. Abb. 15 berücksichtigt aber vorwiegend biostromale Vorkommen, die eine größere Anzahl von Stromatoporen enthalten und eine entsprechend längere und komplexere Geschichte haben müssen.

4.5 Einflüsse paläobiologischer Faktoren auf die Stromatoporen-Verteilung

Fortpflanzungs-Strategien – Einige Beobachtungen legen nahe, dass Stromatoporen zum Auftreten in monospezifischen Gruppen neigen und teilweise nur aus einer Generation von Individuen bestehen. Ein Aspekt ist dabei das Verhalten der Larven, die eventuell Schwärme bilden (KOBALUK 1975: 250, WOOD 1999: 229ff). Im Spektrum der hier auftretenden Arten sind monospezifische Vorkommen vor allem von *Amphipora ramosa* bekannt (STEARNS 1997). Bei der Besiedelung von Biotopen ist die Verfügbarkeit entsprechender Larven sicher kein unerheblicher Faktor. Eventuell ist hier eine der Ursachen für die Häufung von *Gerronostromina cf. kitatense* innerhalb der SV 2d zu suchen. Bei diesem Vorkommen ist es allerdings kaum anzunehmen, dass es sich nur um eine Generation von Individuen handelt.

Konkurrenz-Verhalten – Vergleichbar mit Überlegungen zur Ausbildung von Dominanzstadien (cf. WALKER & ALBERSTADT 1975) diskutieren KERSHAW (1981) und KERSHAW & KEELING (1994) als Ursache für niedrige Diversitäten innerhalb silurischer Stromatoporen-Biostrome die Effekte starker Raumkonkurrenz. Differenzierter ist das von EDINGER et al. (2002) verwendete System, das sich an r-K-S (= Ruderals – Competitors – Stress Tolerators) Kriterien orientiert. Bezogen auf die hier definierten Stromatoporen-Vergesellschaftungen führen stabile Umweltbedingungen zu eher artenreichen Gemeinschaften (= SV 1). Artenärmere Stromatoporen-Vergesellschaftungen sind hingegen mehr oder weniger starken Stressbedingungen ausgesetzt.

4.6 Übertragbarkeit der Ergebnisse

Viele der im Unter-Givetium der Eifel vorkommenden Arten haben im mitteldeutschen Tropengürtel eine nahezu kosmopolitische Verbreitung. Arbeiten, die sich mit der semiquantitativen oder quantitativen taxonomischen Zusammensetzung der Stromatoporen-Fauna und deren Faziesabhängigkeiten beschäftigen, sind hingegen rar (KERSHAW 1998: Abb. 14). Es ist im Übrigen kaum zu erwarten, dass die mehrdimensionalen Ursachenkomplexe anderenorts genau die gleichen Stromatoporen-Vergesellschaftungen reproduzieren. Es ist aber anzunehmen, dass die Anforderungen, welche einzelne Arten an die Umweltbedingungen stellen, einigermaßen konstant sind (vgl. Abb. 19).

5. Schlussfolgerungen

Der Sedimentationsraum im Unter-Givetium der Eifel besitzt die Konfiguration einer weit gespannten Rampe. Der bathymetrische Gradient innerhalb des Ablagerungssystems ist gering. Die Ausdehnung der Flachwasserareale verringert die hydrodynamische Energie durch Bodenreibung. Faziestypen, deren Bildungsbedingungen stetig erhöhte Wasserenergie erfordern, sind nur untergeordnet vorhanden. Eine hoch-

energetische Barren- oder eine wellenresistente Riff-Fazies fehlen. Hohe Karbonatproduktion bei geringer Wassertiefe und niedriger Wasserenergie führen zu einem Ablagerungsmuster, das durch Verflachungssequenzen charakterisiert ist. Hochfrequente Peritidal-Parasequenzen entstehen weitgehend autozyklisch. Übergeordnete Sequenzen werden durch das Verhalten des Meeresspiegels kontrolliert.

Stromatoporen können in diesem Umfeld verschiedene Lebensräume besiedeln. Wie die semiquantitative Faunenanalyse erkennen lässt, reagiert die taxonomische Zusammensetzung der Stromatoporen-Gemeinschaften dabei empfindlich auf die physiko-chemischen Umweltvariablen. Restriktive Umweltbedingungen führen ebenso wie erhöhte Nährstoffkonzentrationen zu reduzierten Diversitäten. Allgemein limitierend auf die Entwicklung rezifaler Riffbildner-Gemeinschaften im Ablagerungsraum wirkt sich das kritische Akkomodationspotential bzw. der erschwerte Sedimentexport aus. Phasen ansteigenden Meeresspiegels können daher die Bildung von Biostromen begünstigen. Gleichzeitig können sich bei ansteigendem Trend des Meeresspiegels mesotrophe, gelegentlich auch eutrophe Bedingungen etablieren, die mit tendenziell mergeligen Lithologien verknüpft sind. Solche Bedingungen sind für die meisten Stromatoporen-Arten ungünstig, während einige tabulate und rugose Korallen (z.B. massive cerioide Rugosa oder Thamnoporiden) speziell an solche Situationen angepasst sind.

Es gibt nur wenige Rezentbeispiele, mit denen die breiten Schelfe der paläozoischen Epikontinentalmeere unter aktualistischen Gesichtspunkten verglichen werden können. Für das Unter-Givetium der Eifel bietet ein Modell, dem ein quasi-ästuarines Zirkulationsmuster zugrundeliegt – wie es in der heutigen Java-See verwirklicht ist (EDINGER et al. 2002) – die in sich geschlossenste Hypothese. Dabei fließt durch externe Einflüsse (Regen, Flüsse) verdünntes (= leichteres und hyposalines) Meerwasser oberflächlich ab und wird von aufsteigendem, tendenziell nährstoffreichem Meerwasser ersetzt (= Upwelling). Der im Unter-Givetium der Eifel bestehende Zusammenhang zwischen transgressiver Tendenz des Meeresspiegels, erhöhter terrigener Belastung und Nährstoffsituation entspricht nicht ganz den klassischen Konzepten. Theoretisch sollten die einzelnen Komponenten dieses Systems unterschiedliche Signale erzeugen. Auf terrigenen Eintrag zurückgehende erhöhte Nährstoffkonzentrationen sollten mit erniedrigten Salinitäten korrespondieren und Benthos-Gemeinschaften mit stenohalinen Organismen unterdrücken. Ozeanisches Upwelling sollte mit erniedrigten Temperaturen einhergehen und heterotrophe Kaltwasserformen (z.B. Bryozoen oder Krinoiden) begünstigen. Ein ansteigender Meeresspiegel sollte den terrigenen Eintrag insgesamt minimieren. Ansätze zur Lösung dieses Dilemmas können sich an zwei Argumentationslinien orientieren. a) Nährstoffüberschuss-Situationen sind für die Karbonatproduktion insgesamt ungünstig (HALLOCK & SCHLAGER 1986), mergelbetonte Lithologien sind daher auch bei konstanter oder abnehmender Hintergrundsedimentation möglich und entstehen unter Umständen aufgrund reduzierter Karbonatproduktion. b) Phasen steigenden Meeresspiegels und Hochstands-Phasen führen zu einem ausgeglicheneren, humideren Klima, das über verstärkte Niederschläge den terrigenen Eintrag steigert (LEINFELDER 1993). Kombiniert mit einem quasi-ästuarinen Zirkulationsmuster unterliegen damit die

Faktoren, die terrigene Belastung und Nährstoffüberschuss-Situationen hervorrufen, einer positiven Rückkopplung.

Die artenreichsten Stromatoporen-Vergesellschaftungen bilden sich nicht während transgressiver Phasen des Meeresspiegels. Das optimale Milieu für Stromatoporen zeichnet sich durch marine, stabile, sedimentarme und tendenziell oligotrophe Bedingungen aus. Ob die Riffe des Givetiums/Frasniums (KIESSLING et al. 1999) bzw. paläozoische Riffbildner insgesamt (WOOD 1999) von erhöhter Nährstoffzufuhr profitieren, ist daher fraglich und muss differenziert betrachtet werden. Die ungelöste Problematik, ob paläozoische Riffbildner Photosymbiosen eingingen (cf. KERSHAW 1998, WOOD 1999, COPPER 2002), sollte ebenfalls differenziert betrachtet werden. Für einige koloniale Korallen (z.B. *Argutastrea*) sind Beziehungen mit Photosymbionten unwahrscheinlich. Für Stromatoporen und besonders solche Formen mit einer dünnen Gewebeschicht und geringer Interaktion mit dem basalen Skelett (z.B. *Actinostroma*) ist dies eher anzunehmen. Kompetitive Vorteile in oligotrophen Habitaten lassen sich z.B. auch bei mesozoischen Stromatoporen erkennen (cf. LEINFELDER et al. 2002, 2005). Bei paläozoischen Stromatoporen ist das Spektrum tolerierbarer Umweltbedingungen allerdings breiter angelegt als bei den mesozoischen Formen mit vergleichbarem Bauplan. Vor dem Hintergrund der im Mittel- und Oberdevon häufig kosmopolitischen Stromatoporen-Taxa können quantitative/semiquantitative taxonomische Analysen einen wichtigen Beitrag zum besseren Verständnis der relevanten Umweltbedingungen leisten.

6. Danksagung

Mein besonderer Dank gilt Prof. Dr. Reinhold Leinfelder, Dr. Martin Nose und Dr. habil. Dieter Schmid. Auf deren Initiative geht das Forschungsprojekt zurück, im Rahmen dessen diese Arbeit erst möglich wurde. Verbunden damit war die finanzielle Unterstützung durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft (Projekt Le 580/10-1,2). Des weiteren danke ich Dr. Andreas May, der mich umfassend in die Stromatoporen-Taxonomie einführte. Die zahlreichen, oft auch kontroversen Diskussionen haben einiges zur Qualität der Zuordnungen beigetragen. Sehr hilfreich war auch die langfristige Ausleihe umfangreicher Literatur, die anderweitig nur schwer zu beschaffen gewesen wäre.

Dr. habil. Dieter Schmid, Dr. Winfried Werner und Dr. Martin Nose danke ich für die kritische und überaus konstruktive Durchsicht des Manuskriptes. Für Bestimmungen von Fossilien gebührt Dr. habil. Stefan Schröder (rugose Korallen), Prof. Dr. Paul Copper (Brachiopoden) und Martin Basse (Trilobiten) mein aufrichtiger Dank.

Bei Übersetzungen aus der russischen Literatur halfen mir Radomir Sadzakov und Dr. Leonid Lavrenchenko. Beiden möchte ich auch für das in mir geweckte Interesse an der russischen Sprache danken.

7. Literaturverzeichnis

AVLAR, H., & MAY, A. (1997): Zur Fauna und Stratigraphie der *cultrijugatus*-Schichten (Wende Unter-/Mittel-Devon) im West-Sau-

