



**Koloniebildende Phillipsastreidae und
Hexagonariinae aus dem Givetium des Messing-
häuser Sattels und vom Südrand des Briloner
Massenkalkes (nordöstliches Sauerland)**

CHRISTOPH ERRENST

**Stratigraphie und Faziesanalyse einer
mitteldevonischen Karbonatabfolge im
Remscheid-Altenaer Sattel (Sauerland)**

ULRICH KOCH-FRÜCHTL UND MARTINA FRÜCHTL

**Karbonatzyklen in Riff- und Lagunenbereichen des
devonischen Massenkalkkomplexes von Asbeck
(Hönnetal, Rheinisches Schiefergebirge)**

MICHAEL E. SCHUDACK

Hinweise für Autoren

In der Schriftenreihe **Geologie und Paläontologie in Westfalen** werden geowissenschaftliche Beiträge veröffentlicht, die den Raum Westfalen betreffen.

Druckfertige Manuskripte sind an die Schriftleitung zu schicken.

Aufbau des Manuskriptes

1. Titel kurz und bezeichnend.
2. Klare Gliederung.
3. Zusammenfassung in Deutsch am Anfang der Arbeit.

Äußere Form

4. Manuskriptblätter einseitig und weitzeilig beschreiben; Maschinenschrift, Verbesserungen in Druckschrift.
5. Unter der Überschrift: Name des Autors (ausgeschrieben), Anzahl der Abbildungen, Tabellen und Tafeln; Anschrift des Autors auf der 1. Seite unten.
6. Literaturzitate im Text werden wie folgt ausgeführt: (AUTOR, Erscheinungsjahr; evtl. Seite) oder AUTOR (Erscheinungsjahr; evtl. Seite). Angeführte Schriften werden am Schluß der Arbeit geschlossen als Literaturverzeichnis nach den Autoren alphabetisch geordnet. Das Literaturverzeichnis ist nach folgendem Muster anzuordnen:

SIEGFRIED, P. (1959): Das Mammut von Ahlen (*Mammonteus primigenius* BLUMENB.). – Paläont. Z. 30,3:172-184, 3 Abb., 4 Taf.; Stuttgart.

WEGNER, T. (1926): Geologie Westfalens und der angrenzenden Gebiete. 2. Aufl. – 500 S., 1 Taf., 244 Abb.; Paderborn (Schöningh).

7. Schrifttypen im Text:
doppelt unterstrichen = **Fettdruck**.
einfach unterstrichen oder gesperrt = Sperrung.
Gattungs- und Artnamen unterschlängeln = *Kursivdruck*.
Autorenamen durch GROSSBUCHSTABEN wiedergeben.

Abbildungsvorlagen

8. In den Text eingefügte Bild Darstellungen sind Abbildungen (Abb. 2). Auf den Tafeln stehen Figuren (Taf. 3, Fig. 2) oder Profile (Taf. 5, Profil 2).
9. Strichzeichnungen können auf Transparentpapier oder Fotohochglanzpapier vorgelegt werden. Fotografien müssen auf Hochglanzpapier abgezogen sein.

Korrekturen

10. Korrekturfahnen werden den Autoren einmalig zugestellt.
Korrekturen gegen das Manuskript gehen auf Rechnung des Autors.

Für den Inhalt der Beiträge sind die Autoren allein verantwortlich.

Schriftleitung: Dr. Peter Lanser
Westfälisches Museum für Naturkunde
Sentruper Straße 285
48161 Münster

Geologie und Paläontologie in Westfalen

Heft 26

Herausgeber:
Dr. Alfred Hendricks
im Auftrag des Landschaftsverbandes Westfalen-Lippe

dieses Heft wurde
finanziert durch das Ministerium für Stadtentwicklung,
Wohnen und Verkehr
des Landes Nordrhein-Westfalen
als oberste Denkmalbehörde

Koloniebildende Phillipsastreidae und Hexagonariinae aus dem Givetium des Messinghäuser Sattels und vom Südrand des Briloner Massenkalkes (nordöstliches Sauerland)

Christoph Errenst

Stratigraphie und Faziesanalyse einer mitteldevonischen Karbonatabfolge im Remscheid-Altener Sattel (Sauerland)

Ulrich Koch-Früchtl und Martina Früchtl

Karbonatzyklen in Riff- und Lagunenbereichen des devonischen Massenkalkkomplexes von Asbeck (Hönnetal, Rheinisches Schiefergebirge)

Michael E. Schudack

Geol. Paläont. Westf.	26	106 S.	36 Abb. 1 Tab. 11 Taf.	Münster September 1993
--------------------------	-----------	--------	------------------------------	---------------------------

ISSN 0176-148X
ISBN 3-924590-36-2

© 1993 Landschaftsverband Westfalen-Lippe

Alle Rechte vorbehalten. Kein Teil des Werkes darf in irgendeiner Form ohne schriftliche Genehmigung des LWL reproduziert oder unter Verwendung elektronischer Systeme verarbeitet, vervielfältigt oder verbreitet werden.

Inhalt

CHRISTOPH ERRENST: Koloniebildende Phillipsastreidae und Hexagornariinae aus dem Givetium des Messinghäuser Sattels und vom Südrand des Briloner Massenkalkes (nordöstliches Sauerland)	7
ULRICH KOCH-FRÜCHTL und MARTINA FRÜCHTL: Stratigraphie und Faziesanalyse einer mitteldevonischen Karbonatabfolge im Remscheid-Altenaer Sattel (Sauerland)	47
MICHAEL E. SCHUDACK: Karbonatzyklen in Riff- und Lagunenbereichen des devonischen Massenkalkkomplexes von Asbeck (Hönnetal, Rheinisches Schiefergebirge)	77

Geol. Paläont. Westf.	26	7-45	4 Abb. 1 Tab. 7 Taf.	Münster September 1993
--------------------------	----	------	----------------------------	---------------------------

Koloniebildende Phillipsastreidae und Hexagonariinae aus dem Givetium des Messinghäuser Sattels und vom Südrand des Briloner Massenkalkes (nordöstliches Sauerland)

Christoph Errenst*

Die vorliegende Arbeit ist Teil des DFG-Projektes Oe 87/9, das in das DFG-Schwerpunktprogramm Globale und regionale Steuerungsprozesse biogener Sedimentation: „Riff-Evolution und Kreide-Sedimentation“ eingebunden ist.

Zusammenfassung

Die hier beschriebenen koloniebildenden Rugosa stammen größtenteils aus debris flow-Ablagerungen im Bereich des Messinghäuser Sattels südöstlich des Briloner Massenkalkkomplexes. Hier konnte STRITZKE (1980, 1986, 1989 und 1990) die Schichtfolgen des Mittel- und Oberdevons conodontenstratigraphisch detailliert gliedern; dadurch sind die horizontalen Rugosenfunde zeitlich exakt einzuordnen. Eine häufige Koralle der initialen Besiedlungsstadien (mittleres Givetium, mittlere *varcus*-Zone) auf Diabaskuppen bzw. -rücken ist *Thamnophyllum simplex* n. sp., eine dünnstäbige, locker-phaceloide Phillipsastreide, die *Thamnophyllum caespitosum* (GOLDFUSS 1826) nahesteht. Die Funde von *Phillipsastrea*, hier vertreten durch die Typusart *P. hennahi* (LONSDALE 1840), stammen ausschließlich aus dem Ober-Givetium (obere *varcus*- bis tiefster Teil der untersten *asymmetricus*-Zone). Dies steht im Gegensatz zu der noch immer verbreiteten Auffassung, das Einsetzen von *Phillipsastrea* markiere in Mitteleuropa die Mittel-Oberdevon-Grenze. Die Benutzung dieser Gattung als Leitfossil des Oberdevons führte noch in der jüngsten regional-geologischen Literatur zu falschen Einstufungen, was wiederum Fehlinterpretationen der Sedimentationsgeschichte und der paläogeographischen Entwicklung nach sich zog. Die im Querschliff sehr ähnliche *Scruttonia sanctacrucensis* (RÓZKOWSKA 1953) kommt ebenfalls in obergivetischen Schichten vor. Auch *Kuangxiastraea julli* PEDDER 1986 wurde aus givetischen Schichten (tieferer Teil der untersten *asymmetricus*-Zone) geborgen. Daher kann diese Art in Europa ebensowenig als „Leitform“ des Frasniums gelten, als welche sie in der Literatur benutzt wurde. Die neuen Daten haben nicht nur Relevanz für die Interpretation der Riffentwicklung im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge. Sie zwingen auch zum Überdenken bisheriger Vorstellungen zur Rugosenstratigraphie des Mittel-Oberdevon-Grenzbereichs und hierauf beruhender paläobiogeographischer Modelle für den europäischen Raum.

Schlüsselwörter: Devon, Givetium, Hexagonariinae, Phillipsastreidae, *Thamnophyllum simplex* n. sp., Messinghäuser Sattel, Briloner Massenkalk.

Abstract

The majority of the compound rugose corals described in this paper derives from debris flow sediments of the Messinghausen Anticline, which is situated in the southeast of the Devonian Brilon Massive Limestone Complex. The succession of Middle and Upper Devonian conodont zones was pointed out for this area by STRITZKE (1980, 1986, 1989 and 1990). Rugosa taken from sections can be dated by this means. *Thamnophyllum simplex* n. sp. is an abundant element within Middle

* Anschrift des Autors: Dr. Ch. Errenst, Zum Bilstein 21, 42399 Wuppertal

Givetian initial faunas (Middle *varcus* Zone), settling on volcanic sea-mountains and ridges. The occurrence of *Phillipsastrea*, represented by the type species *P. hennahi* (LONSDALE 1840), is confirmed for the Upper Givetian (Upper *varcus* Zone up to the lower part of the Lowermost *asymmetricus* Zone). This contradicts to the general opinion, that the first appearance of *Phillipsastrea* marks out the beginning of the Upper Devonian in Central Europe. The use of this genus as an index fossil resulted in wrong datings of strata, which led to misinterpretations of sedimentary and palaeogeographical developments even in the latest publications concerning regional geological circumstances. Samples of the very similar *Scruttonia sanctacrucensis* (RÓZKOWSKA 1953) also have been taken from Upper Givetian strata. In addition *Kuangxiastraea julli* PEDDER 1986 has been found in Givetian deposits (lower part of the Lowermost *asymmetricus* Zone) as well. For this reason the species neither can be regarded as a Frasnian index fossil in Europe, what had been presumed in literature. The new data do not only take effect on the interpretation of reef development within the northeastern Rhenish Slate Mountains. Former conceptions concerning rugosan stratigraphy of the Middle-Upper Devonian transition and derived palaeobiogeographical models for the Devonian of Europe will have to be revised.

Key words: Devonian, Givetian, Hexagonariinae, Phillipsastreidae, *Thamnophyllum simplex* n. sp., Messinghausen Anticline, Brilon Massive Limestone Complex.

1. Vorwort

Die vorliegende Arbeit entstand im Rahmen der Untersuchungen zum Projekt Oe 87/9, das unter der Leitung von Herrn Prof. Dr. Kl. OEKENTORP (Münster) als Teil des Schwerpunktprogramms „Biogene Sedimentation, Riff-Evolution und Kreide-Sedimentation“ von der Deutschen Forschungsgemeinschaft gefördert wurde. Herrn Dr. R. STRITZKE (GLA, Krefeld) danke ich für die Übermittlung conodontenstratigraphischer Daten. Herr Dipl.-Geol. W. KÜRSCHNER (Ruhr-Universität Bochum, jetzt Utrecht) überließ mir freundlicherweise Material vom Großen Renzelsberg im Süden der Stadt Brilon. Ihm habe ich auch für die Aufbereitung und Auswertung einiger Conodontenproben aus dem Profil am Beringhauser Tunnel zu danken. Das Untersuchungsmaterial wird unter der Inventarnummer B2 C – 29 in der Sammlung des Geologisch-Paläontologischen Instituts und Museums der Westfälischen Wilhelms-Universität Münster hinterlegt.

2. Einleitung

Der überwiegende Teil der hier bearbeiteten Fauna stammt aus dem Bereich des Messinghäuser Sattels. Dieser wird durch die Rösenbecker Mulde vom Briloner Massenkalk im Nordwesten getrennt. Nach Südosten schließen sich die Grottenberg-Poppenberg-Mulde und schließlich der Ostsauerländer Hauptsattel an (vgl. Abb. 1). Das übrige Material kommt vom Großen Renzelsberg, einem Fundpunkt auf dem Südrand des Briloner Massenkalk-Komplexes.