- erland (Rheinisches Schiefergebirge). – *Coral Research Bulletin*, **5**: 103–119.
- BARGATZKY, A. (1881): Die Stromatoporen des rheinischen Devons. – *Verhandlungen des naturhistorischen Vereins des preußischen Rheinlandes und Westfalens*, **38**: 233–304.
- BECKER, G. (1969): Zur Paläökologie der Ostrakoden. – *Natur und Museum*, **99**: 198–208.
- BERNER, R. A. (2004): *The Phanerozoic Carbon Cycle: CO₂ and O₂*; Oxford (University Press), 124 S.
- BIRENHEIDE, R. (1962): Entwicklungs- und umweltbedingte Veränderungen bei den Korallen aus dem Eifeler Devon. – *Natur und Museum*, **92** (3): 87–125.
- BIRENHEIDE, R. (1985): Chaetetida und tabulate Korallen des Devon. – In: ZIEGLER, W. (Hrsg.), *Leitfossilien, begründet von Georg Gürich*. 2. Aufl.; Berlin, Stuttgart (Bornträger), **3**: 249 S.
- BOHATY, J. (2005): Doppellagige Kronenplatten: Ein neues anatomisches Merkmal paläozoischer Crinoiden und Revision der Familie Cupressocrinitidae (Devon). – *Paläontologische Zeitschrift*, **79** (2): 201–225.
- BOGOYAVLENSKAYA, O. V. (1972): Otrjad Stromatoporoidea Nicholson. – In: KHODALEVICH, A. N. (Hrsg.): *Kischezchnopolostnye i brachiopody schivetskich otloschenij sklona Urala*; Ministerstvo geologii SSSR, Ministerstvo geologii RSFSR, Ural'skoe territorial'noe geologicheskoe upravlenie; Moskva, 23–43.
- BOGOYAVLENSKAYA, O. V., & KHROMYCH, V. G. (1985): Ukazatel' rodov i vidov Stromatoporat. – *Akademija Nauk SSSR, Sibirskoe Otdelenie, Instituta Geologii i Geofiziki nm. 60-letija Sojuza SSR*; Moskva (Nauka), *Trudy*, **545**: 103 S.
- BOSELLINI, A. (1991): *Introduzione allo studio delle rocce carbonatiche*; Ferrara (Italo Bovolenta), 317 S.
- BOULVAIN, F. & PRÉAT, A. (1986): Les calcaires laminaires du Givétien supérieur du bord sud du Bassin de Dinant (Belgique, France): Temoins d'une evolution paleoclimatique. – *Annales de la Société géologique de Belgique*, **109**: 609–619.
- BROWNLAW, R. L. S., HOCKING, R. M. & JELL, J. S. (1996): High frequency sea-level fluctuations in the Pillara limestone, Guppy Hills, Lennard Shelf, NW Australia. – *Historical Biology*, **11**: 187–212.
- BRUNTON, F. R. & DIXON, O. A. (1994): Siliceous sponge-microbe biotic associations and their recurrence through the Phanerozoic as reef mound constructors. – *Palaios*, **9**: 370–387.
- BULTYNCK, P., COEN-AUBERT, M. & GODEFROID, J. (2000): Summary of the state correlation in the Devonian of the Ardennes (Belgium – NE France) resulting from the decisions of the SDS. – *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **225**: 91–114.
- BURCHETTE, T. P. (1981): European Devonian reefs: a review of current concepts and models. – In: TOOMEY, D. F. (Hrsg.): *European Fossil Reef Models*; SEPM Special Publication, **30**: 85–142.
- CASIER, J.-G. & PRÉAT, A. (1991): Evolution sédimentaire et Ostracodes de la base du Givétien à Resteigne (bord sud du bassin de Dinant, Belgique). – *Bulletin de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique, Sciences de la Terre*, **61**: 157–177.
- CASIER, J.-G., PRÉAT, A. & KASIMI, R. (1992): Ostracodes et Sédimentologie du sommet de l'Eifelien et de la base du Givétien, a Couvin (bord sud du Bassin de Dinant, Belgique). – *Bulletin de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique, Sciences de la Terre*, **62**: 75–108.
- CASIER, J.-G., DEVLEFSCHOUWER, X., LETHIERS, F., PRÉAT, A. & RACKI, G. (2000): Ostracodes and sedimentology of the Frasnian-Famennian boundary beds in Kostomloty section (Holy Cross Mountain, Poland). – *Bulletin de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique, Sciences de la Terre*, **70**: 53–74.
- CLEAL, C. & THOMAS, B. (1999): *Plant Fossils*; Woodbridge (Boydell), 179 S.
- COCKBAIN, A. E. (1984): Stromatoporoids from the Devonian reef complexes, Canning Basin, Western Australia. – *Geological Survey of Western Australia, Bulletin*, **129**: viii + 108 S.
- COEN-AUBERT, M. (2000): Stratigraphy and additional rugose corals from the Givetian Mont d'Hairs Formation in the Ardennes. – *Bulletin de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique, Sciences de la Terre*, **70**: 5–23.
- COEN-AUBERT, M. & LÜTTE, B.-P. (1990): Massive rugose corals from

- the Middle Devonian of the North Eifel Hills (Rheinisches Schiefergebirge, West Germany). – *Geologica et Palaeontologica*, **24**: 17–39.
- COOK, A. G. (1999): Stromatoporoid palaeoecology and systematics from the Middle Devonian Fanning River Group, north Queensland. – *Memoirs of the Queensland Museum*, **43** (2): 463–451.
- COPPER, P. (1966): Ecological distribution of Devonian atrypid Brachiopods. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **2**: 245–266.
- COPPER, P. (1988): Ecological succession in Phanerozoic reef communities: is it real? – *Palaios*, **3**: 136–151.
- COPPER, P. (2002): Silurian and Devonian Reefs: 80 Million years of global greenhouse between two ice ages. – In: KIESSLING, W., FLÜGEL, E. & GOLONKA, J. (Hrsg.): *Phanerozoic Reef Patterns*. – SEPM Special Publication, **72**: 181–238.
- DICKFIELD, L. (1969): Stratigraphie und Fazies im Westteil der Sötenicher Mulde (Devon/Eifel). – Unveröff. Dissertation Universität Frankfurt (Frankfurt am Main), 260 S.
- DIENER, A., EBNETH, S., VEIZER, J. & BUHL, D. (1996): Strontium isotope stratigraphy of the Middle Devonian: Brachiopods and conodonts. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **60** (4): 639–652.
- DONG D. Y. & HUANG Y. M. (1978): HYDROZOA: Stromatoporoidea. – In: Atlas of the paleontology of the southwestern regions of China, Guizhou (Kweichow) Section, Vol. 1 [Cambrian–Devonian]; Peking (Geological Publishing House), 18–35, 736–739 – [Chinesisch].
- DONG D. Y. & SONG Y. F. (1992): Stromatoporoids from Devonian Chitzechiao (Qiziqiao) Formation of Jukoupo in Xinshao, Hunan and their Reef-Building Characteristics. – *Acta micropalaeontologica sinica*, **9** (1): 25–36 – [Chinesisch mit englischer Zusammenf.].
- DONG D. Y. & WANG C. Y. (1982): Devonian Stromatoporoids of Eastern Yunnan. – *Bulletin Nanjing Institute of Geology and Palaeontology, Academia Sinica*, **4**: 1–40 – [Chinesisch mit englischer Zusammenf.].
- EBNETH, S., DIENER, A., BUHL, D. & VEIZER, J. (1997): Strontium isotope systematics of conodonts: Middle Devonian, Eifel Mountains, Germany. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **132**: 79–96.
- EDINGER, E.N., COPPER, P., RISK, M.J. & ATMOJO, W. (2002): Oceanography and reefs of Recent and Paleozoic tropical epeiric seas. – *Facies*, **47**: 127–150.
- ELLIOTT, G. F. (1991): Dasycladacean algae of the Palaeozoic and Mesozoic. – In: RIDING, R. (Hrsg.): *Calcareous algae and stromatolites*; Berlin (Springer), 125–130.
- ENOS, P. & PERKINS R. D. (1979): Evolution of Florida Bay from island stratigraphy. – *Geological Society of America Bulletin*, **90**: 59–83.
- ESTEBAN, M.C., KLAPPA, C.F. (1983): Subaerial exposure environment. – In: SCHOLLE, P.A., BEBOUT, D.G. AND MOORE, C.H. (Hrsg.): *Carbonate depositional environments*; Tulsa, **33**: 1–54.
- FABER, P. (1980): Fazies-Gliederung und -Entwicklung im Mittel-Devon der Eifel (Rheinisches Schiefergebirge). – *Mainzer geowissenschaftliche Mitteilungen*, **8**: 83–149.
- FABER, P., VOGEL, K. & WINTER, J. (1977): Beziehungen zwischen morphologischen Merkmalen der Brachiopoden und Fazies, dargestellt an Beispielen des Mitteldevons der Eifel und Südmarokkos. – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, **154**: 21–60.
- FABER, P. & RIDING, R. (1979): *Uraloporella* (microproblematicum) from the Middle Devonian of the Eifel (West Germany). – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte*, **1979** (3): 139–146.
- FAGERSTROM, J. A. (1982): Stromatoporoids of the Detroit River Group and adjacent rocks in the vicinity of the Michigan Basin. – *Geological Survey of Canada Bulletin*, **339**: 1–81.
- FISCHBUCH, N. R. (1969): Devonian Stromatoporoids from Central Alberta, Canada. – *Canadian Journal of Earth Sciences*, **6**: 167–185.
- FISCHER, U. (1999): Faunenanalyse und Paläoökologie eines mergeligen Korallenbiostroms aus dem Mitteldevon der Eifel (Hillesheimer Mulde); Inst. Geol. Paläontol. Univ. Stuttgart (unveröffentlichte Diplomarbeit), 98 S.
- FLÜGEL, E. (1959): Die Gattung *Actinostroma* Nicholson und ihre Arten (Stromatoporoidea). – *Annalen des naturhistorischen Museums Wien*, **63**: 90–273.
- FLÜGEL, E. (1974): Stromatoporen aus dem Schwelmer Kalk (Givet) des Sauerlandes. (Stromatoporen aus dem deutschen Paläozoikum 1). – *Paläontologische Zeitschrift*, **48** (3/4): 149–187.
- FLÜGEL, E. (2004): *Microfacies of Carbonate Rocks*; Springer (Berlin u.a.), 976 S.
- FLÜGEL, E. & FLÜGEL-KAHLER, E. (1968): Stromatoporoidea (Hydrozoa palaeozoica). – *Fossilium Catalogus, I [Animalia]*, **115** + **116**: 681 S.
- FLÜGEL, E. & HÖTZL, H. (1971): Foraminiferen, Calcisphaeren und Kalkalgen aus dem Schwelmer Kalk (Givet) von Letmathe im Sauerland. – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, **137** (3): 358–395.
- FRANKE, W. (2000): The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. – In: FRANKE, W. & HAAK, V., ONCKEN, O. & TANNER D. (Hrsg.): *Orogenic Processes: Quantification and Modelling the Variscan Belt*. – Geological Society, London, Special Publications, **179**: 35–61.
- FÜRSICH, F. T. & HURST, J. M. (1980): Euryhalinity of Palaeozoic articulate brachiopods. – *Lethaia*, **13**: 303–312.
- GALLOWAY, J. J. (1960): Devonian Stromatoporoids from the lower Mackenzie Valley. – *Journal of Paleontology*, **34**: 620–636.
- GALLOWAY, J. J. & ST. JEAN, J. (1957): Middle Devonian Stromatoporoidea of Indiana, Kentucky, and Ohio. – *Bulletins of American Paleontology*, **37**: 24–308.
- GALLOWAY, J. J. & EHLERS, G. M. (1960): Some Middle Devonian Stromatoporoids from Michigan and Southwestern Ontario, Including the Types Described by Alexander Winchell and A. W. Grabau. – *Contributions of the Museum of Paleontology, University of Michigan*, **15** (4): 39–120.
- GENSEL, P. G. & ANDREWS, H. N. (1984): *Plant Life in the Devonian*; New York (Praeger), 370 S.
- GINSBURG, R. N. (1971): Landward movement of carbonate mud: new model for regressive cycles in carbonates. – *AAPG, Bulletin*, **55**: 350.
- GOGOLCZYK, W. (1959): Rodzaj *Stachyodes* (Stromatoporoidea) w dewonie Polski. – *Acta palaeontologica polonica*, **4** (4): 353–388.
- GOLDFUSS, A. (1826–1833): *Petrefacta Germaniae*. Erster Theil; Düsseldorf, 12 nicht num. S. + 1–252.
- GOLDHAMMER, K., LEHMAN, P. & DUNN, P. (1993): The origin of high-frequency platform carbonate cycles and third-order sequences (Lower Ordovician El Paso Gp, west Texas): constraints from outcrop data and stratigraphic modeling. – *Journal of Sedimentary Research*, **63** (3): 318–359.
- HAAS, W. (1994): Die mitteldevonischen Riffe der Eifeler Kalkmulden. – In: KOENIGSWALD, W. & MEYER, W. (Hrsg.): *Erdgeschichte im Rheinland*; München (Pfeil), 81–94.
- HALLOCK, P. (1997): Reefs and reef limestones in Earth history. – In: BIRKELAND, C. (Hrsg.): *Life and death of coral reefs*; New York (Chapman & Hall), 13–42.
- HALLOCK, P. (2001): Coral Reefs, Carbonate Sediments, Nutrients, and Global Change. – In: STANLEY G. D. (Hrsg.): *The History and Sedimentology of Ancient Reef Systems*. Topics in Geobiology; New York (Springer), **17**: 387–427.
- HALLOCK, P., SCHLAGER, W. (1986): Nutrient excess and the demise of coral reefs and carbonate platforms. – *Palaios*, **1** (4): 389–398.
- HALLOCK, P., HINE, A. & VARGO, G. (1988): Platforms of the Nicaraguan Rise: Examples of the sensitivity of carbonate sedimentation to excess trophic resources. – *Geology*, **16**: 1104–1107.
- HARTMAN, W. D., & GOREAU, T. F. (1970): Jamaican coralline sponges: their morphology, ecology and fossil relatives. – *Symposium zoological Society London*, **25**: 205–243.
- HAVARD, C. & OLDERSHAW, A. (1976): Early Diagenesis in Back-Reef sedimentary Cycles, Snipe Lake Reef Complex, Alberta. – *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, **24**: 27–69.
- HERING, G. (1995): Milankovitch-Zyklen in mitteldevonischen