Der givetisch-frasnische Briloner Massenkalk baut sich aus Plattformkalken auf, die im Süden und Südosten von Stromatoporen-Riffen gesäumt werden. Im unteren Frasnium führen diese auch häufiger koloniebildende Rugosa, vor allem *Hexagonaria hexagona* (GOLDFUSS 1826). Südöstlich des Messinghäuser Sattels sind die devonischen Ablagerungen in Beckenfazies entwickelt. Das Untersuchungsgebiet selbst war im Mittel- und Oberdevon ein morphologisch differenzierter Ablagerungsraum im Bereich eines Schelfabhanges. Hier ragten einige Diabaskuppen als Seeberge hervor, auf denen sich Riffbildnerfauna ansiedelte. Die Sedimente des oberen Givetiums und des unteren Frasniums setzen sich in der Regel aus einer Abfolge von debris flow- und Kalkturbiditablagerungen zusammen. Sie führen oft gut erhaltene Rifforganismen, teilweise mit einem hohen Anteil koloniebildender Rugosa. In den Profilen Beringhauser Tunnel und Messinghausen wurden diese nicht weit transportiert. Die außergewöhnlich großen und regelmäßig gewachsenen *Phillipsastrea*-Stöcke stammen aus einem Gebiet, das ihnen sehr günstige Habitatsbedingungen bot, vermutlich von der zum offenen Becken orientierten Südflanke eines Seeberges, der nördlich von Messinghausen lag. Die in Abb. 2 dargestellten Profile führen außer dem umgelagerten Riffschutt durchgehend sehr hohe Anteile an Crinoiden- und Brachiopodenschill, die ihre Vorriffhang-Position belegen. Das Profil Burgberg zeigt vergleichsweise distale Bedingungen. Der besonderen paläogeographischen Konstellation dieser Region ist es zu verdanken, daß sich eine diverse Koloniekorallenfauna in conodontenreichen Schichten findet. Der Briloner Massenkalk-Komplex selbst liefert dagegen nur in

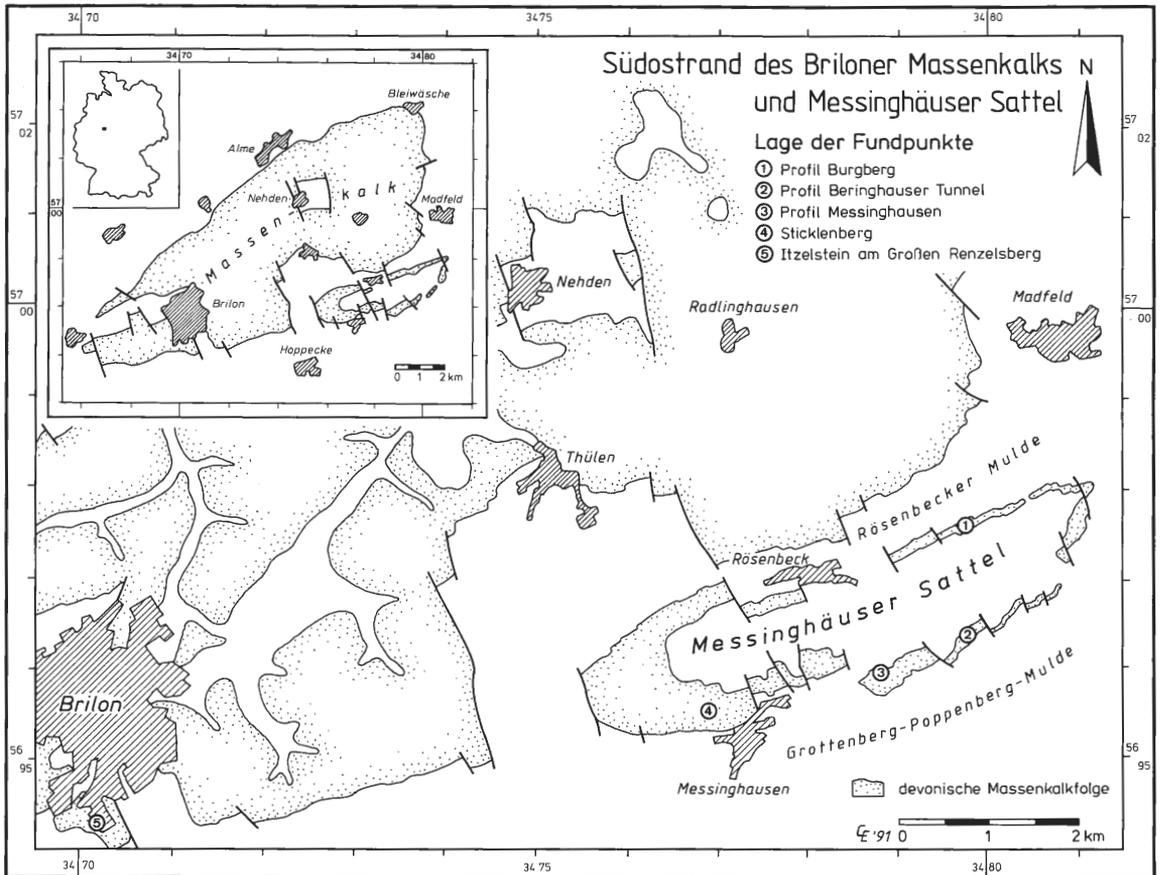


Abb. 1: Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes mit der Lage der Fundpunkte.

seinen äußeren Randbereichen vereinzelt Conodonten (siehe WAHBA, 1978, S. 113 ff und STRITZKE, 1989, S. 82), die keine vergleichbar genauen Datierungen wie am Messinghäuser Sattel zulassen.

3. Forschungsstand

Der Briloner Riffkomplex mit dem angrenzenden Messinghäuser Sattel erfuhr seine erste eingehende geologische Bearbeitung mit den Untersuchungen PAECKELMANNs (1922, 1925, 1928 a und b, 1936). Auf diese Arbeiten geht die Gliederung des Massenkalks in den Schwelmer, Eskesberger- und Dorper Kalk zurück. PAECKELMANN ordnete diesen nach lithologischen und faunistischen Merkmalen definierten Einheiten auch stratigraphische Einstufungen zu: der Eskesberger Kalk repräsentiere höheres Mittel- und der Dorper Kalk tieferes Oberdevon. Er benutzte zur Festlegung der Mittel-Oberdevon-Grenze das Aussetzen von *Stringocephalus burtini* und das Einsetzen von *Phillipsastrea*.

JUX (1960, S. 295 f) wies auf die Schwierigkeiten bei der Unterscheidung zwischen Schwelmer und Eskesberger Kalk hin, die einander lithologisch und faziell entsprechen können. Er listete einige Korallenfunde aus dem Profil am Burgberg auf, die er als *Phillipsastraea ananas* (GOLDFUSS), *Phillipsastraea pentagona* (GOLDFUSS) sowie *Phillipsastraea (Smithia) hennahi* (LONSDALE) bestimmte und dem unteren Oberdevon zuordnete. Im übrigen vermutete er aber bereits, daß das Givetium im Raume Rosenbeck im Vertikalprofil möglicherweise höher reiche als von PAECKELMANN angenommen. BÄR (1966) übernahm im wesentlichen die Einteilungen und stratigraphischen Zuordnungen PAECKELMANNs. KREBS (1974) wandelte dessen Gliederung in eine „Schwelm-Fazies“ mit biostromalem Charakter und eine „Dorp-Fazies“, die Sedimente der Vorriff-, Riffkern- und Rückriffbereiche beinhaltet, um. WAHBA (1978) benutzte die an PAECKELMANN

angelehnte Einteilung in einen unteren Massenkalk in Schwelm-Fazies (oberes Givetium) und einen oberen Massenkalk in Dorp-Fazies (oberes Givetium bis mittleres, stellenweise höheres Adorfium). MORITZ (1983) unterschied im Briloner Massenkalkgebiet vier Entwicklungsstadien: Schwellenstadium (Schwelm-Fazies, mittleres Givetium), Plattformstadium (Schwelm-Fazies, oberes Givetium), Atoll-Stadium (Dorp-Fazies, oberes Givetium bis unteres Adorfium) und zuletzt ein Kappenstadium (Iberg-Fazies, oberes Adorfium), in dem die Riffe infolge rascher Absenkung sterben. Die Ansicht, das Riffsterben sei durch Transgression infolge starker epirogenetischer Absenkung verursacht worden, vertrat auch schon BÄR (1966). Dagegen führte STRITZKE (1989, S. 97) das Riffsterben im Briloner Raum auf einen raschen Rückgang der Subsidenzrate zurück. Nach ersten Ansätzen von WITTEKINDT (1962, 1966) und BÄR (1966) für das Mitteldevon gliederte STRITZKE (1980, 1986, 1989, 1990) die mittel- und oberdevonischen Karbonatgesteine im Gebiet des Messinghäuser Sattels und der südlich anschließenden Grottenberg-Poppenberg-Mulde detailliert und vollständig mittels der Conodontenfauna.

Das Profil Burgberg ist bereits von zahlreichen Bearbeitern unter verschiedenen Aspekten beschrieben worden. Die jüngsten Arbeiten stammen von LITTMANN (1987 a und b); seine Rekonstruktion der Ablagerungsgeschichte beruht vor allem auf der Auswertung der Biogenspektren. Den Beginn der Karbonatsedimentation nimmt er auf einem Schelfhang an. Dann durchläuft das Profil einen distalen Vorriffbereich. An der (zu tief angenommenen) Mittel-Oberdevon-Grenze soll es in einen proximalen Vorriffbereich und über eine intertidale Zone noch im Frasnium schließlich in einen lagunären Raum gelangt sein. Seine Interpretation berücksichtigt aber nicht hinreichend den allochthonen Charakter vieler Faunenelemente. Auch der Conodontenreichtum widerspricht seiner Deutung der „lagunären Zone“. Der gesamte betrachtete Profilabschnitt ist vielmehr Hang- und distalen Vorriffbereichen mit Kalkturbidit- und debris flow-Sedimentation zuzurechnen.

Das von STRITZKE bekannt gemachte Profil am Beringhauser Tunnel wurde unlängst auch in zwei Arbeiten von CLAUSEN, KORN und LUPPOLD (1989 und 1991) beschrieben. Sie geben für den Abschnitt von den mitteldevonischen Schalsteinen bis in die oberdevonischen Knollenkalke einen Überblick der faziellen Entwicklung und nehmen eine grobe conodontenstratigraphische Gliederung vor. Diese stimmt im ganzen mit STRITZKES Einteilung überein; die Obergrenze der *disparilis*-Zone ziehen sie allerdings etwas höher (etwa an dem in Abb. 2 eingezeichneten Profilversatz). Den hier betrachteten Schichtabschnitt ordnen sie „riffkernfernen tieferen Meeresbereichen innerhalb des fore reef-Hanges“ zu, wobei sie die Wassertiefe jedoch auf einige Dekameter einschränken.

Bis in die jüngste Zeit wird die auf PAECKELMANN (1913) zurückgehende Vorstellung, daß das Einsetzen von *Phillipsastrea* mit der Basis des Oberdevons zusammenfällt, in der Praxis angewendet (z. B. WAHBA, 1978, S. 76; MORITZ, 1983, S. 11; LITTMANN, 1987 a, S. 17). Auch BIRENHEIDE (1988, S. 145 sowie 1990, S. 270) sieht in *Phillipsastrea* ein typisch oberdevonisches Element. Die Korallenfauna vom Großen Renzelsberg im Süden Brilons (siehe Abb. 1, Punkt 5) stellt er insgesamt ins untere Frasnium (1990, S. 268). *Phillipsastrea hennahi* (LONSDALE 1840) kommt aber auch dort in den tieferen Fundschichten (nach Conodontenfunden höheres Givetium, frdl. mdl. Mitt. W. KÜRSCHNER) und *Hexagonaria hexagona* (GOLDFUSS 1826) in dem höheren Teil der Abfolge (nach Conodontenfunden Unter-Frasnium, frdl. mdl. Mitt. W. KÜRSCHNER) vor. Die Befunde über die stratigraphische Position dieser Taxa stimmen also mit den Ergebnissen für den Bereich des Messinghäuser Sattels überein. Die vorliegende Arbeit soll dazu beitragen, die Wissenslücke über die Rugosenfaunen des Mittel-Oberdevon-Grenzbereichs, die auch BIRENHEIDE (1990, S. 259) beklagt, weiter zu füllen. Die stratigraphischen Einstufungen der Rugosenfunde bedeuten hierfür einen wichtigen Fortschritt, da bislang nur aus wenigen mitteleuropäischen Vorkommen genaue Daten vorliegen. Bisherige Ansätze, die räumlich-zeitliche Verbreitung hermatypter Koloniekorallen im Mittel- und Oberdevon Zentraleuropas darzustellen, gehen von Abfolgen aus, die in begrenzten Regionen ermittelt wurden (z.B. TSIEN 1988). Es zeigt sich jedoch, daß die stratigraphischen Reichweiten einiger Taxa in den verschiedenen Verbreitungsgebieten teilweise erheblich voneinander abweichen. Die allgemein verbreitete Ansicht, *Phillipsastrea* sei ein Leitfossil des Oberdevons, hat sich auch über Zirkelschlüsse in der Literatur zementiert, kann aber für das Untersuchungsgebiet nicht aufrecht erhalten werden. Sie führte hier mehrfach zu falschen stratigraphischen Einstufungen von Schichteinheiten. Es ist anzunehmen, daß die Gattung auch in anderen mitteleuropäischen Vorkommen nicht erst im Frasnium auftrat; mit ihrem Erscheinen definierte Festlegungen der Mittel-Oberdevon-Grenze bedürfen der Überprüfung. Die Widersprüche, die sich aus den neuen Ergebnissen zu bisherigen Vorstellungen über die Rugosenstratigraphie und den Faunenprovinzialismus ergeben, werden in Kap. 4.2 diskutiert.

4. Stratigraphie

Die Datierung von Riffgesteinen und -faunen bereitet oft Schwierigkeiten, da die Fossilgruppen, auf denen orthostratigraphische Gliederungen basieren (Ammonoideen, Conodonten), in Riff- und Lagunenbereichen praktisch fehlen. Aus diesem Grunde stehen nach wie vor recht wenige und ungenaue Daten über die stratigraphische Reichweite vieler Rugosen-Taxa zur Verfügung. Im Rheinischen Schiefergebirge sind besonders die Korallenfaunen des Mittel-Oberdevon-Grenzbereichs noch unzureichend bearbeitet. Die Rugosenfaunen selbst können nicht die stratigraphischen Daten in erforderlicher Genauigkeit liefern, wie in Kap. 4.2 noch gezeigt werden wird. Wenn das Alter der Fundschichten auf andere Weise bestimmt werden kann, lassen sie sich, allenfalls in begrenzten Regionen, für indirekte Einstufungen benutzen. Darum sind die Vorriffgebiete von besonderem Interesse für stratigraphische Untersuchungen, auch wenn die Sedimente dieser Region in der Regel allochthone Riffbildnerfaunen führen.