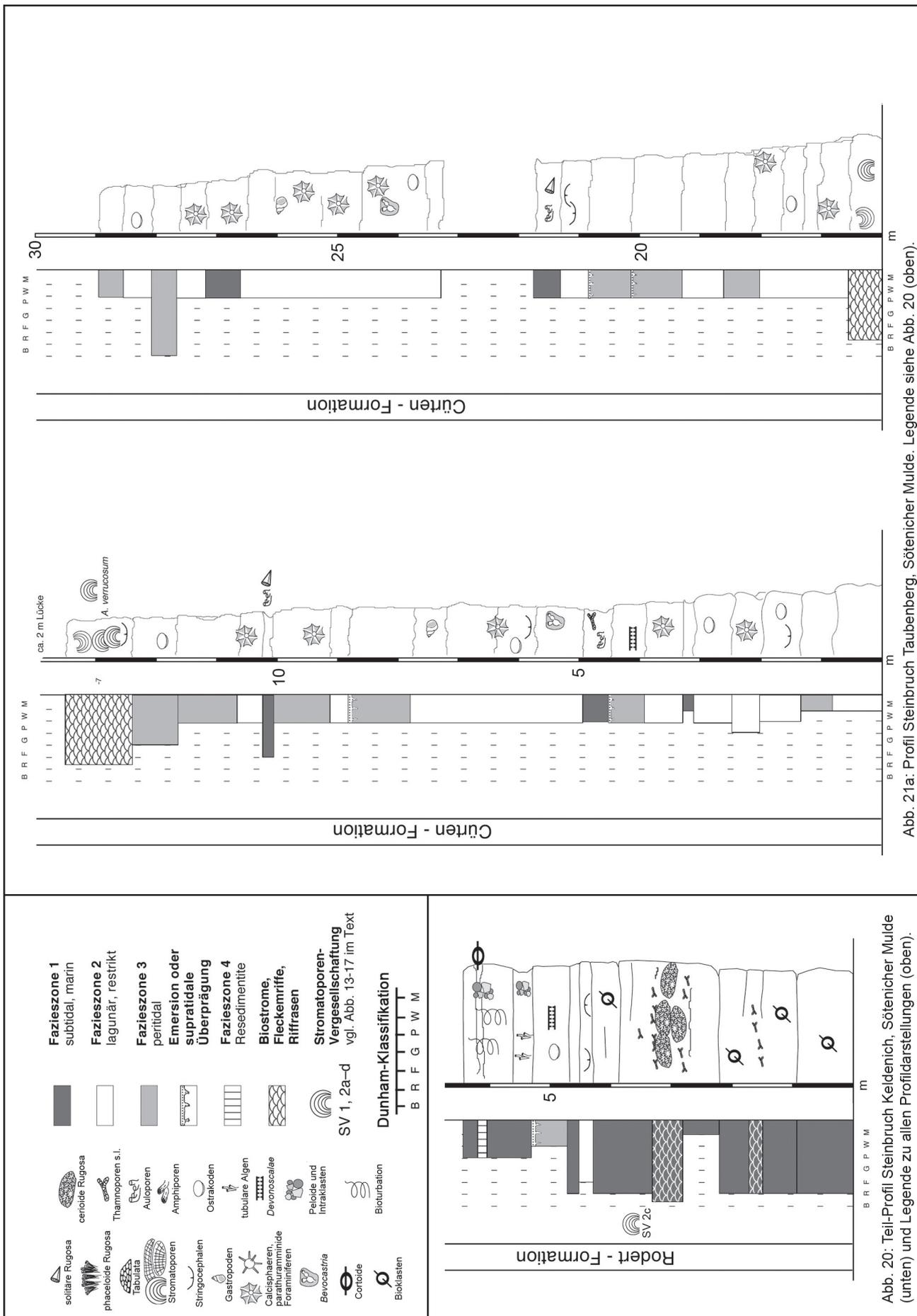
- Schelfkarbonaten des Rheinischen Schiefergebirges. – Göttinger Arbeiten zur Geologie und Paläontologie, **65**: 1–63.
- HLADIL, J. (1986): Trends in the Development and Cyclic Patterns of Middle and Upper Devonian Buildups. – *Facies*, **15**: 1–34.
- HLADIL, J. (1993): Tabulatormorphs and stromatoporoids below and above the upper boundary of the *Acanthopyge* Limestone (Eifelian/Givetian transitional interval, Central Bohemia). – *Věstník Českého geologického ústavu*, **68** (2): 27–42.
- HLADIL, J. (2003): Amphipora Ontogeny. – *Berichte des Institutes für Geologie und Paläontologie der Karl-Franzens-Universität Graz*, **7**: 35.
- HLADIL, J. (2007): The earliest growth stages of *Amphipora*. – In: HUBMANN, B. & PILLER, W. E. (Hrsg.): Fossil Corals and Sponges. Proceedings of the 9th International Symposium on Fossil Cnidaria and Porifera. – Österreichische Akademie der Wissenschaften, Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen; Wien, **17**: 51–65.
- HOFFMAN, A. & NARKIEWICZ, M. (1977): Developmental pattern of Lower to Middle Paleozoic banks and reefs. – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte*, **1977** (5): 272–283.
- HOTZ, E., KRÄUSEL, W. & STRUVE, W. (1955): Die Eifel-Mulden von Hillesheim und Ahrdorf. – In: KRÖMMELBEIN, K., HOTZ, E., KRÄUSEL, W. & STRUVE, W.: Zur Geologie der Eifelkalkmulden. – Beihefte zum Geologischen Jahrbuch, **17**: 45–192.
- HOU H. F. & WAN Z. Q. & XIAN S. Y. & FAN Y. N. & TANG D. Z. & WANG S. T. (Hrsg.) (1988): Devonian stratigraphy, paleontology and sedimentary facies of Longmenshan, Sichuan. – Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources and Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences; [Ohne Ort] (Geological Publishing House), 487 S. – [Chinesisch mit englischer Zusammenf.].
- HUBMANN, R. (1993): Zur heutigen Situation der Systematik und Taxonomie devonischer Grünalgen am Beispiel *Lancicula*. – *Sitzungsberichte der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, Abt. I, Wien*, **200**: 151–161.
- HUBMANN, R. & FENNINGER A. (1997): *Pseudopalaeoporella* und das Problem der Unterscheidung paläozoischer Halimedaceen – Gymnodiaceen. – *Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck*, **22**: 85–99.
- HUNG, N. H. & MISTIAEN, B. (1997): *Vacuostroma*, un genre nouveau de stromatopore dendroïde du Devonien du Vietnam et du Boulonnais (France). – *Geobios*, **30**: 193–204.
- JAMES, N. P. (1997): The cool-water carbonate depositional realm. – In: JAMES, N.P. & CLARKE, J.A.D. (Hrsg.): Cool-water carbonates. – *SEPM, Special Publications*, **56**: 1–20.
- JAMES, N. P. & BOURQUE, P. (1992): Reefs and mounds. – In: WALKER, R.G. & JAMES, N.P. (Hrsg.): Facies models. Response to sea level change, Geological Association of Canada; Waterloo, 323–347.
- JOHNSON, J. G., KLAPPER, G., SANDBERG, C. A. (1985): Devonian eustatic fluctuations in Euramerica. – *Geological Society of America Bulletin*, **96**: 567–587.
- JOHNSON, J. G., & SANDBERG, C. A. (1988): Devonian eustatic events in the Western United States and their biostratigraphic responses. – In: McMILLAN, N. J., & EMBRY, A. F., & GLASS, D. J. (Hrsg.): Devonian of The World; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir, **14** (Vol. III): 171–178.
- KAZMIERCZAK, J. (1971): Morphogenesis and systematics of the Devonian Stromatoporoidea from the Holy Cross Mountains, Poland. – *Palaeontologia polonica*, **26**: 1–150.
- KAZMIERCZAK, J. (1975): Colonial Volvocales (Chlorophyta) from the Upper Devonian of Poland and their palaeoenvironmental significance. – *Acta palaeontologica polonica*, **20**: 73–85.
- KERSHAW, S. (1981): Stromatoporoid growth form and taxonomy in a Silurian biostrome, Gotland. – *Journal of Paleontology*, **55**: 1284–1295.
- KERSHAW, S. (1993): Sedimentation control on growth of stromatoporoid reefs in the Silurian of Gotland, Sweden. – *Journal of the Geological Society*, **150**: 197–205.
- KERSHAW, S. (1994): Classification and Geological Significance of Biostromes. – *Facies*, **31**: 81–92.
- KERSHAW, S. (1998): The applications of stromatoporoid paleobiology in paleoenvironmental analysis. – *Palaeontology*, **41** (3): 509–544.
- KERSHAW, S. & KEELING, M. (1994): Factors controlling the growth of stromatoporoid biostromes in the Ludlow of Gotland, Sweden. – *Sedimentary Geology*, **89**: 325–335.
- KERSHAW, S. & BRUNTON, F. R. (1999): Palaeozoic stromatoporoid taphonomy: ecologic and environmental significance – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **149**: 313–328.
- KHALFINA, V. K. (1960): Otrjad Stromatoporoidea. [Devonskaja sistema]. – In: KHALFIN, L. L. (Hrsg.): Biostratigrafija paleozoja Sajano-Altajskoj gornoj oblasti, Tom II, Srednij paleozoj; Trudy sibirskogo nauchno-issledovat. Instituta Geol., Geofiz. mineral. Syrja (SNIIGGIMS); Novosibirsk, **20**: 323–349, 602–633.
- KHALFINA, V. K. & YAVORSKY, V. I. (1971): Novaya Gruppy Stromatoporoidei. – *Akademia Nauk SSSR, Sibirskoe Otdelenie, Trudy Instituta Geologii i Geofiziki; Novosibirsk*, **8**: 118–121.
- KHROMYCH, V. G. (1969): Stromatoporoidei iz srednedevonskich otloženij Omolonskogo massiva. – In: IVANOVSKIJ, A. B. (Hrsg.): Verchnij paleozoj Sibiri i Dal'nego Vostoka; Akademija Nauk SSSR, Sibirskoe Otdelenie, Trudy Instituta Geologii i Geofiziki; Moskva (Nauka), **68**: 29–37.
- KHROMYCH, V. G. (1984): Klass Hydrozoa, podklass Stromatoporida. – In: KANYGIN, A. V. (Hrsg.): Paleozoj jugo-vostoka Zapadno-Sibirskoj plity. – *Akademija Nauk SSSR, Sibirskoe Otdelenie, Trudy Instituta Geologii i Geofiziki; Novosibirsk*, **568**: 113–122, 192–194, 210–213.
- KHROMYCH V. G. & NGUYEN H. H. (1988): Stromatoporoidea, 6–37. – In: DUBATOLOV V. N. (Hrsg.): Stratigrafija i celenteraty devona V'etnama. Tom 2, Celenteraty; Novosibirsk (Nauka), 248 S.
- KISSLING, W., FLÜGEL, E. & GOLONKA, J. (1999): Paleoreef maps: evaluation of a comprehensive database on Phanerozoic reefs. – *AAPG, Bulletin*, **83**: 1552–1587.
- KLEIN, H., UTESCHER, T. & LANGER, W. (1998): Zur Karbonatmikrofazies der unteren Eifel-Stufe/Mitteldevon am Ohlesberg bei Münster-Eifel. – *Decheniana*, **151**: 227–243.
- KLOVAN, J. E. (1966): Upper Devonian Stromatoporoids from the Redwater Reef Complex, Alberta. – *Geological Survey of Canada, Bulletin*, **133**: 1–33.
- KOBLUK, D. R. (1975): Stromatoporoid paleoecology of the southeastern margin of the Miette carbonate complex, Jasper Park Alberta. – *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, **23**: 224–277.
- KÖNIGSHOF, P. & KERSHAW, S. (2006): Growth forms and palaeoenvironmental interpretation of stromatoporoids in a Middle Devonian reef, southern Morocco (west Sahara). – *Facies*, **52** (2): 299–306.
- KOCH-FRÜCHTL, U. (1992): Initialstadien mitteldevonischer Rifffkomplexe des linksrheinischen (Eifel) und rechtsrheinischen (Sauerland) Schiefergebirges. – *Dissertation Universität Bonn*, 135 S.
- KOCH-FRÜCHTL, U. & GEE, C. T. (1994): Middle Devonian *Pseudopalaeoporella lumatonensis* From the Rhenisch Schiefergebirge (Sauerland and Eifel), Western Germany. – *Palaeontographica Abt. B*, **232**: 1–13.
- KOSAREVA, E. G. (1976): K revizii rodov *Clathrocoilon* i *Synthetostroma* (Stromatoporoidea). – *Paleontologicheskii Zhurnal*, **1976** (1): 19–26.
- KOSSMAT, F. (1927): Die Gliederung des varistischen Gebirges. – *Abhandlungen des Sächsischen Geologischen Landesamts*, **1**: 1–39.
- KRAUTTER, M. (1997): Aspekte zur Paläökologie postpaläozoischer Kieselschwämme. – *Profil*, **11**: 199–324.
- KREBEDIJNKE, J. (1995): Stromatoporen aus dem Givet und Frasn des Bergischen Landes. – *Sonderveröffentlichungen, Geologisches Institut der Universität zu Köln*, **106**: 182 S.
- KREBS, W. (1969): Über Schwarzschiefer und bituminöse Kalke im mitteleuropäischen Variscikum. Teil II. Vorkommen an der Basis von „Transgressionen“ über flache Schelfareale und innerhalb flacher, limnisch-fluviatiler Ablagerungsräume, Problem der Gleichzeitigkeit schwarzer Schiefer und bituminöser Kalke. – *Erdöl und Kohle, Erdgas, Petrochemie*, **22**: 62–67.
- KREBS, W. (1974): Devonian carbonate complexes of central Europe. – In: LAPORTE, L. F. (Hrsg.): Reefs in time and space. – *SEPM, Special Publications*, **18**: 155–208.
- KRONER, U. & HAHN, T. (2003): Sedimentation, Deformation und Metamorphose im Saxothuringikum während der variszischen