4.1 Bezugssystem

Fast alle hier bearbeiteten Korallen stammen aus Profilen, die STRITZKE (1980, 1986, 1989 und 1990) mittels reicher Conodontenfauna detailliert stratigraphisch gliederte. In den riffschuttreichen Sedimenten der Messinghäuser Sattel-Region ist für den betrachteten Abschnitt eine vollständige Conodontenzonenfolge belegt; drei Profile sind übersichtsmäßig dargestellt (siehe Abb. 2). Die Conodontenzonengliederung im Mittel-Oberdevon-Übergangsbereich wurde in jüngster Zeit revidiert (SANDBERG, ZIEGLER & BULTYNCK, 1989 sowie ZIEGLER & SANDBERG, 1990; siehe Tab. 1). Diese neuen Gliederungen sind jedoch bislang nicht allgemein angenommen. Das „Conodonten-Standardprofil“ am Martenberg bei Adorf ist weniger als 10 km von den hier bearbeiteten Fundpunkten entfernt. Da das zur Verfügung stehende Conodontenmaterial sehr reichhaltig ist, war zu

ZIEGLER & SANDBERG, 1990	Frasnium	<i>linguiformis</i>	höchste		
		späte <i>rhenana</i>	obere	<i>gigas</i>	
		frühe <i>rhenana</i>	untere		
		<i>jamieae</i>			
		späte <i>hassi</i>		<i>Ancyrognathus triangularis</i>	
		frühe <i>hassi</i>			
		<i>punctata</i>	mittlere		
		<i>transitans</i>	untere	<i>asymmetricus</i>	
		<i>falsiovalis</i>			
		<i>disparilis</i>	unterste		
ZIEGLER & KLAPPER, 1982	Givetium		obere	<i>hermanni-cristatus</i>	
			untere		
				<i>varcus</i>	
			obere	<i>obliqui-marginatus</i>	
		untere			
ZIEGLER, 1971					

Tabelle 1: Gegenüberstellung der revidierten und der bisher gebräuchlichen Conodontenzonengliederungen für den Mittel-Oberdevon-Grenzbereich.

erwarten, daß sich die revidierte Zonengliederung in den Profilen nachvollziehen läßt. Für den Fundpunkt Burgberg ist dies bereits geschehen (STRITZKE, 1991, Abb. 2, Tab. 2). Vorläufig wird der Abschnitt oberhalb der *disparilis*-Zone noch nach ZIEGLER (1971) gegliedert. Dieses berührt die stratigraphischen Interpretationen der Korallenfunde nicht.

4.2 Anmerkungen zur Rugosenstratigraphie

Mit Hilfe der conodontenstratigraphischen Daten ist es nunmehr möglich, die Vorkommen einiger wichtiger Septenkorallenarten im nordöstlichen Sauerland genau zu datieren. Dies ist dem glücklichen Umstand zu verdanken, daß die conodontenreiche Schichtenfolge des Mittel- und Oberdevons im Messinghäuser Vorriffgebiet auch reichlich allochthone Rugosenfauna führt. Die hier angetroffenen Verhältnisse decken sich nicht mit den Vorstellungen, die bisher für das Rheinische Schiefergebirge beziehungsweise den west- und mitteleuropäischen Raum entwickelt wurden. Mit der heute verfügbaren Datenbasis ist es nicht möglich, Rugosenzonenabfolgen im Sinne parastratigraphischer Gliederungen zu ermitteln, die für eine so große und differenzierte Region Gültigkeit haben; das gilt besonders für hermatype Koloniebildner. Dahin gehende Versuche sind sehr kritisch zu betrachten. Wie nachfolgend gezeigt wird, gelten ermittelte Rugosenabfolgen nur für begrenzte Gebiete und dürfen nicht auf größere Regionen ausgedehnt werden. Das überraschend frühe Auftreten von Phillipsastreen bereits in der *varcus*-Zone (im tiefsten Obergivetium) wurde zum Anlaß genommen, diese Gruppe hermatyper Rugosen als einen Hauptgegenstand dieser Abhandlung zu wählen; insbesondere soll gezeigt werden, daß ihre Bedeutung für die „Rugosenstratigraphie“ noch immer falsch eingeschätzt wird.

BIRENHEIDE (1988 und 1990) untersuchte kürzlich Rugosenfaunen aus dem Mittel-Oberdevon-Grenzbereich des Rheinischen Schiefergebirges. Er beklagt die Tatsache (1990, S. 259), daß sich der Kenntnisstand für diesen Bereich seit den Arbeiten von FRECH (1885, 1886), PAECKELMANN (1913) und WALTHER (1928, 1929) kaum erweitert habe. In seine Untersuchung bezog er eine Fauna vom Großen Renzelsberg im Süden Brilons ein (siehe Abb. 1, Punkt 5), die er insgesamt dem unteren Frasnium zuordnet. Die vor etwa dreißig Jahren aufgesammelten Proben umfassen *Hexagonaria hexagona* (GOLDFUSS 1826), *Phillipsastrea hennahi* (LONSDALE 1840), *Frechastrea (Scruttonia) sanctacruciensis* (RÓZKOWSKA 1953), *Pexiphyllum* cf. *rectum* WALTHER 1928, *Disphyllum* (*D.*) sp. und *Acanthophyllum* sp., nach seinen Angaben möglicherweise eine neue Art, die er als „kleinen Nachläufer der *Acanthophyllum vermiculare-concavum*-Gruppe“ ansieht. Brachiodontendatierungen erbrachten keine genaue Einstufung der Fundschichten, oberdevonische Elemente sollen jedoch gegenüber mitteldevonischen überwiegen (BIRENHEIDE beruft sich auf Mitteilungen STRUVEs). Die gleiche Einschätzung trifft er für die Rugosenfauna. Das Material dieses Fundpunktes entstammt aber sowohl givetischen als auch frasnischen Abschnitten und repräsentiert somit den unmittelbaren Mittel-Oberdevon-Übergangsbereich. Wie oben bereits erwähnt wurde, gehören die Fundschichten von *Phillipsastrea hennahi* nach Conodontendatierungen in das höhere Givetium, die darüberliegenden Horizonte mit *Hexagonaria hexagona* ins untere Frasnium; Dieses entspricht den Befunden für das Gebiet des Messinghäuser Sattels. In dem 10 km entfernten Profil Beringhauser Tunnel findet man *Hexagonaria hexagona* (GOLDFUSS 1826) im tiefsten Frasnium (untere *asymmetricus*-Zone), *Phillipsastrea hennahi* (LONSDALE 1840) dagegen im oberen Givetium (obere *varcus*- bis unterste *asymmetricus*-Zone). BIRENHEIDEs Schlußfolgerung (1988, S. 145), es gäbe in Übereinstimmung mit den bisherigen Vorstellungen guten Grund zu der Annahme, daß die Mittel-Oberdevon-Grenze im deutschen Teil des Rheinischen Schiefergebirges unter dem Aspekt der Rugosenstratigraphie eine *Phillipsastrea*-Grenze, eine *Hexagonaria*-Grenze und untergeordnet eine *Pexiphyllum*-Grenze sei, bestätigt sich somit, was die Phillipsastreen anbelangt, im nordöstlichen Sauerland nicht.

KÜSTER (1987) benutzte die zuvor aus dem Frasnium Kanadas (Alberta) beschriebene *Kuangxiastrea julli* PEDDER 1986 (die sie zu *Scruttonia* ČEREPNINA 1974 transferiert, siehe auch Kap. 5), um eine Schichtfolge in den Karnischen Alpen ebenfalls in das Frasnium einzustufen. Der hier erbrachte Nachweis der Art im Ober-Givetium Mitteleuropas zeigt wiederum, daß Rugosendatierungen nicht ohne weiteres von einer Region auf eine andere übertragbar sind. Interessant ist der Aspekt, daß nahestehende Arten der Gattung *Kuangxiastrea* YÜ & KUANG 1983 in China ebenfalls in Vorriffgebieten des Ober-Givetiums gefunden werden, möglicherweise auch im Harz (frdl. mdl. Mitt. YÜ). YÜ vermutet, daß man mit dieser Form möglicherweise ein fast weltweites Leitfossil für obergivetische Vorriffgebiete gefunden hat. Es ist nach den Fundmeldungen offensichtlich, daß diese Gattung sich nur in sehr exponierten Habitaten ansiedelte und somit als Faziesfossil für

paläogeographische Interpretationen sehr brauchbar ist. Was den stratigraphischen Aspekt betrifft, möchte ich jedoch zur Vorsicht mahnen. Der Nachweis dieser Formen in etwa gleichalten, weit voneinander entfernten Vorkommen ist darauf zurückzuführen, daß dort die notwendigen Habitatsbedingungen gegeben waren; die Synchronität ist nur eine indirekte Folge. Die absolute Lebensdauer der Taxa war mit Sicherheit größer (vergleiche hierzu die Ausführungen im nachfolgenden Absatz).

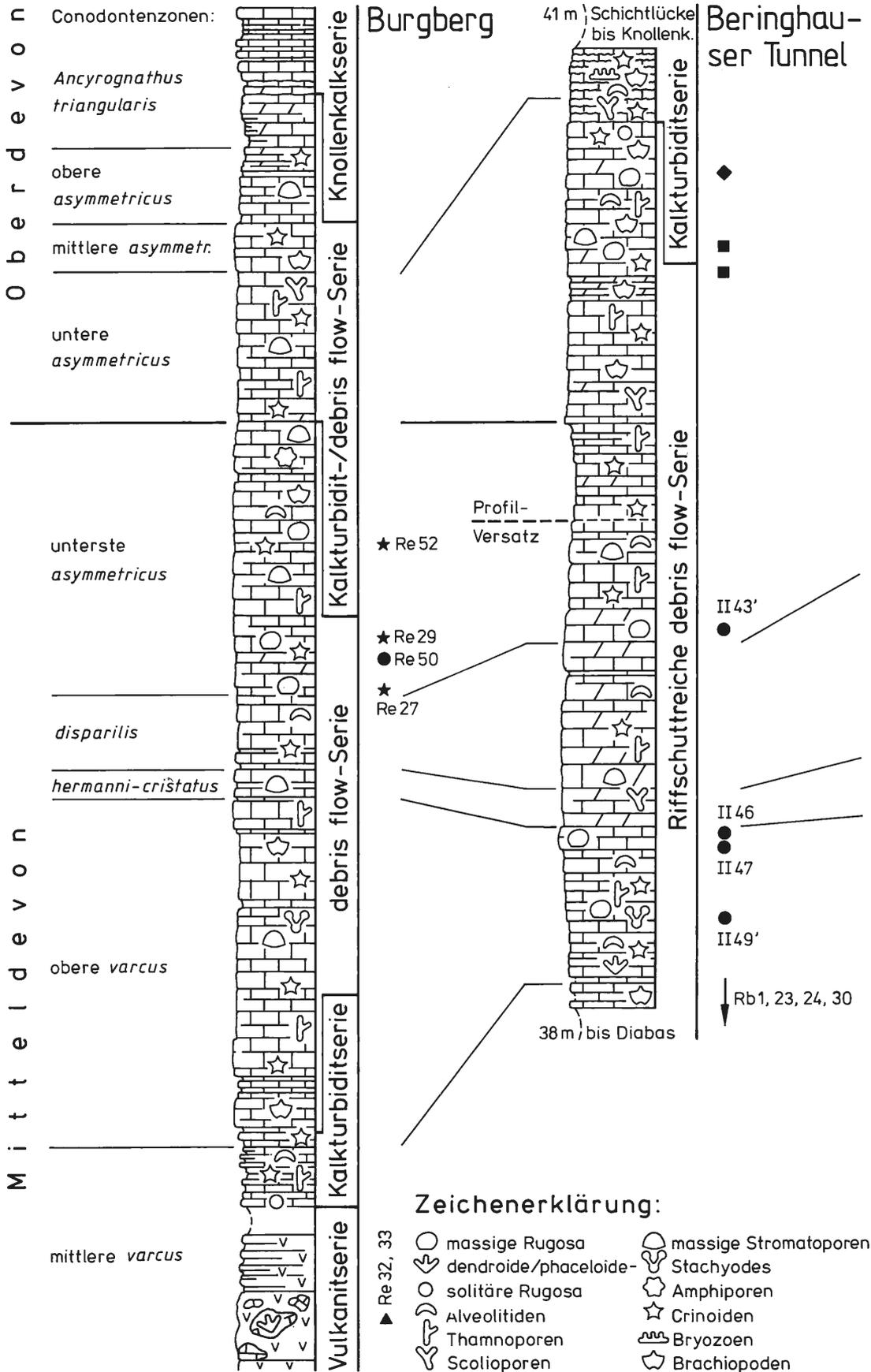
An dieser Stelle seien einige grundsätzliche Überlegungen über den möglichen stratigraphischen Wert von Riffkorallen eingefügt. WALTHERs Optimismus (1929, S. 99 f) hinsichtlich der stratigraphischen Bedeutung von Korallen ist aus heutiger Sicht überzogen. Er schrieb: „... Es hat sich klar erwiesen, daß eine Stratigraphie aufgrund der Korallen durchführbar ist mit einer Exaktheit, wie sie vermittels der Ammoniten für den Jura geschaffen ist.“ Mit solitären Formen stellte er eine Zonenfolge „leitender Korallentypen des oberen Mitteldevon und des unteren Oberdevon“ auf, wobei die Mittel-Oberdevon-Grenze durch das Einsetzen von *Pexiphyllum primum* WALTHER 1928 markiert wird. Eine Rugosenstratigraphie im Sinne einer hochauflösenden parastratigraphischen Gliederung, die sich an der Ammonoiten- oder Conodontenzonenfolge eichen ließe, kann es jedoch nicht geben. Dafür sind mehrere Faktoren verantwortlich: Die einzelnen Taxa haben in vielen Fällen nachgewiesenermaßen eine sehr lange Lebensdauer; einzelne Arten können durchaus über mehrere Stufen hinweg verbreitet sein, wenn man die Daten aus verschiedenen Ausbreitungsgebieten in Betracht zieht. Als benthische Organismengruppe mit sehr speziellen Habitatsansprüchen vermochten die Rugosenarten sich auch nicht weltweit bzw. über größere Regionen auszubreiten. Der eingeschränkte Faunenaustausch durch Migrationshindernisse führte häufig zu einem ausgeprägten Faunenprovinzialismus. Rugosen besaßen, wie die Scleractinia, sicherlich auch ein geschlechtlich entstandenes, frei bewegliches Planula-Larvenstadium; auch dieses kann die rasche Ausbreitung aber nicht sicherstellen. Zahlreiche Einflüsse wirken dem als Barrieren entgegen. Die Planula-Larven heutiger Septenkorallen können zwar tage- oder wochenlang schwimmen, sind aber, wie schon die freigesetzten Eier, sehr empfindlich gegenüber ungünstigen Umwelteinflüssen; sie können daher keine großen Distanzen überwinden. Beispielsweise kann die Aussüßung der oberflächennahen Wasserschichten infolge starker Regenfälle den gesamten geschlechtlichen Korallenwachstum einer Saison vernichten, der nach Beobachtungen im Großen Barriereriff von zahlreichen Arten gleichzeitig freigesetzt wird. Große Flußdeltasysteme sind eine Ausbreitungsbarriere für Riffkorallen, wie heute an der Amazonas-Orinoco-Barriere beobachtet werden kann. Diese trennt seit dem Miozän die Faunenentwicklung in der brasilianischen von der karibisch-westindischen Korallenprovinz, da der Larvenaustausch unterbunden ist (SCHUHMACHER, 1976). Da zudem für die Ansiedlung hermatyper Korallen eine Reihe von Habitatsbedingungen erfüllt sein müssen, können Korallenarten sich nur ausbreiten, wenn Siedlungsgebiete zur Verfügung stehen, die nicht zu weit voneinander entfernt liegen (Trittsteinbiotop). Der Faktor *D i s t a n z* kann also neben den übrigen paläogeographischen, -klimatischen, faziellen und ökologischen Hindernissen bereits eine Ausbreitungsbarriere sein. Die Ausbildung der Faunenprovinzen im Devon läßt vermuten, daß die Rugosen-Migrationen prinzipiell den gleichen Steuerungsmechanismen unterlagen, wie sie für die Ausbreitung heutiger Septenkorallen gelten. Der Old Red-Kontinent mit seinen Flußsystemen und vorgelagerten detritischen Sedimentationsräumen ist für die extrem endemische Entwicklung der Rugosenfaunen im Mitteldevon des östlichen Nordamerikas mit verantwortlich, dessen Meeresbecken nach Westen durch Gebirgsketten vom pazifischen Raum isoliert waren (siehe OLIVER, 1973 und 1976). Der Vergleich mit anderen benthischen Fossilgruppen (z. B. Brachiopoden und Trilobiten) zeigt, daß rugose Korallen stärker zum Endemismus neigen und sich langsamer ausbreiten (OLIVER, 1986).