- Orogenese: Die komplexe Entwicklung von Nord-Gondwana während kontinentaler Subduktion und schiefer Kollision. – *Geologica Saxonica*, **48/49**: 133–146.
- KRONER, U., LINNEMANN U., & ROMER, R. L. (2003): Synthese der geologischen Geschichte des Saxothuringikums: Vom cadomischen Akkretionsorogen zum variszischen Kollisionsgebirge – *Geologica Saxonica*, **48/49**: 133–146.
- LANGENSTRASSEN, F. (1993): Lanciculide Chlorophyten aus der Eifel-Stufe (kalkige Grünalgen; Devon; Harz). – *Göttinger Arbeiten zur Geologie und Paläontologie*, **58**: 97–106.
- LANGER, W. (1979): Neue karbonatische Microproblematica aus dem west-deutschen Devon. – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte*, **1979** (12): 723–733.
- LANGER, W. (1991): Über Charophyta und einige Foraminiferen aus dem Westdeutschen Mitteldevon. – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte*, **1991** (51): 307–318.
- LECOMPTE, M. (1951): Les stromatoporoides du Dévonien moyen et supérieur du bassin de Dinant. Part 1. – *Mémoires de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique*, **116**: 1–215.
- LECOMPTE, M. (1952): Les stromatoporoides du Dévonien moyen et supérieur du bassin de Dinant. Part 2. – *Mémoires de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique*, **117**: 216–359.
- LECOMPTE, M. (1970): Die Riffe im Devon der Ardennen und ihre Bildungsbedingungen. – *Geologica et Palaeontologica*, **4**: 25–71.
- LEINFELDER, R. R. (1987): Formation and significance of Black Pebbles from the Ota Limestone (Upper Jurassic, Portugal). – *Facies*, **17**: 159–170.
- LEINFELDER, R. R. (1993): Upper Jurassic reef types and controlling factors - A preliminary report. – *Profil*, **5**: 1–46.
- LEINFELDER, R. R. & NOSE, M. (1999): Increasing complexity – decreasing flexibility. A different perspective of reef evolution through time. – *Profil*, **16**: 135–147.
- LEINFELDER, R. R., SCHMID, D. U., NOSE, M. & WERNER, W. (2002): Jurassic reef patterns - the expression of a changing globe. – In: KIESSLING, W., FLÜGEL, E. & GOLONKA, J. (Hrsg.): Phanerozoic reef patterns. – SEPM, Special Publications, **72**: 465–520.
- LEINFELDER, R. R., SCHLAGINTWEIT, F., WERNER, W., EBELI, O., NOSE, M., SCHMID, D. U., & HUGHES, G. W. (2005): Significance of stromatoporoids in Jurassic reefs and carbonate platforms. Concepts and implications. – *Facies*, **51**: 299–337.
- LI SHOUQI (1982): Stromatoporoida. – In: Geological Bureau of Hunan (Hrsg.): The Palaeontological Atlas of Hunan; Geological Series, Memoirs, **2**, Nr. **1**: 73–81. – [Nur Chinesisch].
- LINNEMANN, U., ROMER, R. L., GEHMLICH, M. & DROST, K. (2003): Paläogeographie und Provenance des Saxothuringikums unter besonderer Beachtung der Geochronologie von prävariszischen Zirkonen und der Nd-Isotopie von Sedimenten. – *Geologica Saxonica*, **48/49**: 121–132.
- LINNEMANN, U., MCNAUGHTON, N. J., ROMER, R. L., GEHMLICH, M., DROST, K., & TONK, C. (2004): West African provenance for Saxo-Thuringia (Bohemian Massif): Did Armorica ever leave pre-Pangean Gondwana? – U/Pb-SHRIMP zircon evidence and Nd-isotopic record. – *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, **93**: 683–705.
- LÜTTE, B.-P. (1990): Horn- und kegelförmige rugose Korallen aus dem Mittel-Devon der Eifel. – *Senckenbergiana lethaea*, **70**: 297–395.
- LÜTTE, B.-P. (1993): Rugose Korallen aus dem Grenzbereich Eifelium/Givetium in der Nord-Eifel. – *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **164**: 103–108.
- LÜTTE, B.-P. & SCHRÖDER, S. (1998): Anmerkungen zur Devon-Korrelationstabelle, B141dm97: Rugosa; Eifel. – *Senckenbergiana lethaea*, **77** (1/2): 273–275.
- MACHEL H. G., & HUNTER I. G. (1994): Facies Models for Middle to Late Devonian Shallow-marine Carbonates with Comparisons to Modern Reefs: a Guide for Facies Analysis. – *Facies*, **30**: 155–176.
- MALLET, C. W. (1971): The stromatoporoid genera *Actinostroma* Nicholson and *Nexililamina* gen. nov. from the Devonian Broken River Formation, North Queensland. – *Proceedings of the Royal Society of Victoria*, **84**: 235–244.
- MAMET, B. & PRÉAT A (1987): Algues givetiennes du bord sud du bassin de Dinantet et des régions limitrophes. – *Annales de la Société géologique de Belgique*, **109**: 431–454.
- MAMET, B., PRÉAT, A. & BOULVAIN, F. (1982): Sur la structure des Labyrinthoconidae (Algues Problematicques, Givetien). – *Annales de la Société géologique de Belgique*, **105**: 283–287.
- MAMET, B. & ROUX, A. (1974): Sur quelques Algues tubulaires scalariformes de la Téthys paléozoïque. – *Revue de Micropaléontologie*, **17** (3): 134–156.
- MAMET, B. & ROUX, A. (1975): *Jansaella ridingi*, nouveau genre d'Algue? dans le Dévonien de l'Alberta. – *Canadian Journal of Earth Sciences*, **12**: 1480–1484.
- MARTIN, R. E. (1995): Cyclic and secular variation in microfossil biomineralization: clues to the biogeochemical evolution of Phanerozoic oceans. – *Global and Planetary Change*, **11**: 1–23.
- MATTE, P. (2001): The Variscan collage and orogeny (480–290 Ma) and the Definition of the Armorica microplate: a review. – *Terra Nova*, **13**: 122–128.
- MAY, A. (1993): Stratigraphie, Stomatoporen-Fauna und Palökologie von Korallenkalken aus dem Ober-Eifelium und Unter-Givetium (Devon) des nordwestlichen Sauerlandes (Rheinisches Schiefergebirge). – *Geologie und Paläontologie in Westfalen*, **24**: 1–93.
- MAY, A. (1994): Foraminiferen, Kalkalgen und andere Mikrofossilien aus dem Givetium und Frasnium (Devon) des Sauerlandes (Rheinisches Schiefergebirge). – *Dortmunder Beiträge zur Landeskunde, Naturwissenschaftliche Mitteilungen*, **28**: 7–31.
- MAY, A. (1997a): Ein Modell zur Erklärung der Bio-Events und der biogeographischen Entwicklung im Devon durch den Meeresspiegel. – *Dortmunder Beiträge zur Landeskunde, Naturwissenschaftliche Mitteilungen*, **31**: 137–174.
- MAY, A. (1997b): Gedanken über Zusammenhänge zwischen Meeresspiegel, Biogeographie und Bio-Events im Devon. – *Coral Research Bulletin*, **5**: 291–318.
- MAY, A. (1999a): Die Stromatoporen-Fauna des Mitteldevons von Zentral-Böhmen. – *Münstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie*, **88**: 121–134.
- MAY, A. (1999b): Revision of the Silurian and Devonian stromatoporoids of Bohemia described by POCTA (1894). – *Journal of the Czech Geological Society*, **44** (1–2) [Barrande Vol.]: 167–180.
- MAY, A. (2002): Bisher noch nicht bekannte Stromatoporen aus dem Pragian (Unterdevon) von Koneprusy (Böhmen). – *Coral Research Bulletin*, **7**: 115–140.
- MAY, A. (2003): Die Fossilführung des Mitteldevons im Raum Atten-dorn–Olpe (Westsauerland; Rechtsrheinisches Schiefergebirge). – *Geologie und Paläontologie in Westfalen*, **60**: 47–79.
- MAY, A. (2005): Die Stromatoporen des Devons und Silurs von Zentral-Böhmen (Tschechische Republik) und ihre Kommensalen. – *Zitteliana*, **B 25**: 117–250.
- McKERRON, W. S., MAC NIOCAILL, C., AHLBERG, P. E., CLAYTON, G., CLEAL, C. J. & EAGAR, R. M. C. (2000): The late Palaeozoic relations between Gondwana and Laurussia. – In: FRANKE, W., HAAK, V., ONKEN, O. & TANNER, D. (Hrsg.), Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt. Geological Society, London, Special Publications, **179**: 9–20.
- MÉNDEZ-BEDIA, I. (1984): Primera nota sobre los Estromatóporidos de la Formación Moniello (Devónico de la Cordillera Cantábrica, NW de España). – *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo*, **14**: 151–159.
- MÉNDEZ-BEDIA, I. (1999): El género *Actinostroma* NICHOLSON (estromatoporoides) en la Formación Santa Lucía (Devónico, Cordillera Cantábrica, NO de España). – *Revista Española de Paleontología*, n° extr. homenaje al Prof. J. Truyols: 121–128.
- METJE, J. (1963): Geologie des SW-Teiles der Dollendorfer Mulde. – *Senckenbergiana lethaea*, **44** (2): 127–155.
- MEYER, W. & STETS, J. (1980): Zur Paläogeographie von Unter- und Mitteldevon im westlichen und zentralen Rheinischen Schiefergebirge. – *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft*, **131**: 725–751.
- MEYER, W. & STETS, J. (1994): Geologie der Ardennisch-Rheinischen Schiefergebirges. – In: KOENIGSWALD, W. & MEYER, W. (Hrsg.): Erdgeschichte im Rheinland; München (Pfeil), 81–94.
- MILLER, W. III (1991): Hierarchical concept of reef development. – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, **182**: 21–35.
- MILLIMAN, J.D. (1974): Marine carbonates recent sedimentary carbo-

- nates, Part 1; Berlin (Springer), 375 S.
- MISTIAEN, B. (1980): Stromatopores du Givétien de Ferques (Boulonnais, France). – Bulletin du Musé National d'Histoire Naturelle, 4e série, **2 C** (3): 167–257.
- MISTIAEN, B. (1985): Phénomènes récifaux dans le Dévonien d'Afghanistan (Montagnes Centrales). Analyse et systématique des Stromatopores. – Publication, Société Géologique du Nord, **11** Vol. II [Stromatopores]: 245 S.
- MISTIAEN, B. (1988): Stromatopores du Givétien et du Frasnien de Ferques (Boulonnais – France). – In: BRICE, D. (Hrsg.): Le Dévonien de Ferques, Bas-Boulonnais (N. France); Biostratigraphie du Paléozoïque, **7**: 163–195.
- MISTIAEN, B. (1999): On some Devonian (Frasnian) stromatoporoids from Kerman Province, Eastern Iran. – Annales de la Société Géologique du Nord, **7** (2^{ème} série): 33–44.
- MISTIAEN, B. & GHOLAMALIAN, H. (2000): Stromatoporoids and some Tabulate Corals from Charish Area (Esfahan Province, Central Iran). – Annales de la Société Géologique du Nord, **8** (2^{ème} série): 81–91.
- MUTTI, M. & HALLOCK, P. (2003): Carbonate systems along nutrient and temperature gradients. some sedimentological and geochemical constraints. – International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau), **92**: 465–475.
- NICHOLSON, H. A. (1886a): On some new or imperfectly known Species of Stromatoporoids – Part 1. – Annals and Magazin of Natural History, (5), **17**: 225–239.
- NICHOLSON, H. A. (1886b–1892): A monograph of the British stromatoporoids. – Palaeontographical Society of London, **39–46**, 234 S. – [1886: Part 1, vol. **39**, 1–130; 1889: Part 2, vol. **42**, 131–158; 1891: Part 3, vol. **44**, 159–202; 1892: Part 4, vol. **46**, 203–234].
- OCHS, G. & WOLFART, R. (1961): Geologie der Blankenheimer Mulde (Devon, Eifel). – Abhandlungen der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft, **501**: 1–100.
- ONCKEN, O. & WEBER, K. (1995): Structure of the Rhenohercynian fold belt. – In: DALLMAYER, R.D., FRANKE, W. & WEBER, K. (Hrsg.), Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe; Berlin, Heidelberg (Springer), 50–58.
- ONCKEN, O., VON WINTERFELD, C. & DITTMAR, U. (1999): Accretion of a rifted passive margin: The Late Paleozoic Rhenohercynian fold and thrust belt (Middle European Variscides). – Tectonics, **18** (1): 75–91.
- ONCKEN, O., PLESCH, A., WEBER, J., RICKEN, W. & SCHRADER, S. (2000): Passive margin detachment during arc-continent collision (Central European Variscides). – In: FRANKE, W. & HAAK, V., ONCKEN, O. & TANNER, D. (Hrsg.), Orogenic Processes: Quantification and Modelling the Variscan Belt. – Geological Society, London, Special Publications, **179**: 199–216.
- PAPROTH, E. & STRUVE, W. (1982): Bemerkungen zur Entwicklung des Givétiums am Niederrhein. Paläogeographischer Rahmen der Bohrung Schwartzbachtal 1. – Senckenbergiana lethaea, **63**: 359–376.
- POHLER, S. M. L., BRÜHL, D. & MESTERMANN, B. (1999): Struves Mud Mound am Weinberg – carbonate buildup-Fazies im otomari-Intervall, Hillesheimer Mulde, Eifel. – Senckenbergiana lethaea, **79**: 13–29.
- POMAR, L. (2001): Types of carbonate platforms: a genetic approach. – Basin Research, **13**: 313–334.
- POCTA, P. (1894): Bryozoaires, Hydrozoaires et partie des Anthozoaires. – In: BARRANDE, J. (Hrsg.), Système silurien du centre de la Bohême; Prague, Vol. **VIII** (1), 230 S.
- PRATT, B. & JAMES, N. (1986): The St George Group (Lower Ordovician) of western Newfoundland: tidal flat island model for carbonate sedimentation in shallow epeiric seas. – Sedimentology, **33**: 313–343.
- PRÉAT, A. & BOULVAIN, F. (1986): Les calcaires laminaires du Givétien inférieur du Bassin de Dinant: témoins paléogéographiques et paléoclimatiques. – Annales de la Société Géologique du Nord, **106**: 49–64.
- PRÉAT, A. & MAMET, B. (1989): Sédimentation de la plate-forme carbonatée Givétienne Franco-Belge. – Bulletin des Centres Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine, **13**: 47–86.
- PRÉAT, A. & KASIMI, R. (1995): Sédimentation de rampe mixte silico-carbonatée des couches de transition eiféliennes-givétiennes franco-belges. Première partie: microfaciès et modèle sédimentaire. – Bulletin des Centres Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine, **19**: 329–375.
- PRÉAT, A. & RACKI, G. (1993): Small-Scale Cyclic Sedimentation in Early Givetian of the Gory Swietokrzyskie Mountains: Comparison with the Ardenne Sequence. – Annales Societatis Geologorum Poloniae, **63**: 13–31.
- PROSH, E. & STEARN, C. W. (1996): Stromatoporoids from the Emsian (Lower Devonian) of Arctic Canada. – Bulletin of American Paleontology, **109** (349): 5–66.
- QI, W. T. & STEARN, C. W. (1993): Stromatoporoids from the Slave Point Formation (Givetian) of Evie Lake, northeastern British Columbia. – Acta Scientiarum Naturalium Pekinensis (Pei-ching ta hsueh hsueh pao), **29** (6): 715–728.
- RACKI, G. (1986): Brachiopod ecology of the devonian carbonate Complex, and problems of Brachiopod hyposalinity. – In: RACHBOEUF, P.R. & EMIG, C.C. (Hrsg.), Les Brachiopodes fossiles et actuels. – Biostratigraphie du Paléozoïque, **4**: 368–373.
- RACKI, G. (1993a): Brachiopod assemblages in the Devonian Kowala Formation of the Holy Cross Mountains. – Acta Palaeontologica Polonica, **37** (2–4): 297–357.
- RACKI, G. (1993b): Evolution of the bank to reef complex in the Devonian of the Holy Cross Mountains. – Acta Palaeontologica Polonica, **37** (2–4): 87–182.
- RACKI, G. & BALINSKI, A. (1981): Environmental interpretation of the atrypid shell beds from the Middle Devonian boundary of the Holy Cross Mts and Cracow upland. – Acta Geologica Polonica, **31** (3–4): 177–212.
- RACKI, G. & RACKA, M. (1982): Ecology of Charophyte algae. – Acta Geologica Polonica, **31** (3–4): 213–222.
- RACKI, G. & SOBON-PODGORSKA, J. (1993): Givetian and Frasnian calcareous microbios of the Holy Cross Mountains. – Acta Palaeontologica Polonica, **37** (2–4): 255–289.
- READ, J. F. (1973): Paleo-environments and paleogeography, Pillara Formation (Devonian), Western Australia. – Bulletin of Canadian Petroleum Geology, **21**: 344–394.
- REISSNER, B. (1990): Stratigraphische und fazielle Untersuchungen im Mittel- und Oberdevon des Aachener Raumes, Nordeifel, Rheinisches Schiefergebirge. – Dissertation RWTH Aachen, 165 S.
- REITNER, J. (1991): Phylogenetic aspects and new descriptions of spicule-bearing Hadromerid sponges with a secondary calcareous skeleton (Tetractinomorpha, Demosongiae). – In: REITNER, J. & KEUPP, H. (Hrsg.), Fossil and Recent Sponges; Berlin (Springer), 180–211.
- REHFELD, U. (1986): Die Tempestifazies in den Oberen Nohner Schichten (Unteres Mitteldevon) der Eifel (Linksrheinisches Schiefergebirge). – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte, **1986** (11): 681–703.
- REUTER, A. (1993): Analyse eines regradierenden Deltas in Mittel-Devon des Rheinischen Schiefergebirges. – Göttinger Arbeiten zur Geologie und Paläontologie, **57**: 88 S.
- RIBBERT, K.H. (1985): Erläuterungen zu Blatt 5405 Mechernich. – Geologische Karte von Nordrhein Westfalen 1 : 25000, Erläuterungen, **5405** Mechernich; Krefeld (Geologischer Dienst Nordrhein Westfalen), 121 S.
- RIBBERT, K.-H. (1998): Anmerkungen zur Devon-Korrelationstabelle, R001dm97–R017dm97: Devon, Nordrhein-Westfalen. – Senckenbergiana lethaea, **77** (1/2): 308–309.
- ROBARDET, M. (2003): The Armorica “microplate”: fact or fiction? Critical review of the concept and contradictory palaeobiogeographical data. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **195**: 125–148.
- ROUX, A. (1985): Introduction à l'étude des Algues fossiles paléozoïques (De la bactérie à la tectonique des plaques). – Bulletin des Centres Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine, **9**: 465–699.
- ROUX, A. (1991): Ordovician to Devonian marine calcareous algae. – In: RIDING, R. (Hrsg.): Calcareous algae and stromatolites; Berlin (Springer), 349–369.
- RUSH, P. F., & CHAFETZ, H. S. (1991): Skeletal mineralogy of Devonian stromatoporoids. – Journal of Sedimentary Petrology, **61** (3): 364–369.