▷

Abb. 2: Die Fundhorizonte von Phillipsastreiden und Hexagonariinen in drei Profilen am Messinghäuser Sattel.

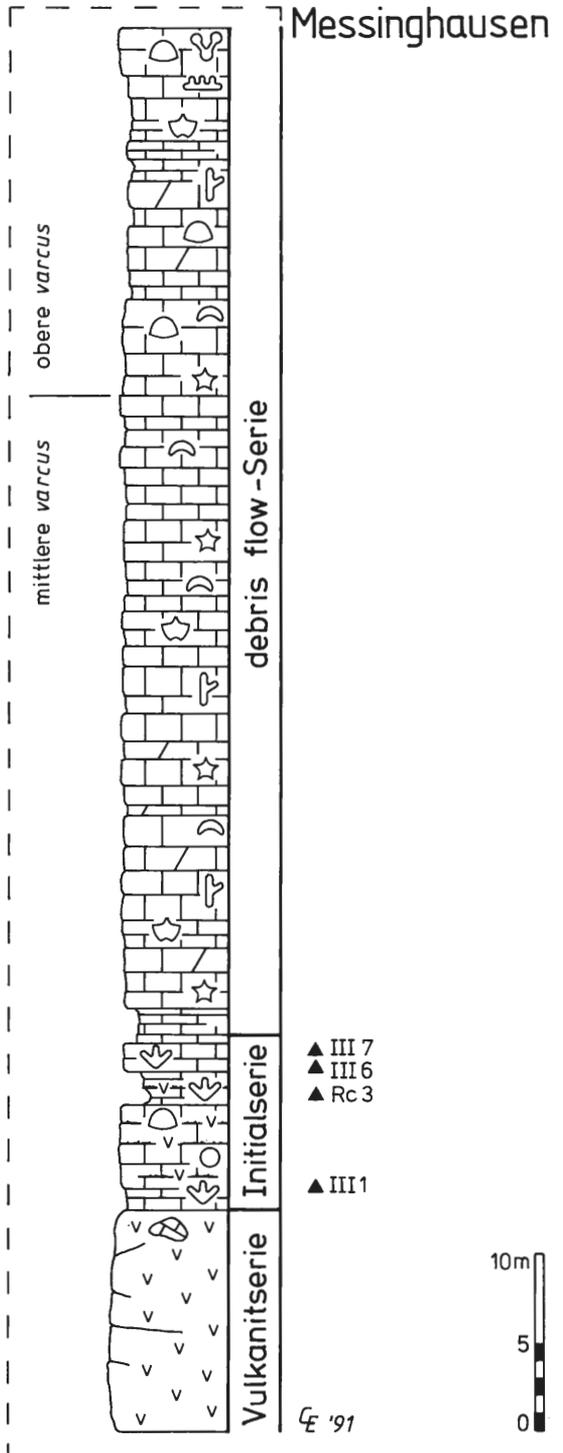
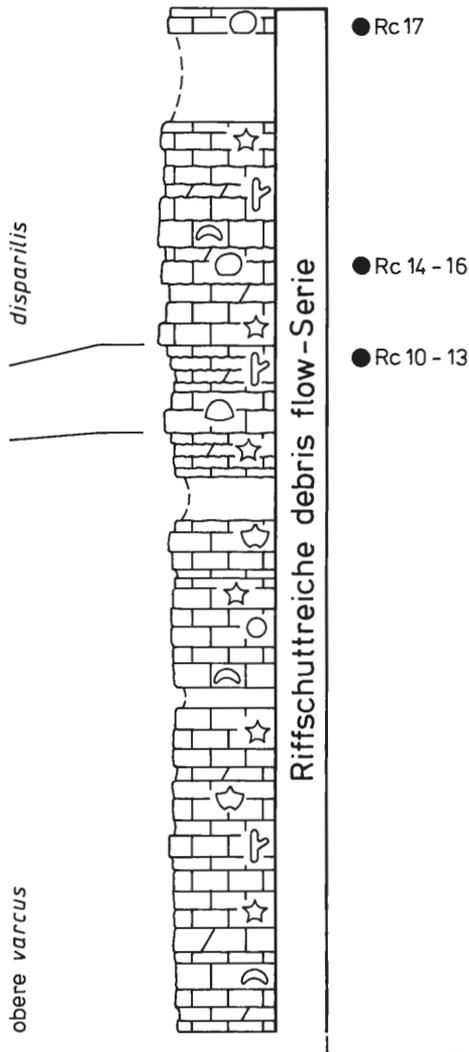
Die locker-phaceloide Koralle *Thamnophyllum simplex* n. sp. kommt in der Initialserie (mittlere *varcus*-Zone) bei Messinghausen teilweise parautochthon vor. Alle übrigen eingezeichneten Rugosenfunde stammen aus debris flow-Ablagerungen und sind allochthon. Der gute Erhaltungszustand der manchmal sehr großen und vollständigen Stöcke in den Profilen Beringhauser Tunnel und Messinghausen belegt kurze Transportwege. Bemerkenswert ist das sehr frühe Auftreten von *Phillipsastrea hennahi* (LONSDALE 1840) bereits in der oberen *varcus*-Zone. Auch *Kuangxiastraea jullii* PEDDER 1986 kommt im Ober-Givetium vor (unterste *asymmetricus*-Zone).

Die conodontenstratigraphische Gliederung der Profile wurde von R. STRITZKE (Krefeld) erarbeitet. W. KÜRSCHNER (Utrecht) wertete einige Proben aus dem tieferen Teil des Profils am Beringhauser Tunnel aus.



Symbole für Korallenfunde:

- ◆ *Hexagonaria sedgwicki* (M.-EDW. & H. 1851)
- *Hexagonaria hexagona* (GOLDFUSS 1826)
- ★ *Kuangxiastraea julli* PEDDER 1986
- *Phillipsastrea hennahi* (LONSDALE 1840)
- ▲ *Thamnophyllum simplex* n. sp.



Es gibt also bioimmanente Faktoren, die der Eignung von hermatypen Septenkorallen als Leitfossilien (kurzlebige Taxa, rasche und weite Verbreitung) entgegenstehen. Dagegen sind sie durch ihre Lebensweise und Habitatsansprüche Faziesfossilien extremer Ausprägung. Überspitzt formuliert ist jede „rugosenstratigraphische Zonengliederung“ lediglich ein Abbild der lithologischen Entwicklung einer begrenzten Region und keine biostratigraphische Gliederung. Vergleicht man verschiedene Gebiete miteinander, stellt man fest, daß nicht nur Verschiebungen im zeitlichen Auftreten bestimmter Taxa vorkommen, sondern die Reihenfolge sich sogar umkehren kann. So ist beispielsweise *Hexagonaria hexagona* nach TSIEN (1967, 1977) im südbelgischen Raum im oberen Abschnitt des unteren Frasniums verbreitet. Im Untersuchungsgebiet wird diese Art gleich zu Beginn des Frasniums angetroffen. Die hier (wie übrigens auch in England) schon mindestens zu Beginn des Ober-Givetiums nachgewiesene *Phillipsastrea hennahi* soll in Belgien dagegen erst im tieferen Teil des oberen Frasniums zu finden sein (TSIEN, 1967 und 1977, COEN-AUBERT, 1974). Dieses verdeutlicht gleichzeitig die große stratigraphische Reichweite des Taxons, wie auch die extremen regionalen Unterschiede in der zeitlichen Verbreitung.

Dieser Aspekt wurde in bisherigen rugosenstratigraphischen und paläobiogeographischen Arbeiten nicht hinreichend beachtet. So schreibt TSIEN (1988) bestimmten Formen, entsprechend der südbelgischen Rugosenzonenfolge nach TSIEN (1967, 1971, 1977), Ausbreitungsphasen zu, die er auf den gesamten west- und mitteleuropäischen Raum projiziert. Er spricht im oberen Givetium vom *Disphyllum virgatum* (sensu TSIEN 1970) – Meer. Das untere Frasnium teilt er in ein *Disphyllum-Macgeea*-Meer und ein *Hexagonaria-Tabulophyllum*-Meer auf, dem im oberen Frasnium schließlich die *Phillipsastrea*-Zone bzw. das *Frechastraea-Renalcia*-Meer folgt. Diese Ausbreitungsphasen entsprechen jedoch nicht der im Arbeitsgebiet festgestellten Rugosenabfolge. TSIEN (1977, S. 207) vertritt die Auffassung, daß die rugosen Korallen des Givetiums und des Frasniums aufgrund einer raschen Evolution der Formen einen biostratigraphischen Wert besitzen. Er entwirft „phylogenetische Linien“ der Gattungen *Hexagonaria* und *Phillipsastrea* (einschließlich *Scruttonia* und *Frechastraea* zugerechneter Arten), die sich an der Reihenfolge ihres zeitlichen Auftretens in der südbelgisch-nordfranzösischen Rugosenprovinz orientieren. Widersprüche zu dieser Darstellung ergeben sich unter anderem aus abweichenden stratigraphischen Zuordnungen einiger Taxa in anderen Regionen. Die langsam verlaufende Evolution der Korallen wird von den regionalen Einflüssen der faziellen Entwicklung auf die Zusammensetzung der Faunengemeinschaften überlagert. Die Evolution der Rugosa muß in einem größeren regionalen Rahmen betrachtet werden. Der europäische Raum war zwar in Rugosenprovinzen gegliedert, weist aber keine endemischen Faunengemeinschaften wie in Nordamerika auf (OLIVER, 1973, 1976, OLIVER & PEDDER, 1979). Es fand ein Faunenaustausch statt. Phylogenetische Analysen komplizieren sich durch häufige Schwierigkeiten bei der Abgrenzung von Arten. Umweltfaktoren (wie Wassertiefe, Strömungsverhältnisse, Sedimentfracht etc.) wirken sich stark auf morphologische Merkmale von Korallenstöcken aus. Dies betrifft nicht nur die Stockform, sondern auch innere Skelettmerkmale; folglich muß man Septenkorallenarten große Variationsbreiten einräumen. Am fossilen Material ist aber nicht ohne weiteres zu rekonstruieren, welche Veränderungen evolutionär und welche umweltbedingt sind. Hieraus ergeben sich Schwierigkeiten bei der Anwendung des typologistischen Morphospezieskonzeptes, zu dem es in der Rugosenbearbeitung jedoch keine praktikable Alternative gibt. Die in der Literatur häufig beschriebenen „Übergangsformen“ zwischen verschiedenen Taxa sind in den meisten Fällen Ausdruck der großen, teilweise von äußeren Faktoren gesteuerten, innerartlichen Variationsbreite.

Die Mittel-Oberdevon-Grenze ist in Europa nicht wie im östlichen Nordamerika durch einen markanten Faunenschnitt bei den Rugosa gekennzeichnet. Dort war die Entwicklung vom späten Unter- bis ins höchste Mitteldevon durch geographische Isolation endemisch geprägt. Im Frasnium wanderten dann Altwelt-Faunen ein, die die einheimischen Formen rasch und vollständig verdrängten (OLIVER 1976). Viele Korallen des nordamerikanischen Frasniums, oder nahestehende Arten, sind in Europa, Asien und Australien aber schon aus älteren Stufen bekannt (OLIVER & PEDDER, 1979). Einige Rugosenarten können im östlichen Nordamerika daher tatsächlich den Nachweis von Oberdevon liefern, nicht aber in Europa. Dieser regionale Leitwert geht auf ein paläogeographisches Ereignis, nämlich den Wegfall von Migrationsbarrieren, zurück.

Rugosenzonenabfolgen begrenzter Regionen haben sich schon mehrfach als brauchbare Zeitraster innerhalb des jeweiligen Gebietes erwiesen (vgl. OLIVER & PEDDER, 1979; TSIEN, 1977). Die Populationen bestimmter Arten scheinen sich innerhalb kleinerer Areale nur über einen begrenzten Zeitraum behauptet zu haben. Unter diesem Aspekt lassen sich die aus dem Messinghäuser Raum gewonnenen stratigraphischen Aussagen mit einiger Sicherheit auch auf den unmittelbar benachbarten Briloner Massenkalk-Komplex übertragen. Wie bereits dargelegt wurde, bestätigten sich einige Ergebnisse für den Fundpunkt 5 (Großer Renzelsberg/Izelstein; siehe Abb. 1), der weiter

westlich auf dem Südrand des Briloner Riffkalkes liegt. In der untersuchten Region zeigt *Phillipsastrea hennahi* (LONSDALE 1840) das Ober-Givetium an, *Hexagonaria hexagona* (GOLDFUSS 1826) dagegen das tiefste Frasnium. Es sei aber nochmals betont, daß diese Rugosenhorizonte Biofazieszonen sind. Sie beinhalten somit nur indirekte und regional begrenzte stratigraphische Aussagen, die keinesfalls auf entferntere Gebiete übertragbar sind.

5. Faunenbeschreibungen

Die nachfolgende Dokumentation beschreibt einen Teil des umfangreichen Materials (Rugosen, Tabulaten, Chaetetiden und Stromatoporen), das bei den Geländearbeiten zum DFG-Projekt Oe 87/9 („Riffbildner und biofazielle Entwicklung der devonischen Riffgesteine im nördlichen Sauerland“) gewonnen wurde. Die Untersuchungen erfolgten mit Hilfe orientierter Dünnschliffe (5 x 5 cm, ca. 50 µ Dicke). Auch Anschliffe zersägter Stöcke wurden benutzt. Daneben standen einige herausgewitterte und freigelegte Oberflächen mit erhaltenen Kelchen zur Verfügung. Die in den Maßtabellen benutzten Abkürzungen sind nachfolgend zusammengestellt:

- c-c = Zentrenabstände benachbarter Corallite (in mm).
- d = Äußerer Durchmesser eines Coralliten einschließlich Wand (wenn vorhanden; in mm),
- dxD = Kleinster x größter Durchmesser von Coralliten mit ovalen oder länglich-prismatischen Querschnitten (in mm).
- dd = Dicke des Dissepimentariums (= Blasenzone; in mm).
- Dm = Größter Durchmesser des größten vorhandenen Stockfragmentes (in mm).
- dt = Durchmesser des Tabulariums (= Schlotzone; in mm).
- t' = Anzahl der Tabulae-Anschnitte auf 10 mm Corallit-Länge.
- S_I+S_{II} = Anzahl der Septen erster + zweiter Ordnung je Corallit.

Die untersuchten subthamnasterioiden Koloniekorallen wurden *Kuangxiastraea julli* PEDDER 1986, *Phillipsastrea hennahi* (LONSDALE 1840) und *Scruttonia sanctacrucensis* (RÓZKOWASKA 1953) zugeordnet. Ihre Unterscheidung ist makroskopisch und auch anhand der Querschliffe oftmals nicht leicht. Einige charakteristische Merkmale dieser drei Formen werden daher nachfolgend zusammengefaßt und in Abb. 3 gegenübergestellt. Die Tabulariumsdurchmesser sind bei *Kuangxiastraea julli* im Mittel etwas größer als bei *Phillipsastrea hennahi* und bei dieser wiederum größer als bei *Scruttonia sanctacrucensis*. Insgesamt fallen alle Dimensionswerte aber in den Variationsbereich von *Phillipsastrea hennahi*. *Kuangxiastraea julli* ist von den beiden anderen Arten im Querschliff relativ sicher zu trennen, da die Septen am Tabulariumsrand keilförmig verdickt sind und die Verdickungszone der Septen erster Ordnung bis in das Tabularium hineinragt. Die dünn auslaufenden Septeninnenkanten enden in Axialnähe. Die spindelförmigen Septenverdickungszonen von *Phillipsastrea* und *Scruttonia*, die auf die schmalen Trabekelfächer am Tabulariumsrand zurückgehen, sind dagegen kompakt. Die Septen des ersten Zyklus dünner nach innen sehr rasch aus und lassen vor allem bei *Phillipsastrea* einen deutlichen axialen Freiraum. *Kuangxiastraea* besitzt meist stark entwickelte Carinae; die Septen von *Phillipsastrea hennahi* sind am schwächsten carinat. Dieses Merkmal ist individuell allerdings variabel. Im Querschliff sind bei *Kuangxiastraea* im Tabularium zahlreiche Anschnitte der unvollständigen Böden zu erkennen. Bei *Phillipsastrea* sind dagegen meist nur wenige der teilweise vollständigen Tabulae angeschnitten. Eine sichere Unterscheidung zwischen *Phillipsastrea hennahi* und *Scruttonia sanctacrucensis* allein anhand von Querschliffen ist oftmals nicht möglich. Deutlicher werden die Unterschiede in den Längsschliffen, wobei jedoch auch hier Einschränkungen zu machen sind. Ungünstige Erhaltungszustände bzw. Schnittlagen erschweren die Beurteilung einiger Merkmale, z. B. des Verlaufs der Dissepimentebenen. Diese steigen bei *Phillipsastrea* zum Rand des von einer unvollständigen Hufeisendissepimentröhre umgebenen Tabulariums mehr oder weniger steil an. Bei *Scruttonia* sind sie insgesamt flach; Hufeisendissepimente werden nicht beobachtet, obwohl die Anordnung der Trabekelfächer auf den Septenseitenflächen in diesem Bereich der von *Phillipsastrea hennahi* entspricht. Bei *Kuangxiastraea* fallen die flachen Dissepimente am Tabulariumsrand hingegen steil ab.

- Unterklasse: **Rugosa** MILNE-EDWARDS & HAIME 1850
- Ordnung: **Stauriida** VERRILL 1865
- Unterordnung: **Columnariina** SOSHKINA 1941
- Familie: **Columnariidae** NICHOLSON 1879
- Unterfamilie: **Hexagonariinae** BULVANKER 1958

Gattung: ***Kuangxiastraea*** YÜ & KUANG 1983

Typus-Art: *Haplothecia (Kuangxiastraea) elegans* YÜ & KUANG 1983

Diagnose (nach PEDDER, 1986, S. 655): „Astreoide bis thamnasterioide Gattung hexagonarider Korallen; Intercorallitwände sind, wenn vorhanden, extrem fragmentarisch und gänzlich septalen Ursprungs. Septa in zwei Ordnungen, mäßig bis stark carinat, mit Yardarm- und Zickzackcarinae. Peripher können Septen in mehr als eine Lamelle aufspalten, retiform perforiert sein oder in einzelne Trabekel zerfallen, die annähernd entlang der Septenebene aufgereiht sind. Die Trabekelfächer verlaufen etwa senkrecht zu den mäßig bis stark gebogenen inneren Dissepimentebenen. Dissepimente klein, zahlreich, globos und am Tabulariumsrand steil abfallend. Tabulae zahlreich, nur selten vollständig. Tabularienoberflächen auch innerspezifisch sehr variabel.“

Anmerkungen: *Kuangxiastraea* ist inzwischen von vielen Bearbeitern als eigenständiges Genus angenommen; als nahe Verwandte von *Haplothecia* FRECH 1885 wird sie allgemein den Hexagonariinae zugerechnet. PEDDER (1986, S. 655 f) bezieht hier u. a. *Smithia pengellyi* MILNE-EDWARDS & HAIME 1851 ein, die SCRUTTON (1967) revidiert und zu *Haplothecia* gestellt hatte. In der früheren Literatur wurde diese Form meist *Phillipsastrea* zugerechnet. Die Abgrenzung gegen *Phillipsastreiden* ohne Hufeisendissepimente, insbesondere gegen *Scruttonia* ČEREPNINA 1974, bereitet einige Schwierigkeiten, da zahlreiche strukturelle Übereinstimmungen beobachtet werden können. KÜSTER (1987) transferierte die nachfolgend beschriebene Art *Kuangxiastraea julli* PEDDER 1986 zu *Scruttonia*. Das Problem der generischen Zugehörigkeit wird in den Anmerkungen zu dieser nachfolgend beschriebenen Art diskutiert.

Abb. 3. Merkmalsvergleich der drei häufigsten astreoide-subthamnasterioiden Koloniekorallen aus dem Ober-Givetium des Untersuchungsgebietes in Quer- und Längsschliffbildern. ▷

Kuangxiastraea julli PEDDER 1986

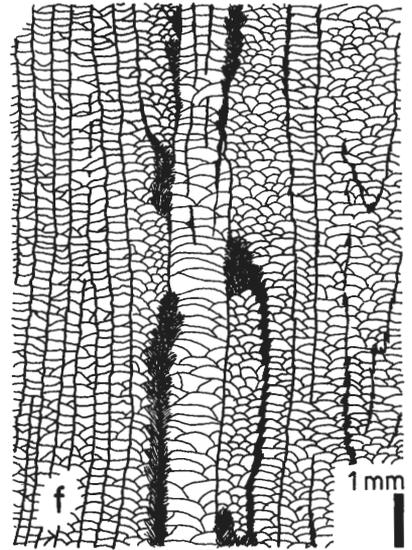
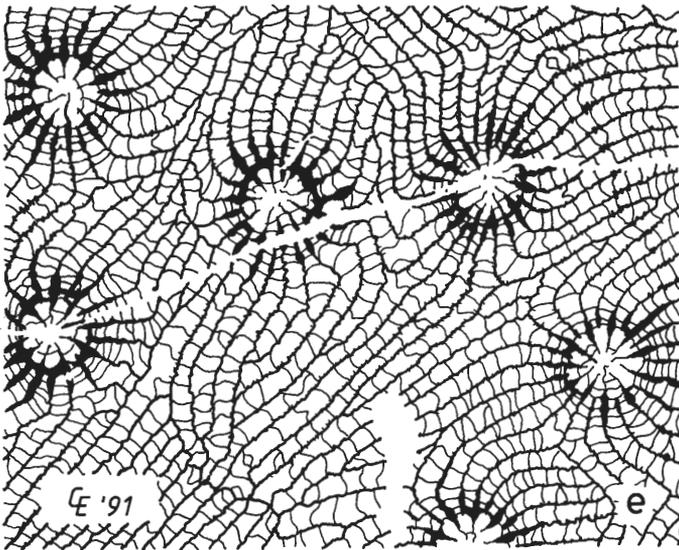
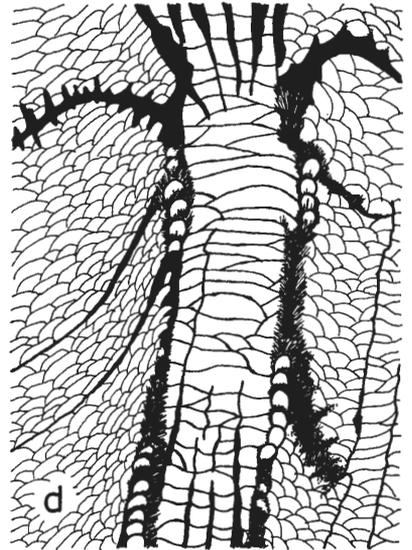
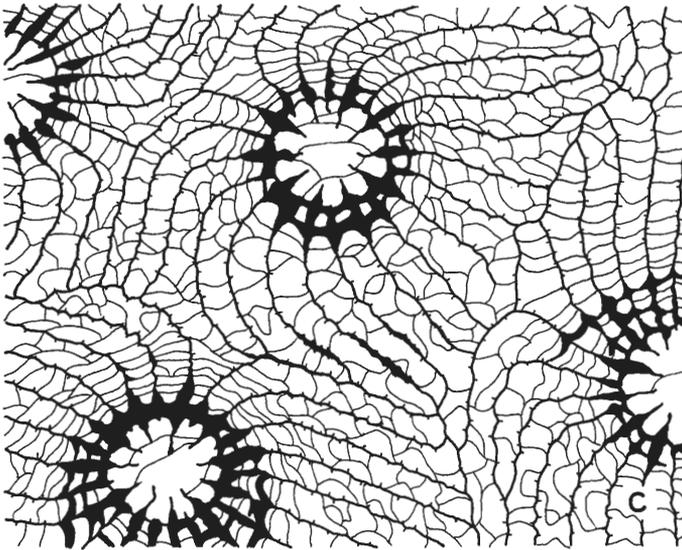
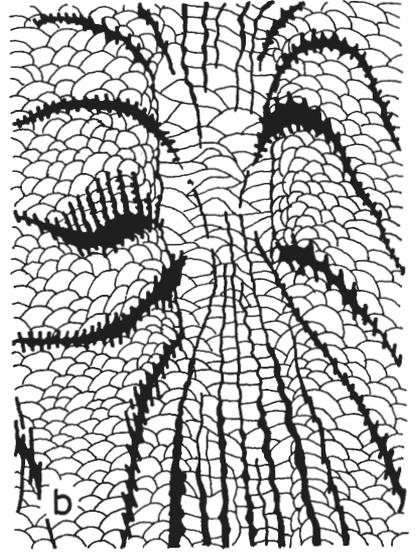
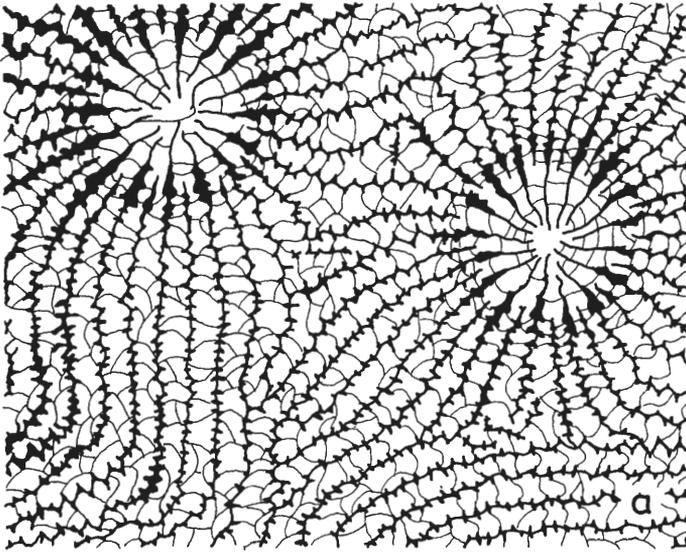
- a) Querschliff des Koloniefragments Re 29 (Fundpunkt 1); dieses Exemplar zeigt die am stärksten entwickelten Carinae. Die Septenverdickungen am Tabulariumsrand sind keilförmig.
- b) Längsschliff durch einen Coralliten der Probe Re 27 (Fundpunkt 1). Die Trabekelleisten der (schräg angeschnittenen) Septenseitenflächen biegen am Tabulariumsrand in einen waagerechten Verlauf. Die kleinen Dissepimente am Tabulariumsrand fallen steil nach unten ab (siehe auch Taf. 2, Fig. 5 und 6).