- SANDSTRÖM, O. & KERSHAW, S. (2002): Ludlow (Silurian) stromatoporoid biostromes from Gotland, Sweden: facies, depositional models and modern analogues. – *Sedimentology*, **49**: 379–395.
- SCHLAGER, W. (2003): Benthic carbonate factories of the Phanerozoic. – *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, **92**: 445–464.
- SCHRÖDER, S. (1998): Rugose Korallen und Stratigraphie des oberen Eifelium und unteren Givetium der Dollendorfer Mulde/Eifel (Mitteldevon; Rheinisches Schiefergebirge/Eifel). – *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **208**: 1–135.
- SCHRÖDER, S. & SALERNO, C. (2001): Korallenfauna und Fazies givetischer Kalksteinabfolgen (Cürten-/Dreimühlen-Formation) der Dollendorfer Mulde (Devon, Rheinisches Schiefergebirge/Eifel). – *Senckenbergiana lethaea*, **81**: 111–133.
- SCHULZ, E. (1883): Die Eifelkalkmulde von Hillesheim, Nebst einem palaeontologischen Anhang. – *Königlich preussische geologische Landesanstalt und Bergakademie zu Berlin, Jahrbuch für 1882*, 158–250.
- SCHWEITZER, H.-J. (1990): Pflanzen erobern das Land. – *Kleine Senckenberg-Reihe*, **18**: 75 S.
- SCHWENZER, H. (1965): Feinstratigraphische Untersuchungen mitteldevonischer Schichten im Nordostteil der Prümer Mulde (Eifel). – *Fortschritte in der Geologie von Rheinland und Westfalen*, **9**: 219–275.
- SCRUTTON, C. T. (1998): The Palaeozoic corals, II: structure, variation and palaeoecology. – *Proceedings of the Yorkshire Geological Society*, **52** (1): 1–57.
- SENOWBARI-DARYAN, B. & LINK, M. (2004): *Bevocastria magna* n. sp., eine neue Cyanobakterie aus obertriassischem Riffkalken des Taurus-Gebirges (Türkei). – *Paläontologische Zeitschrift*, **78** (2): 301–306.
- SHINN, E. A. (1983): Tidal flat environments. – In: SCHOLLE, P.A., BEBOUT, D.G. & MOORE, C.H. (Hrsg.), *Carbonate depositional environments*. – *AAPG, Memoir*, **33**: 171–210.
- SKOMPSKI, S. (1987): The dasycladacean nature of Late Paleozoic palaeoberesellid algae. – *Acta geologica polonica*, **37**: 21–31.
- SKOMPSKI, S. & SZULCZEWSKI, M. (1994): Tide-dominated Middle Devonian Sequence from the Northern Part of the Holy Cross Mountains (Central Poland). – *Facies*, **30**: 247–266.
- SLEUMER, B. H. G. (1969): Devonian Stromatoporoids of the Cantabrian Mountains (Spain). – *Leidsche Geologische Mededelingen*, **44**: 1–136.
- STADELMAIER, M., NOSE, M., MAY, A., SALERNO, C., SCHRÖDER, S. & LEINFELDER, R. R. (2005): Ästige tabulate Korallen-Gemeinschaften aus dem Mitteldevon der Sötenicher Mulde (Eifel): Faunenzusammensetzung und fazielles Umfeld. – *Zitteliana*, **B 25**, 5–38.
- STAMPFLI, G. M. & BOREL, G. D. (2002): A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones. – *Earth and Planetary Science Letters*, **196**: 17–33.
- STEARNS, C. W. (1966a): The microstructure of stromatoporoids. – *Palaeontology*, **9** (1): 74–124.
- STEARNS, C. W. (1966b): Upper Devonian Stromatoporoids from Southern Northwest Territories and Northern Alberta. – *Geological Survey of Canada, Bulletin*, **133**: 35–68.
- STEARNS, C. W. (1972): The relationship of the stromatoporoids to the sclerosponges. – *Lethaia*, **5**: 369–388.
- STEARNS, C. W. (1975a): The stromatoporoid animal. – *Lethaia*, **8**: 89–100.
- STEARNS, C. W. (1975b): Stromatoporoid Assemblages, Ancient Wall Reef Complex (Devonian), Alberta. – *Canadian Journal of Earth Sciences*, **12**: 1631–1667.
- STEARNS, C. W. (1980): Classification of the Paleozoic stromatoporoids. – *Journal of Paleontology*, **54** (5): 881–902.
- STEARNS, C. W. (1983): Stromatoporoids from the Blue Fiord Formation (Lower Devonian) of Ellesmere Island, Arctic Canada. – *Journal of Paleontology*, **57** (3): 539–559.
- STEARNS, C. W. (1984): Growth Forms and Macrostructural Elements of the Coralline Sponges. – *Palaeontographica Americana*, **54**: 315–325.
- STEARNS, C. W. (1988): Stromatoporoids from the Famennian (Devonian) Wabamun Formation, Normandville Oilfield, North-Central Alberta, Canada. – *Journal of Paleontology*, **62** (3): 411–419.
- STEARNS, C. W. (1991): A Revision of *Anostylostroma*, *Atelodictyon*, and Related Genera (Paleozoic Stromatoporoida). – *Journal of Paleontology*, **65** (4): 611–622.
- STEARNS, C. W. (1993a): Revision of the order Stromatoporida. – *Palaeontology*, **36** (1): 201–229.
- STEARNS, C. W. (1993b): Supplementary publication: Revision of the order Stromatoporida. – *British Library, Supplementary Publication*, **1404**: 24 S.
- STEARNS, C. W. (1995): The type species of *Stictostroma* Parks, 1936 (Porifera, Stromatoporoida). – *Journal of Paleontology*, **69** (1): 20–27.
- STEARNS, C. W. (1996): Stromatoporoids from the Devonian (Eifelian to lowest Frasnian) of Manitoba, Canada. – *Journal of Paleontology*, **70** (2): 196–217.
- STEARNS, C. W. (1997): Intraspecific variation, diversity, revised systematics, and type of the Devonian stromatoporoid *Amphipora*. – *Palaeontology*, **40**: 833–854.
- STEARNS, C.W. (2001): Biostratigraphy of Devonian stromatoporoid Faunas of Arctic and Western Canada. – *Journal of Paleontology*, **75** (1): 9–23.
- STEARNS, C. W. & MEHROTRA, P. N. (1970): Lower and Middle Devonian stromatoporoids from Northwestern Canada. – *Geological Survey of Canada, Paper*, **70–13**, iv + 43 S.
- STEARNS, C. W. & PICKETT, J. W. (1994): The stromatoporoid animal revisited: Building the skeleton. – *Lethaia*, **27**: 1–10.
- STEARNS, C. W. & SHAH, D. H. (1990): Devonian (Givetian–Frasnian) stromatoporoids from the subsurface of Saskatchewan, Canada. – *Canadian Journal of Earth Sciences*, **27** (12): 1746–1756.
- STEARNS, C. W., WEBBY, B. D., NESTOR, H. & STOCK, C. W. (1999): Revised classification and terminology of Palaeozoic stromatoporoids. – *Acta Palaeontologica Polonica*, **44** (1): 1–70.
- STETS, J. & SCHÄFER, A. (2002): Depositional Environments in the Lower Devonian Siliciclastics of the Rhenohercynian Basin (Rheinisches Schiefergebirge, W-Germany): Case Studies and a Model. – *Contributions to sedimentary geology*, **22**: 78 S.
- STOCK, C. W. (1982): Upper Devonian (Frasnian) Stromatoporoida of North-Central Iowa: Mason City Member of the Shell Rock Formation. – *Journal of Paleontology*, **56** (3): 654–679.
- STOCK, C. W. (1984): Upper Devonian (Frasnian) Stromatoporoida of North-Central Iowa: Redescription of the Type Specimens of Hall and Whitfield (1873). – *Journal of Paleontology*, **58** (3): 773–788.
- STOCK, C. W. (1989): Microreticulate microstructure in the Stromatoporoida. – *Memoir of the Association of Australasian Palaeontologists*, **8**: 149–155.
- STOCK, C. W. (1994): Origin, evolution, and classification of the stromatoporoid order Actinostromatida. – *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **172**: 355–363.
- STRASSER, A. (1991): Lagoonal-peritidal sequences in carbonate environments: autocyclic and allocyclic processes. In: EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A. (Hrsg.), *Cycles and events in stratigraphy*; Berlin, 709–721.
- STRUVE, W. (1963): Das Korallenmeer der Eifel vor 300 Mio. Jahren – Funde, Deutungen, Probleme. – *Natur und Museum*, **93**: 237–276.
- STRUVE, W. (1982): The great gap in the record of marine Middle Devonian – In: ZIEGLER, W. & WERNER, R. (Hrsg.), *On Devonian Stratigraphy and Paleontology of the Ardenno-Rheinisch Mountains and related Devonian matters*; Courier Forschungsinstitut Senckenberg, **55**: 433–448.
- STRUVE, W. (1992): Neues zur Stratigraphie und Fauna des rhenotypen Mittel-Devon. – *Senckenbergiana lethaea*, **71**: 503–624.
- STRUVE, W. & WERNER, R. (1984): Excursion with paleontologists of P.R. China in the Eifel Hills. – *Eifel Guide Book*; Frankfurt, I–III, 109 S.
- TAIT, J., SCHÄTZ, S., BACHTADSE, V. & SOFFEL, H. (2000): Palaeomagnetism and Palaeozoic palaeogeography of Gondwana and European terranes. – In: FRANKE, W. & HAAK, V., ONCKEN, O. & TANNER, D. (Hrsg.), *Orogenic Processes: Quantification and Modelling the*

- Variscan Belt. – Geological Society, London, Special Publications, **179**: 21–34.
- TONG Z. T., NGUEN D. K., KHROMYCH, V. G., NGUEN C. C., NGUEN T. Z. & TA C. F. (1988): Stratigrafija i celenteraty devona Vetnama, Tom 2: Celenteraty; Novosibirsk (Nauka), 248 S.
- TURNSEK, D. (1970): Devonska stromatoporoidna fauna s. Karavank. – Razpral Slovenski akad. znanosti in umetn. Razredz prirodoslorne med. vede. odd. prirodosl. vede, **13** (N5): 167–192.
- UTESCHER, T. (1992): Mikrofazielle Untersuchungen im Unter-/Mittel-Devon Grenzbereich des westlichen Rheinischen Schiefergebirges. – *Decheniana*, **145**: 204–301.
- VACHARD, D. (1988): Foraminifères et Moravamminides du Givétien et du Frasnien (Dévonien) du Boulonnais (N. France). – *Biostratigraphie du Paléozoïque*, **7**: 89–97.
- VACHARD, D. (1993): Algues, pseudo-algues et microfaciès du Devonien du Domaine Ligérien (Massif Armoricain, France). – *Palaeontographica Abt. B*, **229**: 53–113.
- WALKER, K. R., & ALBERSTADT, L. P. (1975): Ecological succession as an aspect of structure in fossil communities. – *Paleobiology*, **1**: 238–257.
- WALLISER, O. H. (1996): Global events in the Devonian and Carboniferous. – In: WALLISER, O. H. (Hrsg.), *Global events and event stratigraphy*; Berlin (Springer), 53–61.
- WEBB, G. (2001): Biologically Induced Carbonate Precipitation in Reefs through Time. – In: STANLEY G. D. (Hrsg.), *The History and Sedimentology of Ancient Reef Systems. Topics in Geobiology* **17**: 159–203.
- WEBBY, B. D. & STEARN, C. W., & ZHEN, Y. Y. (1993): Lower Devonian (Pragian–Emsian) stromatoporoids from Victoria. – *Proceedings of the Royal Society of Victoria*, **105** (2): 113–185.
- WEBBY, B. D. & ZHEN, Y. Y. (1993): Lower Devonian stromatoporoids from the Jesse Limestone of the Limekilns area, New South Wales. – *Alcheringa*, **17** (2): 327–352.
- WEBBY, B. D. & ZHEN, Y. Y. (1997): Silurian and Devonian clathrodictyids and other stromatoporoids from the Broken River region, north Queensland. – *Alcheringa*, **21** (1): 1–56.
- WENDTE, J. (1992): Platform evolution and its control on reef inception and localization. – In: WENDTE, J., STOAKES, F. & CAMPBELL, C. (Hrsg.), *Devonian-Early Mississippian carbonates of the Western Canada sedimentary basin: A sequence stratigraphic framework*. – SEPM, Short Course, **28**: 41–86.
- WEDDIGE, K. [Hrsg.] (1996): Beiträge zu Gemeinschaftsaufgaben der deutschen Subkommission für Devon-Stratigraphie, 1: Devon-Korrelationstabelle. – *Senckenbergiana lethaea*, **76** (1/2): 267–286.
- WILDE, P., & BERRY, W. B. N. (1984): Destabilization of the oceanic density structure and its significance to marine “extinction” events. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **48**: 143–162.
- WILDE, P., & BERRY, W. B. N. (1986): The role of oceanographic factors in the generation of global bio-events. – In: Walliser, O. H. (Hrsg.), *Global Bio-Events; Lecture Notes in Earth Sciences*, **8**: 75–91.
- WILKINSON, C. R. (1986): The nutritional spectrum of coral reef benthos. – *Oceanus*, **29**: 68–75.
- WILKINSON, C. R. (1987): Interocean Differences in Size and Nutrition of Coral Reef Sponge Populations. – *Science*, **236**: 1654–1657.
- WINTER, J. (1965): Das Givetium der Gerolsteiner Mulde (Eifel). – *Fortschritte in der Geologie von Rheinland und Westfalen*, **9**: 277–322.
- V. WINTERFELD, C.-H. (1994): Variszische Deckentektonik und devonische Beckengeometrie der Nordeifel – Ein quantitatives Modell. – *Aachener Geowissenschaftliche Beiträge*, **12**: 1–319.
- WÖRHEIDE, G. (1998): The Reef Cave Dwelling Ultraconservative Coralline Demosponge *Astrosclera willelyana* Lister 1900 from the Indo-Pacific. – *Facies*, **38**: 1–88.
- WONG, P. K. & OLDERSHAW, A. E. (1980): Causes of cyclicity in reef interior sediments, Kaybob reef, Alberta. – *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, **28**: 411–424.
- WOOD, R. (1987): Biology and revised systematics of some Late Mesozoic Stromatoporoids. – *Special Papers in Palaeontology*, **37**: 1–89.
- WOOD, R. (1991): Non-spicular biomineralization in calcified Demosponges. – In: REITNER, J. & KEUPP, H. (Hrsg.), *Fossil and Recent Sponges*; Berlin (Springer), 322–340.
- WOOD, R. (1993): Nutrients, predation and the history of reef-building. – *Palaios*, **8**: 526–543.
- WOOD, R. (1995): The changing biology of reef-building. – *Palaios*, **10**: 517–529.
- WOOD, R. (1999): Reef evolution; Oxford (Oxford University Press), 418 S.
- WOOD, R. & OPPENHEIMER, C. (2000): Spur and groove morphology from a Late Devonian reef. – *Sedimentary Geology*, **133**: 185–193.
- WRAY, J. C. (1977): Calcareous algae. – *Developments in Palaeontology and Stratigraphy*; Amsterdam (Elsevier), **4**: 185 S.
- YANG J. Z. & DONG D. Y. (1963): Stromatoporoids from the Jiwozhai Member, upper part of the Middle Devonian of Dushan district, Guizhou (Kueichow). – *Acta palaeontologica sinica*, **11** (2): 148–199. – [Chinesisch mit englischer Zusammenf.]
- YANG J. Z. & DONG D. Y. (1979): Devonian Stromatoporoids from Central and Eastern Parts of Guangxi, China. – *Palaeontologica Sinica, n. s.*, **B 14** [whole number 157]: 1–89. – [Chinesisch mit englischer Zusammenf.]
- YAVORSKY, V. I. (1930): Actinostromidae iz devonskich otlogeniï okraini Kuzneckogo bassejna i Urala (Actinostromidae from the Devonian of the borders of the Kuznetsk Basin and the Urals). – *Izvestija Geologicheskogo Komiteta*, **49** (4): 473–496.
- YAVORSKY, V. I. (1931): Nekotorye devonskie Stromatoporoidea iz okrain Kuzneckogo bassejna, Urala iz drugih mest (Some Devonian Stromatoporoids from the outskirts of the Kuznetsk Basin, the Ural, and other localities). – *Izvestija Vsesojuznogo Geologo-Razvedocnogo Ob'edinenija* (Bulletins of the United Geological and Prospecting Service of U.S.S.R.), **94**: 1387–1415.
- YAVORSKY, V. I. (1955): Stromatoporoidea Sovetskogo Sojuza, Chast pervaja. – *Trudy vsesojuznogo nauchno-issledovatel'skogo geologicheskogo Instituta (VSEGEI), Novaja Serija* **8**: 1–173.
- YAVORSKY, V. I. (1957): Stromatoporoidea Sovetskogo Sojuza, Chast vtoraja. – *Trudy vsesojuznogo nauchno-issledovatel'skogo geologicheskogo Instituta (VSEGEI), Novaja Serija* **18**: 168 S.
- YAVORSKY, V. I. (1960): Novy vid nizhnekamenougolnoi Stromatoporoidei. – *Paleontologicheskii Zhurnal*, **1960** (4): 132–133.
- YAVORSKY, V. I. (1961): Stromatoporoidea Sovetskogo Sojuza, Chast tretja. – *Trudy vsesojuznogo nauchno-issledovatel'skogo geologicheskogo Instituta (VSEGEI), Novaja Serija*, **44**: 1–67.
- YAVORSKY, V. I. (1963): Stromatoporoidea Sovetskogo Sojuza, Chast chetvertaja. – *Trudy vsesojuznogo nauchno-issledovatel'skogo geologicheskogo Instituta (VSEGEI), Novaja Serija* **87**: 1–160.
- YOUNG, G. & KERSHAW, S. (2005): Classification and controls of internal banding in Palaeozoic stromatoporoids and colonial corals. – *Palaeontology*, **48**: 623–651.
- ZUKALOVÁ, V. (1971): Stromatoporoidea from the Middle and Upper Devonian of the Moravian Karst. – *Rozpravy Úst edního ústavu Geologickeho*, **37**: 143 S.



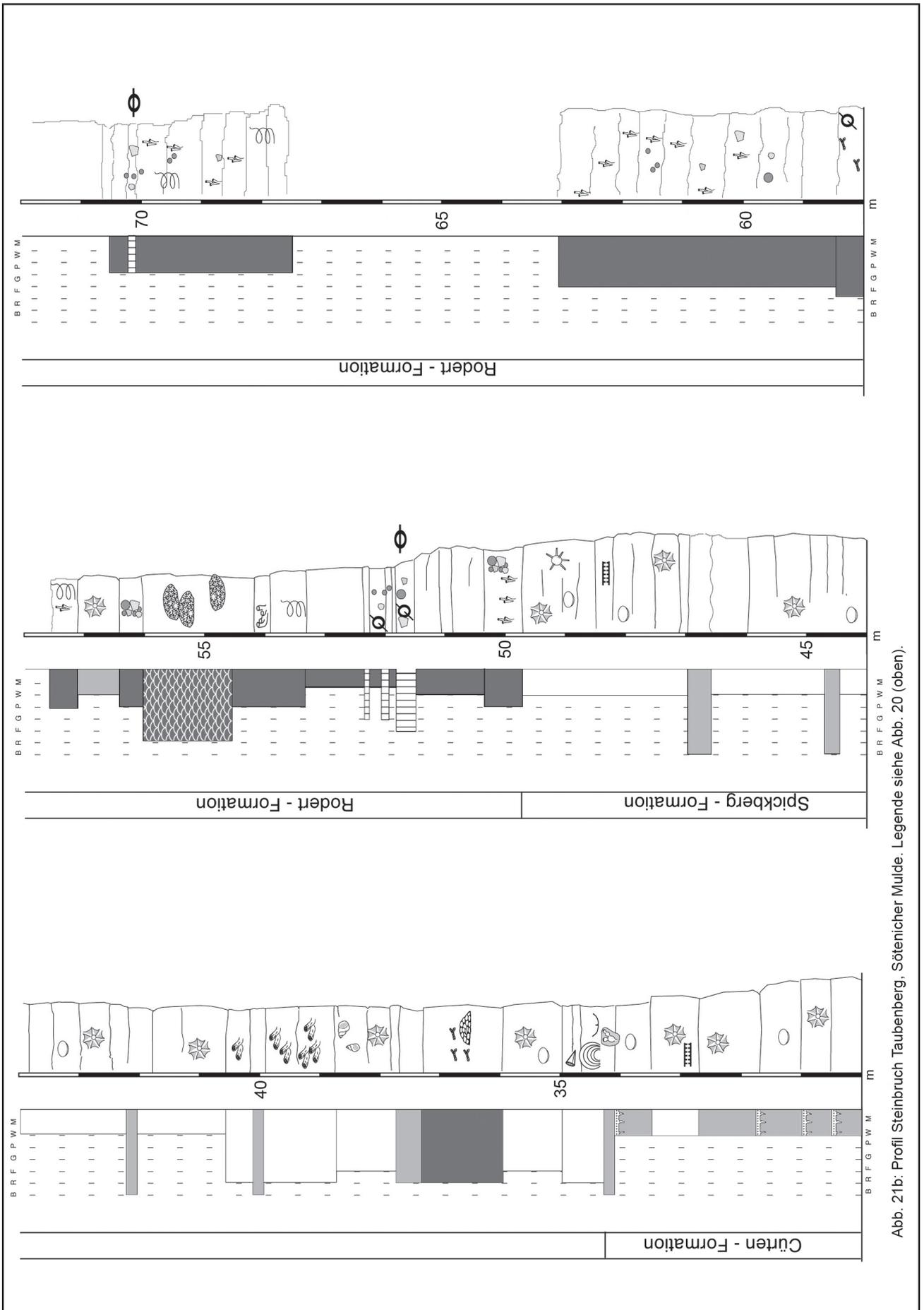


Abb. 21b: Profil Steinbruch Taubenberg, Sötenicher Mulde. Legende siehe Abb. 20 (oben).

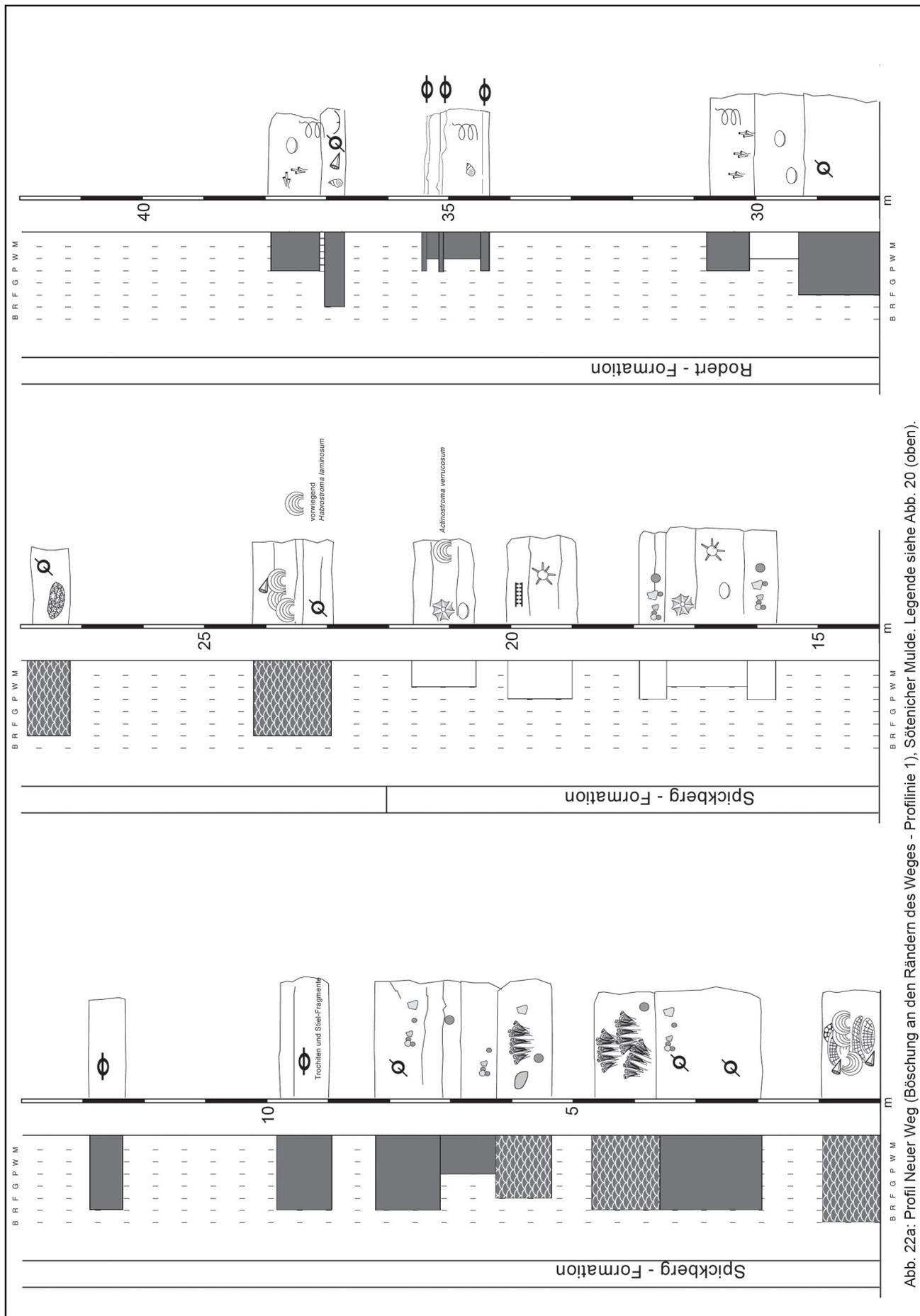


Abb. 22a: Profil Neuer Weg (Böschung an den Rändern des Weges - Profiline 1), Sötenicher Mulde. Legende siehe Abb. 20 (oben).



Abb. 22b: Profil Neuer Weg (Böschung bis zur Sohle des Gemeindesteinbruchs Sötenich - Profilinie 2), Sötenicher Mulde. Legende siehe Abb. 20 (oben).

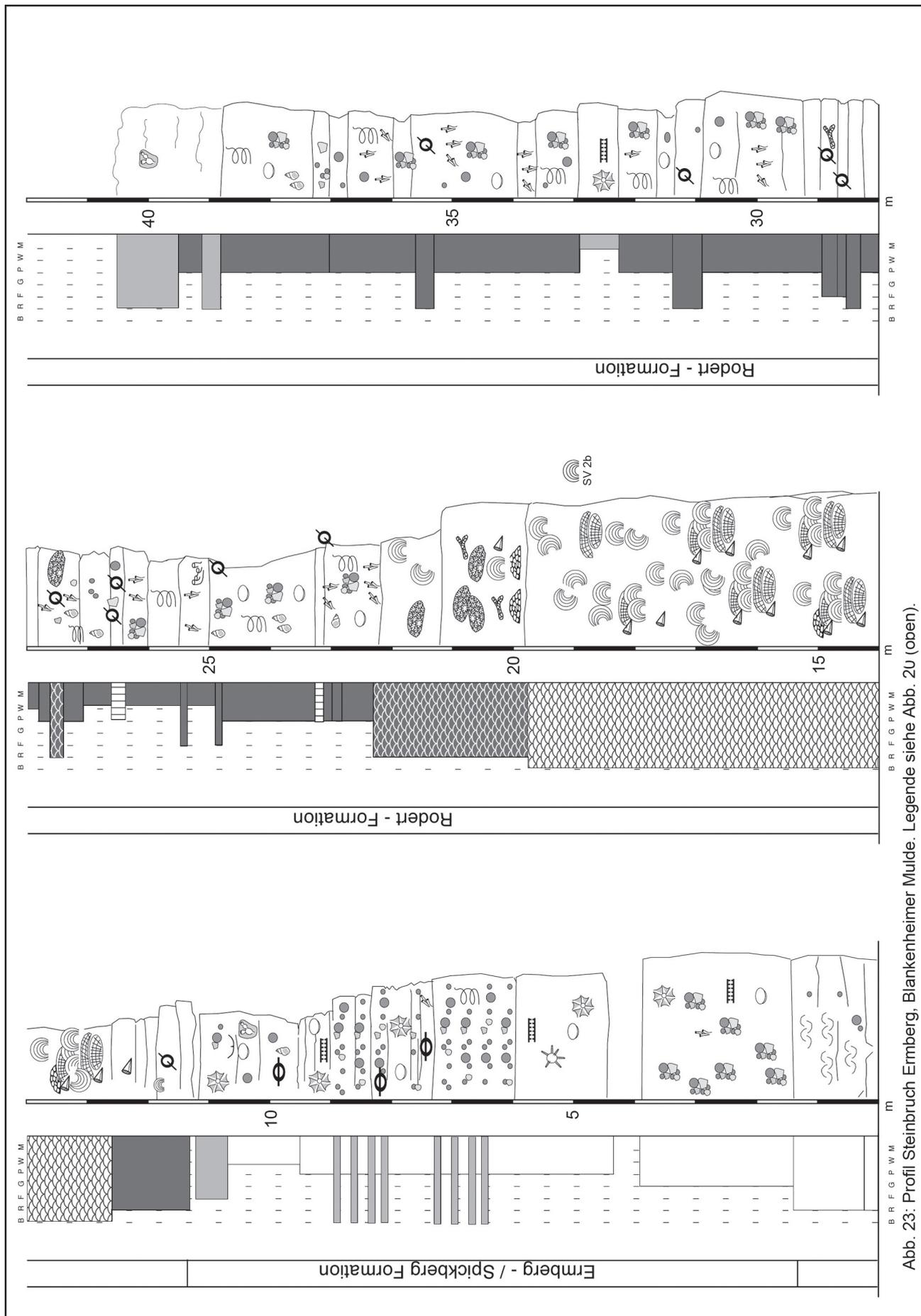


Abb. 23: Profil Steinbruch Erberg, Blankenheimer Mulde. Legende siehe Abb. 2U (oben).