Phillipsastrea hennahi (LONSDALE 1840)

- c) Querschliff der Probe Rb 1 (Fundpunkt 2). Die teilweise crenulaten Septen haben nur schwach entwickelte Carinae. An der Grenze zwischen Dissepimentarium und Tabularium bilden stark spindelförmig verdickte Septen teilweise gemeinsam mit stereoplasmatischen Verdickungen eine unvollständige „Innenwand“. Die septenfreie Axialzone ist vergleichsweise breit.
- d) Längsschnitt eines Coralliten der selben Kolonie, der die Hufeisendissepimentröhre am Innenrand des Dissepimentariums zeigt. Entsprechend der Form der everten Wulstkelche (vgl. Taf. 4, Fig. 1) steigen die Dissepimentebenen zum Tabulariumsrand hin steil an (siehe auch Taf. 3, Fig. 2).

Scruttonia sanctacrucensis (RÓZKOWSKA 1953)

- e) Querschliff des Koloniefragments IV 8a (Fundpunkt 5). Auch diese Form besitzt spindelförmige Septenverdickungen am Tabulariumsrand. Die Septen sind mehr oder weniger stark carinat und die Enden der Septen erster Ordnung im Tabularium relativ lang.
- f) Längsschnitt eines Coralliten der kleinen Kolonie Lok 145 vom selben Fundpunkt. Wie bei *Phillipsastrea hennahi* entwickeln die Septen am Innenrand des Dissepimentariums feine Trabekelfächer, doch werden keine Hufeisendissepimente beobachtet. Die Dissepimentebenen verlaufen bis an den Tabulariumsrand horizontal (siehe auch Taf. 5, Fig. 5).



***Kuangxiastraea julli* PEDDER 1986**

Abb. 3a, 3b; Taf. 1, Fig. 1–3; Taf. 2, Fig. 1–6

- e. p. 1885 *Phillipsastrea Hennahi* (LONSDALE) – FRECH, S. 59 ff; Taf. 5, Fig. 3, 4 (= „*Smithia Pengillyi* MILNE-EDWARDS & HAIME“; non Fig. 1, 2).
1967 *Billingsastrea cf. pengillyi* (EDWARDS & HAIME) – PICKETT, S. 46 f; Taf. 1, Fig. 1; Taf. 2, Fig. 9.
1986 *Kuangxiastraea julli* PEDDER, S. 656 f; Abb. 78.5, 78.10, 78.17, 78.18, 78.19.
1987 *Scruttonia julli* (PEDDER) – KÜSTER, S. 39 ff; Taf. 1; Taf. 2; Taf. 3, Fig. 1–3; Taf. 4, Fig. 1, 2; Taf. 5, Fig. 1–4.
? 1990 *Haplotheacia (Kuangxiastraea) sp., cf. pengillyi* (MILNE-EDWARDS & HAIME) – BIRENHEIDE, S. 266; Taf. 13, Fig. 32, 33a, 33b.

Material: 8 zersägte Koloniebruchstücke: B2 C – 29/MEc 11 (5 Fragmente; 2 Dünnschliffe); B2 C – 29/Re 27 (14 Fragmente; 3 Dünnschliffe); B2 C – 29/Re 29 (4 Fragmente; 1 Dünnschliff); B2 C – 29/Re 52 (1 Dünnschliff; keine Reste im verbliebenen Handstück); B2 C – 29/62 (3 Fragmente); B2 C – 29/Re 85 (3 Fragmente; 1 Dünnschliff); B2 C – 29/IV 7a (9 Fragmente; 1 Dünnschliff); B2 C – 29/IV 8 (9 Fragmente; 2 Dünnschliffe).

Fundschichten: Debris flow-Ablagerungen des Ober-Givetiums (unterste *asymmetricus*-Zone) im Profil Burgberg (Abb. 1, Punkt 1: Re 27, Re 29, Re 52, Re 62, Re 85); Riffschuttkalke am Sticklenberg bei Messinghausen (Abb. 1, Punkt 4: MEc 11); Massenkalk am Itzelstein im Süden Brilons (Abb. 1, Punkt 5: IV 7a, IV 8; Ober-Givetium).

Diagnose: Subthamnasterioide bis pseudocerioide *Kuangxiastraea* mit verhältnismäßig kleinen Coralliten. Meist 13 + 13 bis 16 + 16, in einzelnen Coralliten bis 18 + 18 Septen. Der Tabulariumsdurchmesser beträgt normalerweise 2 bis 3,5 mm, teilweise aber nur etwa 1,5 mm. Die im äußeren Teil überwiegend stark carinaten Septen sind am Tabulariumsrand geringfügig keilförmig verdickt (im Querschliffbild). Im peripheren Teil sind sie überwiegend kompakt. Äußere Septenenden im Bereich der fehlenden Wand häufig abgknickt, zu einem kleineren Teil confluent.

Maße:

	Dm	c-c	d x D max.	dt	S _I + S _{II}
MEc 11	70	6.0– 7.7	6.7 x 8.3	1.5–2.1	13 + 13–15 + 15
Re 27	97	6.0–10.3	10.0 x 12.0	1.6–2.7	14 + 14–16 + 16
Re 29	53	4.3–11.3	9.3 x 10.5	1.8–3.5	14 + 14–18 + 18
Re 52	38	7.6–11.9	7.0 x 12.0	2.7–3.1	13 + 13–14 + 14
Re 62	65	6.6– 9.0	8.0 x 10.0	2.1–3.3	13 + 13–14 + 14
IV 7a	90	7.8–11.7	7.0 x 10.5	1.8–2.3	13 + 13–15 + 15
IV 8	48	4.8– 8.3	6.3 x 8.3	1.9–2.4	13 + 13–15 + 15

Beschreibung: Subthamnasterioide, stellenweise asteroide Kolonien; confluent Septen zwischen den Polyparen sind nicht selten. In der Regel markieren die peripheren Septenenden die Begrenzung der wandlosen Corallite durch ihr Abknicken. Im Dissepimentarium verlaufen die schmalen, trabekulären Septen gerade oder leicht gekrümmt; die Trabekel gehen auf den Septenseitenflächen in meist gegenständige Carinen (Yardarm- und Subyardarm-Typ) über, die sich im Querschnitt dicht aneinanderreihen (bis zu 12/2 mm). Seltener zeigen sie in den äußeren und den inneren Dissepimentariumsbereichen auch eine zickzackförmige Anordnung. Am Tabulariumsrand verbreitern sich die Septen erster Ordnung keilförmig; die Trabekel verschmelzen im Querschnittbild miteinander (KÜSTER 1987, S. 40 f, erklärt diese Septengeometrie aus der Orientierung der Trabekelfächer, die außen etwa vertikal verlaufen und sich am Innenrand des Dissepimentariums zur Achse neigen). Im inneren Tabularium werden die Großseptenquerschnitte sehr schmal und sind dort ohne erkennbaren trabekulären Bau. Sie lassen einen etwa 0,5 mm breiten Axialraum frei. Die Septen zweiter Ordnung enden unmittelbar am Schlotzonenrand. Sie sind hier ebenfalls keilförmig zugespitzt, bleiben aber immer deutlich schmäler als die Großsepten. Im Exemplar Re 52 sind in einigen Coralliten periphere Septenaufösungen erkennbar. Die Septenzahl beträgt 13 + 13 bis 16 + 16, nur der Fund Re 29 besitzt einzelne auffällig große Coralliten mit 17 + 17 bzw. 18 + 18 Septen. Die in horizontalen Lagen angeordneten Dissepimente sind klein und flach; die sehr kleinen globosen Blasen am Tabulariumsrand fallen steil nach unten ab. Da die vorliegenden Längsschliffe leider etwas schräg orientiert sind, kann die Dichte der engständigen Tabulae nicht genau ermittelt werden. Einige Anschnitte lassen in der inneren Schlotzone zahlreiche umgekehrt tellerförmige Tabellae erkennen.

Anmerkungen: Die hier untersuchten Stücke sind ohne Zweifel mit den Materialien PEDDERs (1986) und KÜSTERs (1987) artidentisch. Die Dimensionen und der Aufbau der Septen sowie des Dissepimentariums zeigen völlige Übereinstimmung. Während PEDDER (1986) die von ihm aufgestellte Art wegen des Abfalls der inneren Dissepimente dem Genus *Kuangxiastraea* YÜ & KUANG 1983 (welches *Haplothecia* FRECH 1885 nahesteht) zuordnet, sieht KÜSTER (1987) in ihr einen Vertreter der Gattung *Scruttonia* ČEREPNINA und damit der Phillipsastreidae. Sie argumentiert, daß die peripheren Septenaufösungen nicht sehr ausgeprägt sind. Die Dissepimente anderer zu *Kuangxiastraea* gestellter Arten seien nicht so deutlich abgeflacht und der Abfall der axialnahen Reihen steiler. Der Bau der Septen ist jedoch von den Phillipsastreiden deutlich verschieden; die feinen Trabekelfächer am Tabulariumsrand fehlen. Statt dessen biegen die recht groben Leisten auf den Septenseitenflächen mit relativ weitem Radius von einem vertikalen in einen etwa horizontalen Verlauf. Daher belasse ich diese Art bei *Kuangxiastraea* und in der Unterfamilie *Hexagonariinae*.

Zwei von FRECH 1885 mit *Phillipsastrea hennahi* (LONSDALE 1840) synonymisierte Formen, von denen er Querschliffe abbildet (Taf. 5, Fig. 3: „Übergang zu *Smithia Pengillyi* M. E. & H., Grund“ sowie Fig. 4: „*Smithia Pengillyi* M. E. & H., Löhren bei Dillenburg“), zeigen sehr große Übereinstimmungen mit *Kuangxiastraea julli* PEDDER 1986 in Struktur (Carinen-Anordnung, keilförmige Verdickungszone) und Verlauf der Septen wie auch in deren Anzahl (max. 16 + 16). Die von PICKETT (1967) als *Billingsastrea* cf. *pengellyi* beschriebene Form ist in den Dimensionen kleiner als jene von MILNE-EDWARDS & HAIME aufgestellte Art, läßt sich diesbezüglich aber ohne weiteres *Kuangxiastraea julli* zuordnen. Die von BIRENHEIDE (1990) abgebildeten Exemplare aus dem Steinbruch Hofermühle (Angertal, Bergisches Land) nach neuen Dünnschliffen aus dem Belegmaterial zu PAECKELMANN (1913), die er als „*Haplothecia (Kuangxiastraea)* sp., cf. *pengellyi* (MILNE-EDWARDS & HAIME 1851), deutsche Varietät sensu „FRECH 1885“ bezeichnet, könnten ebenfalls mit der untersuchten Art identisch sein; sie zeigen in den Abbildungen etwas größere Coralliten (dt bis etwa 4 mm, maximal 19 + 19 Septen). Die angeführte Synonymieliste ist sicher noch unvollständig. Es ist wahrscheinlich, daß auch weitere als *Phillipsastrea* oder *Billingsastrea* beschriebene Funde sowie einige Formen, die der Gattung *Haplothecia* zugerechnet wurden, vor allem der Art *H. pengellyi* (MILNE-EDWARDS & HAIME 1851), zu dieser Art zu stellen sind. Dieses läßt sich aber nur am jeweiligen Material selbst untersuchen, da die Beschreibungen und Abbildungen die entscheidenden Merkmale nicht erkennen lassen.

Verbreitung: Die Art wurde von PEDDER (1986) aus dem Frasnium Nordamerikas beschrieben. Nachfolgend benutzte sie KÜSTER (1987) zum Nachweis des Frasniums in den Karnischen Alpen. Mit dem nun erbrachten Beleg aus obergivetischen Schichten des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges kann ausgeschlossen werden, daß sie in Europa eine Leitform des unteren Oberdevons ist. Wie schon in Kap. 4.2 erwähnt wurde, kommen ähnliche oder identische Vertreter von *Kuangxiastraea* auch im Ober-Givetium Chinas und wahrscheinlich auch im Harz vor (frdl. mdl. Mitt. YÜ). PICKETT gibt für seine drei Exemplare aus dem Steinbruch Wirbelau (bei Weilburg, Lahn) Unter-Frasnium (Iberger Kalk) an. BIRENHEIDE ordnet das PAECKELMANNsche Material dem tiefsten Oberdevon zu (höchste Anteile des Dorper Kalkes).

Familie: **Phillipsastreidae** ROEMER 1883 (emend. HILL 1954 ex Phillipsastreaeidae)

Gattung: **Phillipsastrea** D'ORBIGNY 1849

Typus-Art: *Astrea (Siderastrea) hennahi* LONSDALE 1840

Diagnose: Thamnasterioide, pseudocerioide, teilweise astreioide oder aphroide Koloniekoralen mit Wulstkelchen. Groß- und Kleinsepten am Tabulariumsrand im Querschnitt spindelförmig verdickt. Manchmal mit schwach entwickelten Subyardarm-Carinae im inneren Bereich des Dissepimentariums. Äußerer Teil der Septen schmal, häufig crenulat. Septen der zweiten Ordnung enden am Tabulariumsrand, die der ersten reichen ins Tabularium hinein, werden dort sehr dünn und sparen meist einen Axialbereich aus. Tabulae vollständig oder unvollständig. Teilweise unvollständige Hufeisendissepimentröhre am Tabulariumsrand entwickelt; Septen mit rhipidacanthinen Trabekelfächern über den Hufeisendissepimenten. Dissepimente vom Schlotzonenrand nach außen abfallend.

Anmerkungen: Ob die Typus-Art Hufeisendissepimente besitzt, ist umstritten. BIRENHEIDE (1978, S. 99) hält die von v. SCHOUPE (1958, S. 156, Abb. 21) und SCRUTTON (1968, S. 212 f) festgestellten Hufeisenblasen im Folienabzug des Lectotypen von *Phillipsastrea hennahi* für Fehlinterpretationen der wegen der Wulstkelchbildung am Schlotzonenrand steilstehenden normalen Dissepimente. Das hier untersuchte Material, das mit den Beschreibungen und Abbildungen der englischen Formen sehr gut übereinstimmt, zeigt in den (leicht schrägen) Längsschnitten Hufeisen-

dissepimentreihen (siehe Abb. 3d, Taf. 3, Fig. 2). Septenanschnitte lassen in diesem Bereich die typischen Trabekelfächer über Hufeisenblasen erkennen (siehe Taf. 4, Fig. 3). A. v. SCHOUPPÉ (1958) benutzte dieses Merkmal zur Abgrenzung von *Phillipsastrea* (mit Hufeisendissepimenten) gegen *Billingsastrea* GRABAU 1917 (Typusart: *Phillipsastrea verneuili* MILNE-EDWARDS & HAIME 1851, ohne Hufeisendissepimente). Dieses Taxon wird allerdings seit den Ausführungen von OLIVER (1974, S. 167 f) allgemein als invalid erachtet. OLIVER nahm einen Teil der als *Billingsastrea* beschriebenen Formen in die Synonymie seines neu aufgestellten Genus *Asterobillingsa* auf. *Phillipsastrea* wurde von früheren Bearbeitern (z. B. FRECH, 1885) meist in einem viel weiteren Sinne benutzt als heutzutage; sie umfaßte unter anderem Formen, die nunmehr den Gattungen *Frechastraea* SCRUTTON 1968 und *Scruttonia* ČEREPNINA 1974 zugewiesen werden.

***Phillipsastrea hennahi* (LONSDALE 1840)**

Abb. 3c, 3d; Taf. 3, Fig. 1–3; Taf. 4, Fig. 1–3

- e. p. 1840 *Astrea (Siderastrea) Hennahi* LONSDALE, S. 697; Taf. 58, Fig. 3, 3 b (non 3 a).
 e. p. 1849 *Phillipsastrea Hennahii* (LONSDALE) – D'ORBIGNY, S. 12.
 1851 *Smithia Hennahii* (LONSDALE) – MILNE-EDWARDS & HAIME, S. 421.
 1855 *Smithia Hennahi* MILNE-EDWARDS & HAIME – ROEMER, S. 33; Taf. 6, Fig. 25.
 e. p. 1885 *Phillipsastrea Hennahi* (LONSDALE) – FRECH, S. 59 ff; Taf. 5, Fig. 1, 2 (non 3, 4).
 1917 *Phillipsastrea hennahi* (LONSDALE) – SMITH, S. 284 ff; Taf. 22, Fig. 1–4.
 1945 *Phillipsastrea hennahi* (LONSDALE) – SMITH, S. 36 f; Taf. 19, Fig. 1 a, 1 b.
 1952 *Pachyphyllum hennahi* (LONSDALE) – SOSHKINA, S. 86.
 1958 *Phillipsastrea hennahi* (LONSDALE) – v. SHOUPPÉ, S. 235; Abb. 20, 21; Taf. 5, Fig. 1.
 1967 *Phillipsastrea hennahi* (LONSDALE) – PICKETT, S. 63; Taf. 2, Fig. 7.
 1968 *Phillipsastrea hennahi hennahi* (LONSDALE) – SCRUTTON, S. 214 ff; Taf. 1, Fig. 1–6, Taf. 2, Fig. 1–4; (weitere Synonyme).
 1968 *Phillipsastrea hennahi ussheri* SCRUTTON, S. 221 ff; Taf. 3, Fig. 1–3.
 1968 *Phillipsastrea hennahi* (LONSDALE) – TSIEN, S. 595 ff; Taf. 1, Fig. 2; Taf. 3, Fig. 1–9; Taf. 5, Fig. 3.
 1974 *Phillipsastrea hennahi* (LONSDALE) – COEN-AUBERT, S. 24 ff; Taf. 5, Fig. 2, 3.
 1978 *Phillipsastrea hennahi* (LONSDALE) – BIRENHEIDE, S. 99 f; Taf. 15, Fig. 1.
 1981 *Phillipsastrea hennahi* (LONSDALE) – HILL, S. F 281; Fig. 181, 3 a–c.
 1990 *Phillipsastrea hennahi* (LONSDALE) – BIRENHEIDE S. 268; Taf. 11, Fig. 27; ?S. 267; Taf. 9, Fig. 23 a–c.

Material: 19 zersägte Stöcke und Koloniefragmente: B2 C – 29/Rb 1 (10 Fragmente; 3 Dünnschliffe); B2 C – 29/Rb 23 (4 Fragmente; 1 Dünnschliff); B2 C – 29/Rb 24 (3 Fragmente; 1 Dünnschliff); B2 C – 29/Rb 30 (11 Fragmente; 2 Dünnschliffe); B2 C – 29/II 43' (6 Fragmente; 1 Dünnschliff); B2 C 29/II 46 (21 Fragmente; 4 Dünnschliffe); B2 C – 29/II 47 (18 Fragmente; 3 Dünnschliffe); B2 C – 29/II 49' (5 Fragmente, 2 Dünnschliffe); B2 C – 29/Rc 10 (7 kleine Fragmente, teilweise verkittet; 1 Dünnschliff); B2 C – 29/Rc 11 (2 Fragmente); B2 C – 29/Rc 12 (1 Koloniebruchstück); B2 C – 29/Rc 13 (8 Fragmente, teilweise verkittet; 1 Dünnschliff); B2 C – 29/Rc 14 (12 Fragmente; 2 Dünnschliffe); B2 C – 29/Rc 15 (14 Fragmente; 2 Dünnschliffe.); B2 C – 29/Rc 16 (4 Fragmente, teilweise verkittet; 1 Dünnschliff); B2 C – 29/Rc 17 (5 Fragmente, teilweise verkittet; 1 Dünnschliff); B2 C – 29/Re 50 (6 Fragmente; 1 Dünnschliff); B2 C – 29/Re 53 (5 Fragmente; 1 Dünnschliff); B2 C – 29/MEc 3 (4 Fragmente, 1 Dünnschliff).

Fundschichten: Debris flow-Serie des Profils Beringhauser Tunnel (Abb. 1, Punkt 2; II 46, II 47 und II 49': obere *varcus*-Zone; II 43': Basis der untersten *asymmetricus*-Zone; Rb 1, Rb 23, Rb 24 und Rb 30: Hangschutt der Givetium-Klippe); debris flow-Serie im Profil Messinghausen (Abb. 1, Punkt 3; Rc 10, Rc 11, Rc 12 und Rc 13: *hermanni-cristatus*-Zone; Rc 14, Rc 15, Rc 16 und Rc 17: *disparilis*-Zone); debris flow-Serie des Profils Burgberg (Abb. 1, Punkt 1; Re 50: tiefer Teil der untersten *asymmetricus*-Zone; Re 53: Hangschutt des selben Bereiches); Riffschuttkalk am Sticklenberg bei Messinghausen (Abb. 1, Punkt 4; MEc 3: nicht datierter Fundhorizont).

Diagnose: Astreioide bis subthamnasterioide *Phillipsastrea* mit kleinen bis mittelgroßen Coraliten, Wulstkelchen und enger Schlotzone; der Tabulariumsdurchmesser beträgt meist 2.0 bis 2.5 mm, gelegentlich weniger oder etwas mehr. Septenzahl 10 + 10 bis 14 + 14. Carinenentwicklung sehr schwach. Septen dünn, am Tabulariumsrand jedoch stark spindelförmig verdickt (im Querschliffbild). Hier ist eine unvollständige, einzeilige Hufeisendissepimentröhre entwickelt. Confluente Septen sind nicht sehr häufig.

Maße:

	Dm	c-c	d x D max.	dt	S _I + S _{II}	t'
II 43'	130	7.5–11.7	10.0 x 13.3	2.5–2.9	11 + 11–14 + 14	–
II 46	197	7.2–13.5	11.0 x 15.0	2.3–3.0	10 + 10–12 + 12	40–52
II 47	110	7.7–11.3	9.0 x 13.0	1.9–2.4	11 + 11–13 + 13	–
II 49'	107	7.3–11.5	9.0 x 12.3	2.0–2.4	12 + 12–14 + 14	–
Rb 1	185	6.3–10.7	8.0 x 12.0	1.7–2.6	10 + 10–14 + 14	39
Rb 23	180	6.0–11.0	8.0 x 9.0	1.6–2.1	10 + 10–12 + 12	–
Rb 24	175	6.0– 8.3	7.3 x 9.3	1.5–2.0	10 + 10–11 + 11	–
Rb 30	300	6.8–10.3	8.7 x 13.0	1.8–2.3	12 + 12–14 + 14	–
Rc 15	170	6.5–12.6	8.0 x 11.0	2.0–2.3	11 + 11–13 + 13	–
Re 50	65	5.0–12.0	7.0 x 9.0	1.9–2.7	11 + 11–13 + 13	–
Re 53	79	6.3–10.0	8.0 x 12.0	1.9–2.2	12 + 12–14 + 14	–
MEc 3	70	5.7–10.0	7.3 x 10.0	2.0–2.5	12 + 12–14 + 14	–

Die Proben sind teilweise Bruchstücke weit größerer Kolonien, die nicht im ganzen geborgen werden konnten. So mißt beispielsweise der Stock II 47 etwa 60 cm, Rc 14 ca. 80 cm im Durchmesser. Die Maße für die Proben Rc 10 bis Rc 14, Rc 16 und Rc 17 sind noch nicht mit aufgelistet, da Präparate von ihnen derzeit noch angefertigt werden.

Beschreibung: Die umgelagerten Stöcke in den Profilen Beringhauser Tunnel und Messinghausen haben teilweise eine beachtliche Größe. Dieses kann als ein Hinweis auf günstige Habitatsbedingungen an ihrem Bildungsort gewertet werden. Corallitwände fehlen in den astreoiden bis subthamnasterioiden Kolonien. Die größtenteils nonconfluenten Septen knicken in der „Wandregion“ ab. Im Außenbereich sind sie zum Teil crenulat und sehr dünn (0.05 bis 0.07 mm), am Rande des Tabulariums im Querschnitt aber stets deutlich spindelförmig verdickt (bis auf 0.4 mm). Die Septen zweiter Ordnung enden hier abrupt, die der ersten gehen innerhalb des Tabulariums wieder in feine Lamellen über. Sie lassen gewöhnlich einen Axialraum von ca. 1/3 dt frei. Die meist vollständigen, umgekehrt tellerförmigen Tabulae stehen sehr dicht. Die Dissepimente richten sich am Schlotzonenrand steil auf, so daß sich ihre Anschnitte hier im Querschliff verdichten. Es ist eine unvollständige Hufeisendissepimentröhre entwickelt (vgl. Abb. 3d sowie Taf. 3, Fig. 2). Auch stereoplasmatische Verdickungen sind gelegentlich in diesem Bereich zu beobachten.

Anmerkungen: SCRUTTON (1968) teilte die Art in zwei Dimensionsvarianten auf, die er jeweils als eigene Subspezies ansah: *Phillipsastrea hennahi hennahi* (LONSDALE 1840) und *Phillipsastrea hennahi ussheri* SCRUTTON 1968. Die Meßwerte der untersuchten Exemplare überdecken die für beide Formen angegebenen Felder, ohne jedoch eine Trennung in 2 Gruppen zu erlauben. Möglicherweise gehen die Maßunterschiede in SCRUTTONs Material, das verschiedenen Fundniveaus entstammt, nur auf ungleiche Habitatsbedingungen zurück. Seine Unterarten wurden von jüngeren Bearbeitern bislang nicht wieder aufgegriffen. In früheren Arbeiten wurde die Art teilweise sehr weit gefaßt (z. B. FRECH, 1885). Dabei wurden, wie zuvor bereits ausgeführt, auch Vertreter der Hexagonariinae fälschlich mit ihr synonymisiert.

Verbreitung: Diese häufige Art wurde aus dem Mittel- und Ober-Givetium (siehe MIDDLETON, 1959) sowie dem Unter-Frasnium Englands beschrieben. Für die Vorkommen des europäischen Festlandes (z. B. Belgien, Spanien, Harz) wurde bislang stets frasnisches Alter angegeben; die Datierungen sind aber in vielen Fällen zu überprüfen. Weitere Meldungen in der Literatur liegen über Funde aus dem Mittel- und Oberdevon Asiens (Afghanistan, GUS, China, Vietnam) vor. Die hier untersuchten Funde stammen ausschließlich aus obergivetischen Schichten.

Gattung: ***Scruttonia*** ČEREPNINA 1974

Typus-Art: *Smithia Bowerbanki* MILNE-EDWARDS & HAIME 1851

Diagnose (abgewandelt und ergänzt nach KÜSTER, 1987, S. 38): Massive thamnasterioide bis astreoide, phillipsastreide Koloniekorallen. Coralliten klein, mit Flachkelchen oder niedrigen Wulstkelchen. Septen oft carinat, im inneren Dissepimentarium verdickt. Innenwandbildungen selten und wenig ausgeprägt. Septen erster Ordnung im Tabularium sehr dünn, fast die Achse erreichend. Septen zweiter Ordnung auf das Dissepimentarium beschränkt. Dissepimente klein und zahlreich, globos bis abgeflacht, in subhorizontalen Lagen angeordnet. Hufeisendissepimente fehlen. Tabularium schmal, mit vollständigen und unvollständigen Böden. Septentrabekel licht oder gebündelt, im allgemeinen die gesamte Oberfläche des Dissepimentariums bedeckend.