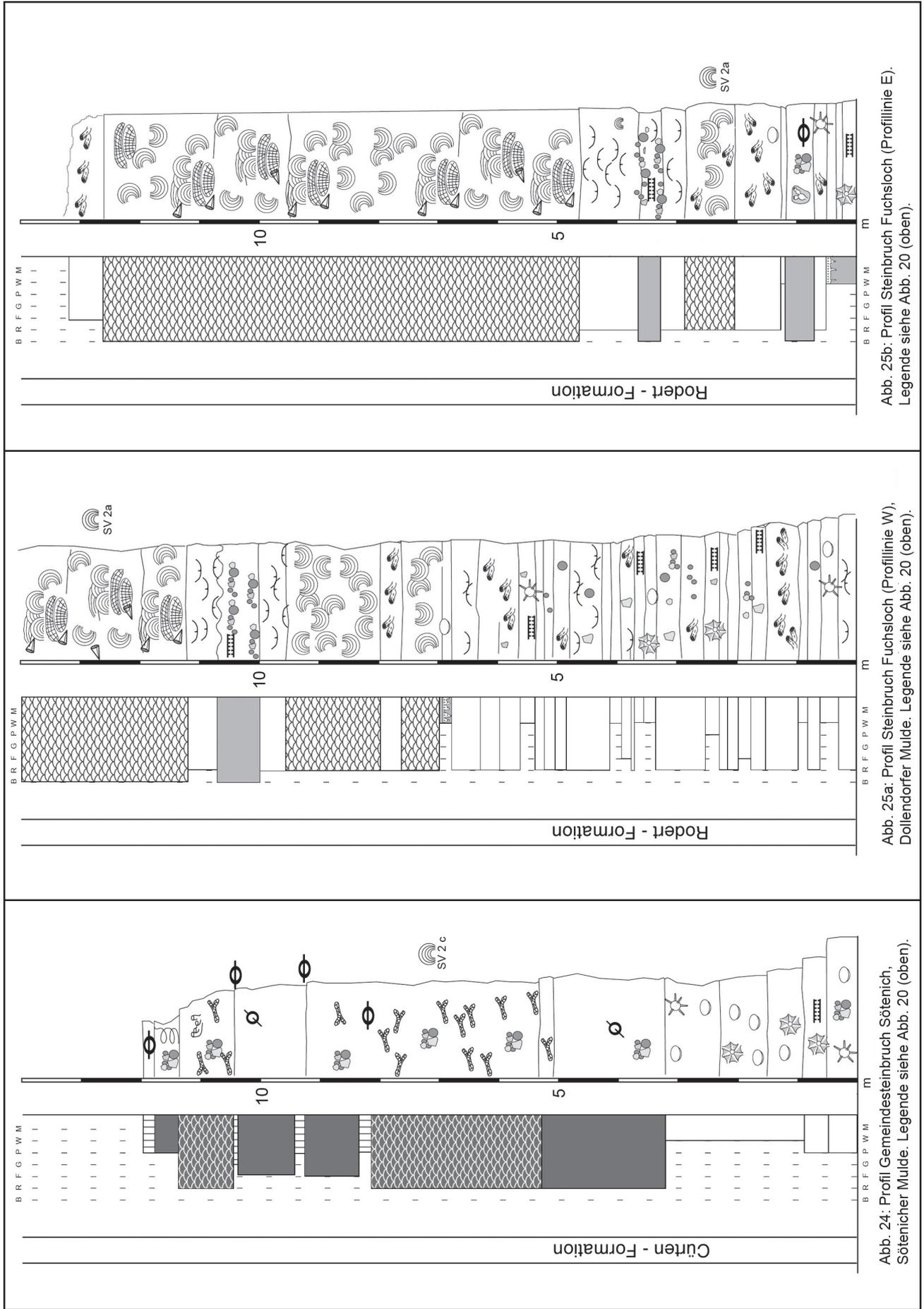


Abb. 25b: Profil Steinbruch Fuchsloch (Profilinie E).
Legende siehe Abb. 20 (oben).

Abb. 25a: Profil Steinbruch Fuchsloch (Profilinie W),
Dollendorfer Mulde. Legende siehe Abb. 20 (oben).

Abb. 24: Profil Gemeindesteinbruch Sötenich,
Sötenicher Mulde. Legende siehe Abb. 20 (oben).

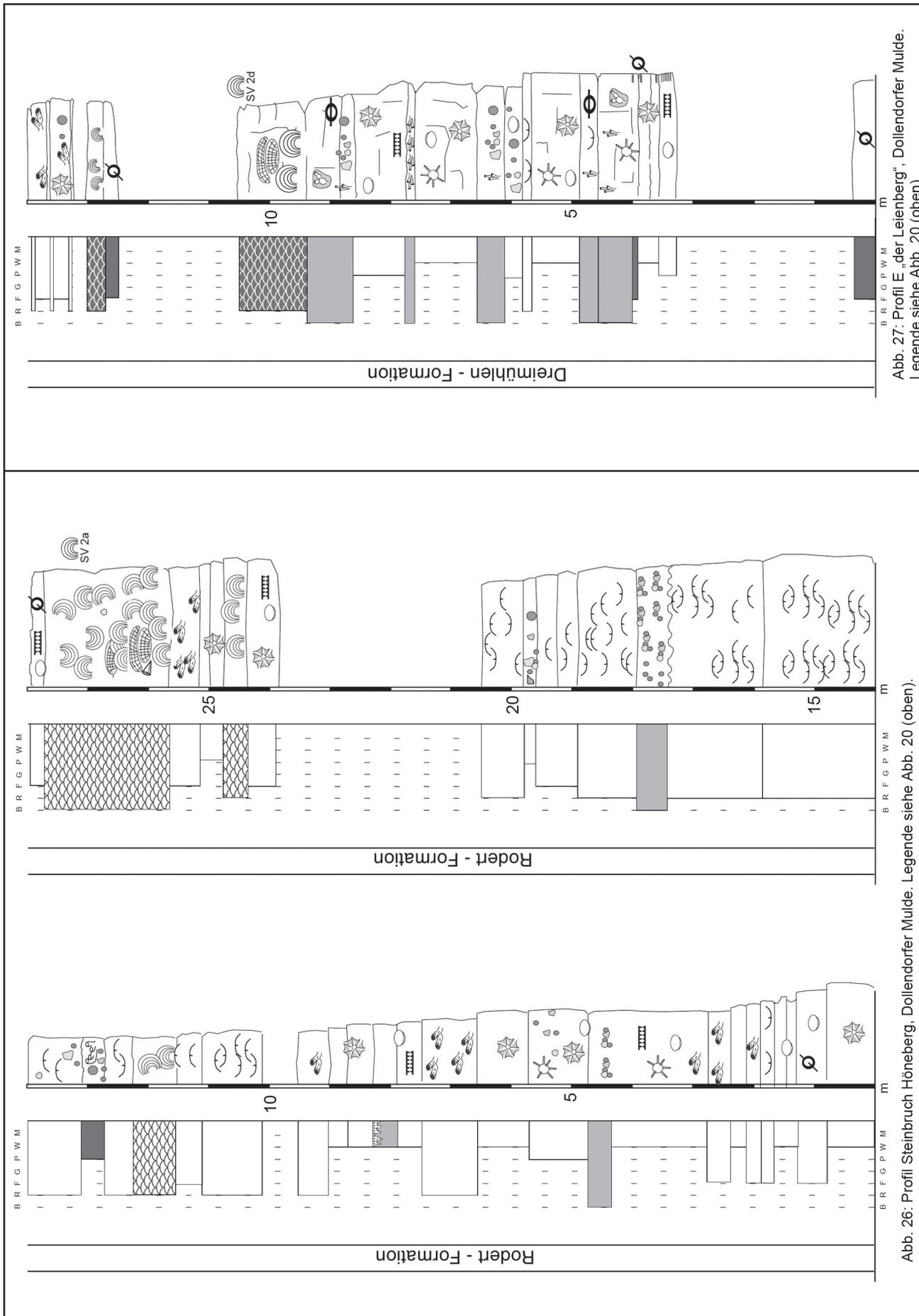


Abb. 27: Profil E „der Leienberg“, Dollendorfer Mulde. Legende siehe Abb. 20 (oben).

Abb. 26: Profil Steinbruch Höneberg, Dollendorfer Mulde. Legende siehe Abb. 20 (oben).

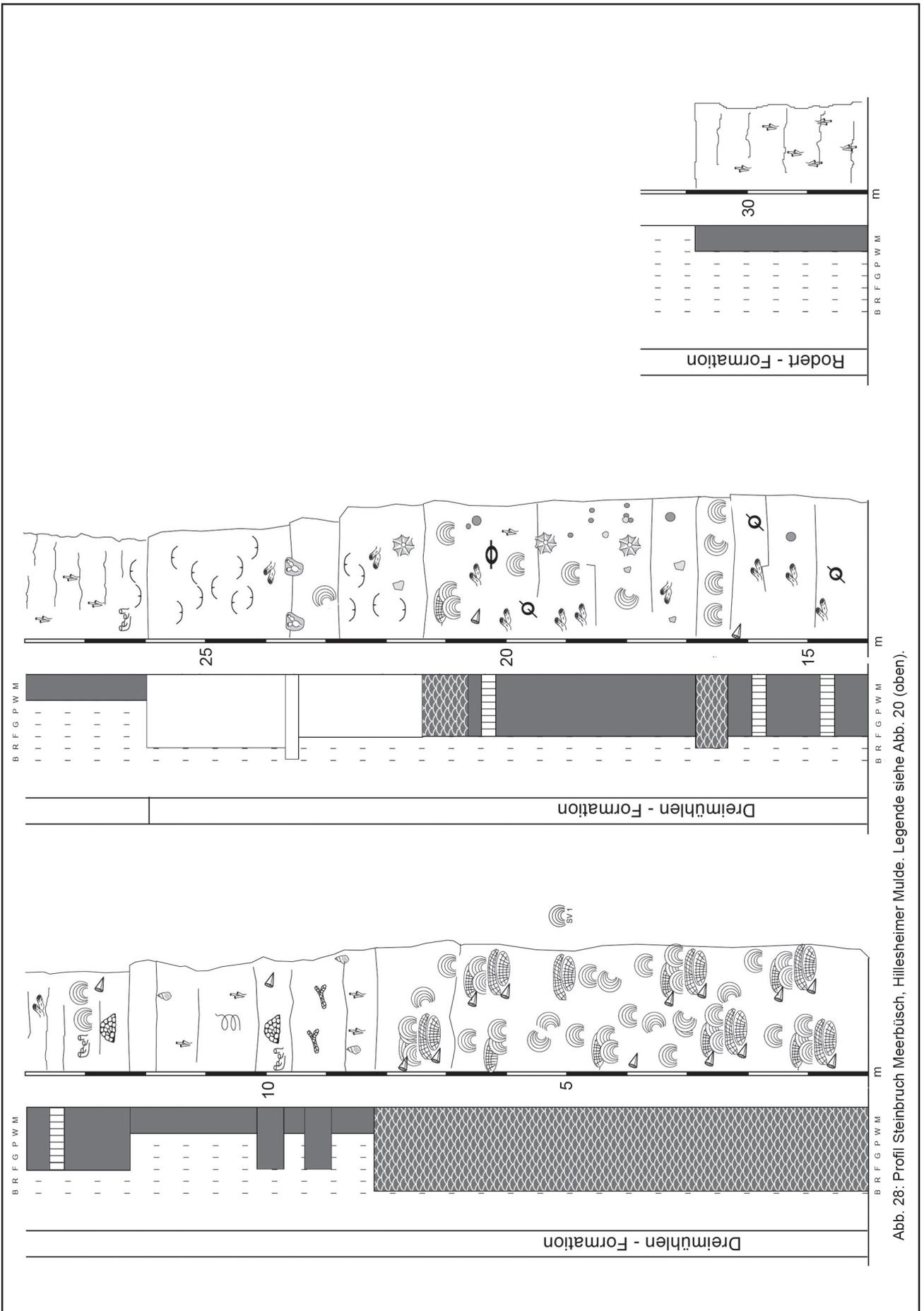


Abb. 28: Profil Steinbruch Meerbüsch, Hillesheimer Mulde. Legende siehe Abb. 20 (oben).