Anmerkungen: Die Gattung ist heute von vielen Bearbeitern als eigenständiges Genus angenommen. BIRENHEIDE (1990) faßt sie als Untergattung von *Frechastraea* SCRUTTON 1968 auf. In seiner Originaldiagnose hob SCRUTTON (1968, S. 231) den Besitz einer deutlich angegrenzten Innenwand um das Tabularium als ein wesentliches Merkmal von *Frechastraea* hervor. Nach BIRENHEIDE (1978, S. 102) ist dieses bei verschiedenen Arten jedoch ein sehr variables Kennzeichen. Es eignet sich damit auch nicht allein zu einer Abgrenzung gegen *Scruttonia*. Auch PEDDER (1986, S. 656 ff) räumt ein, daß die Unterschiede zwischen den beiden genannten Gattungen geringfügig sind. Er trennt *Scruttonia* durch ihren thamnasterioiden Bau von der pseudoceroiden *Frechastraea*, wobei jedoch auch hierin Übergänge bestehen. Die kleinen Dissepimente sind bei typischen Frechastreen globos, bei *Scruttonia* hingegen oftmals abgeflacht. Zudem können bei *Frechastraea* in der innersten Reihe kleine hufeisenförmige Blasen entwickelt sein. Die Abgrenzung gegen *Phillipsastrea* D'ORBIGNY 1849, speziell *Phillipsastrea hennahi*, ist meines Erachtens noch schwieriger. Diese Probleme wurden bereits in der Einleitung zu Kap. 5 und in den Erläuterungen zu Abb. 3 dargestellt.

Die Gattung *Scruttonia* ČEREPNINA 1974 greife ich hier unter Vorbehalt auf. Als wichtigstes Unterscheidungsmerkmal wird das Fehlen der Hufeisendissepimente benutzt. Während der Bearbeitung des Materials verstärkte sich jedoch der Eindruck, daß unser Klassifikations-System nach morphologischen Merkmalen (innere Skelettstrukturen einbezogen) zu künstlichen Abgrenzungen führt; wie weit es von einem natürlichen System im biologischen Sinne entfernt steht, läßt sich schwer abschätzen. Diese Diskrepanz erscheint mir gerade bei den Phillipsastreen besonders ausgeprägt. Über die Einflüsse äußerer Faktoren auf bestimmte morphologische Merkmale ist noch viel zu wenig bekannt. Daß sich die Habitatsbedingungen nicht nur auf die Wuchsform einer Kolonie und die Größe der Stöcke sowie der einzelnen Corallite auswirken, sondern auch auf Merkmale wie die Kelchform, kann immer wieder beobachtet werden. Wie weit dieses wiederum die Skelettstrukturen prägt ist praktisch noch nicht untersucht. Häufig drängt sich der Verdacht auf, daß auch solche Merkmale ökologisch beeinflusst werden, denen man diagnostische Bedeutung auf Familienebene oder in noch höheren Kategorien beimißt. Ein Hinweis hierauf ergibt sich aus der Tatsache, daß immer wieder „Übergangsformen“ zwischen verschiedenen Gattungen (teilweise aus unterschiedlichen Familien) beschrieben werden.

Die nachfolgend behandelten kleinen Kolonien sind als *Scruttonia sanctacrucensis* (RÓZKOWSKA 1953) zu identifizieren. Sie unterscheiden sich von *Phillipsastrea hennahi* außer den um etwa 1/3 kleineren Meßwerten nur in wenigen Merkmalen: Die Septen sind etwas stärker carinat, gelegentlich erreicht ein Septum die Achse. Eine Hufeisendissepimentröhre fehlt, und die Dissepimentebenen verlaufen flach. Die kleinen Stöcke stammen aus einem weniger exponierten Bereich des gleichen Fundniveaus wie die großen Kolonien von *Phillipsastrea hennahi* mit ihren ausgeprägten Wulstkelchen. Die Vermutung, daß hier ökologisch bedingte „Zwergformen“ vorliegen, die jenem Taxon im biologischen Sinne möglicherweise sehr nahe stehen, erscheint mir nicht ganz abwegig. Beachtenswert ist die Beobachtung, daß die beiden *Kuangxiastraea*-Stöcke von diesem Fundpunkt ebenfalls kleinere Meßwerte aufweisen (dt im Schnitt etwa 1/4 niedriger), als die Exemplare aus dem Profil Burgberg.

***Scruttonia sanctacrucensis* (RÓZKOWSKA 1953)**

Abb. 3e, 3f; Taf. 5, Fig. 1–5

1953 *Phillipsastrea sanctacrucensis* RÓZKOWSKA, S. 59 f, Abb. 32, 33; Taf. 2, Fig. 8–10.

1978 *Frechastraea sanctacrucensis* (RÓZKOWSKA) – BIRENHEIDE, S. 104; Taf. 17, Fig. 3.

1990 *Frechastraea (Scruttonia) sanctacrucensis* (RÓZKOWSKA) – BIRENHEIDE, S. 268; Taf. 11, Fig. 28; Taf. 12, Fig. 29.

Material: 5 kleine, zersägte Stöcke: B2 C – 29/Lok. 142 (4 Fragmente; 1 Dünnschliff); B2 C – 29/Lok. 145 (4 Fragmente; 2 Dünnschliffe); B2 C – 29/IV 6 (4 Fragmente; 2 Dünnschliffe); B2 C – 29/IV 8a (10 Fragmente; 3 Dünnschliffe); B2 C – 29/IV 9 (3 Fragmente, 1 Dünnschliff).

Fundschrift: Massenkalk („Dorper Kalk“) am Itzelstein, Großer Renzelsberg im Süden Brilons (Abb. 1, Punkt 5). Alle Proben stammen aus dem Schichtabschnitt des Ober-Givetiums (datiert durch Conodontenfunde; frdl. mdl. Mitt. W. KÜRSCHNER, der auch die Proben Lok.142 und Lok.145 zur Verfügung stellte).

Diagnose: Astreoid-subthamnasterioide *Scruttonia* mit Tabulariendurchmessern meist unter 2 mm. Septen mäßig carinat. Ein Septum der ersten Ordnung ist oft bis in den Axialraum verlängert.

Spindelförmige Septenverdickungen am Tabulariumrand. Äußere Septenenden meist abknickend, confluenta Septen selten.

Ma ß e :	Dm	c-c	d x D max.	dt	S _I + S _{II}	t'
Lok.142	39	4.0-6.8	6.3 x 8.0	1.3-2.1	9 + 9-11 + 11	-
Lok.145	77	4.0-7.7	4.7 x 7.0	1.3-1.5	9 + 9-10 + 10	ca.50
IV 6	42	4.4-8.0	5.0 x 9.7	1.3-1.7	10 + 10-11 + 11	-
IV 8a	60	4.5-9.7	5.7 x 8.7	1.3-1.6	10 + 10-11 + 11	ca.55
IV 9	85	6.1-9.9	6.3 x 7.7	1.4-2.0	10 + 10-11 + 11	-

B e s c h r e i b u n g : Die kleinwüchsigen Stöcke haben kleine Coralliten. Der mittlere Tabulariumsdurchmesser beträgt nur etwa 1.5 mm. Die am Schlotzonenrand stark spindelförmig verdickten Septen laufen im Tabularium in dünne Lamellen aus, die einen etwa 0.5 mm breiten Axialraum freilassen; ein einzelnes Septum reicht jedoch oftmals bis zur Achse. Die nur wenig verdickten Septen zweiter Ordnung enden am Innenrand des Dissepimentariums. Hier sind wie bei *Phillipsastrea hennahi* schmale Trabekelfächer entwickelt, doch fehlen Hufeisendissepimente. Die Dissepimentebenen verlaufen horizontal. Die dichtständigen, stark gewölbten Böden sind überwiegend unvollständig (vesiculär; siehe Abb. 3 f).

A n m e r k u n g e n : Die Septenverdickungen der untersuchten Stücke sind meist stärker entwickelt als bei RÓZKOWSKA (1953) beschrieben und abgebildet. Daher gleichen die Querschnitte, abgesehen von den kleineren Tabulariumdurchmessern und den etwas dickeren, stärker carinaten Septen, sehr stark denen von *Phillipsastrea hennahi* (LONSDALE 1840).

V e r b r e i t u n g : Die aus dem Frasnium Polens beschriebene Art wurde auch aus dem tieferen Oberdevon im Harz gemeldet. BIRENHEIDE (1990) führte von dem untersuchten Fundpunkt bereits zwei Exemplare an. Da er die Funde aus den obergivetischen und unterfrasnischen Schichten nicht trennen konnte, nahm er auch für diese Stücke tiefstes Frasnium-Alter an.

Gattung: ***Thamnophyllum*** PENECKE 1894
 Typus-Art: *Thamnophyllum Stachei* PENECKE 1894

D i a g n o s e (nach SCRUTTON, 1968, S. 258): „Dendroide oder phaceloide rugose Korallen mit axialer, bei einigen Arten lateraler Knospung. Septen in zwei Ordnungen, im Dissepimentarium gewöhnlich spindelförmig. Dieses besteht typischerweise aus einer äußeren Serie flacher Dissepimente und einer inneren Hufeisendissepimentreihe. Bei einigen Arten können die Blasenstrukturen von stereoplasmatischen Verdickungen verschleiert sein. Tabulae vollständig oder unvollständig, mit unterschiedlich entwickelten periaxialen Elementen.“

A n m e r k u n g e n : BIRENHEIDE (1978, S. 109 f) gibt an, daß bei der Typus-Art die Hufeisenlamellen-Ringzone oft direkt an der Außenwand anliegt und nur im Reifestadium dazwischen eine schmale Zone mit plattigen Dissepimenten entwickelt ist. Auch bei anderen Arten kann die äußere Dissepimentreihe unvollständig ausgebildet sein, oder in jungen Entwicklungsstadien teilweise auch fehlen. Mehrfach wurde in der Literatur darauf hingewiesen, daß die plattige Dissepimentzone von *Thamnophyllum*, gemeinsam mit der dünnen Epithek, oft erodiert ist. Dieses trifft auch auf das zuerst vorliegende Material aus dem Profil Burgberg zu. Daher wurde zunächst eine Zugehörigkeit zu *Peneckiella* SOSHKINA 1939 in Betracht gezogen. Die streng einzeilige Hufeisendissepimentröhre deutete jedoch auf einen Vertreter von *Thamnophyllum* hin. Nach gezielter Suche, durch die Anfertigung von Anschliffen, konnten Reste des äußeren Dissepimentariums festgestellt werden.

Thamnophyllum simplex n. sp.
 Abb. 4 a-c; Taf. 6, Fig. 1-3; Taf. 7, Fig. 1-3

Derivatio nominis: lat. simplex (= einfach, unvermischt, nicht zusammengesetzt) für das regelmäßig gebaute Tabularium aus weitständigen, vollständigen, umgekehrt tellerförmigen Böden und die streng einzeilige Hufeisendissepimentröhre. Die Kombination dieser Merkmale führt zu einfachen und sehr regelmäßigen Quer- und Längsschliffbildern.

Holotypus: B2 C - 29/Rc 3. Eine größere Gesteinsprobe mit zahlreichen herausgewitterten Coralliten an der Oberfläche; ein kleineres Bruchstück, zersägt in drei Teile; ein Dünnschliff. - Abb. 4a, 4b; Taf. 6, Fig. 1-3.

Locus typicus: Steinbruch nordöstlich Messinghausen, Ostwand des stillliegenden Bruchbereichs, der nach Norden bis in den Diabas vorgetrieben wurde; R: 34 78.93, H: 56 96.06, 9 km östlich Birlon, nordöstliches Rheinisches Schiefergebirge.

Stratum typicum: Von Bentonitlagen unterbrochene Kalksteine mit Rifforganismen („Initialserie“), Mittel-Givetium, mittlere *varcus*-Zone; ca. 6 Profilmeter über dem Kalk/Diabas-Kontakt.

Paratypen: 3 weitere zersägte Kalksteinblöcke vom locus typicus: B2 C – 29/III 1 (2 Teile); B2 C – 29/III 6 (8 Teile, Bruchstück einer großen locker-phaceloiden Kolonie; 2 Dünnschliffe); B2 C – 29/m 7 (2 Fragmente; 1 Dünnschliff). 2 zersägte Kalksteinblöcke mit Vulkanascheeinlagerungen aus dem 1.75 km nordöstlich gelegenen Profil Burgberg, riffschuttführende Vulkanitserie, Mittel-Givetium, mittlere *varcus*-Zone: B2 C – 29/Re 32 (4 Fragmente; 2 Dünnschliffe); B 2C – 29/Re 33 (8 Fragmente; 1 Dünnschliff).

Diagnose: *Thamnophyllum* aus der „*caespitosum*-Gruppe“ mit Lateralknospong, 4 bis 6 mm Corallitdurchmesser, meist 36 Septen und nur 9 bis 14 Böden auf 10 mm Länge.

Maße:

	c-c	d	dt	S _I + S _{II}	t'
Rc 3	–	4.0–5.6	2.6–3.8	18 + 18–19 + 19	9–13
III 6	4.3–8.0	4.0–5.3	2.8–3.5	16 + 16–18 + 18	9–14
III 7	–	3.9–4.8	2.5–3.3	16 + 16–18 + 18	ca. 15
Re 32, 33	–	(3.8–6.0)*	3.0–4.0	16 + 16–19 + 19	9–13

Beschreibung: Locker phaceloide Kolonien und langstengelige Fragmente (eingebettet in Nebengestein). Die Septen sind im peripheren Teil leicht crenulat. Die Septen erster Ordnung lassen einen breiten Axialraum frei, oft etwa 1/2 d, selten weniger als 1/3 d; die der zweiten Ordnung ragen nur wenig in das breite Tabularium hinein. Dieses ist gegen das Dissepimentarium scharf abgegrenzt. Die Böden sind überwiegend vollständig und umgekehrt tellerförmig. Sie sind weitständig und in regelmäßigen Abständen plaziert. Das Dissepimentarium ist zweiteilig. Die äußere Zone aus dünnen, plattigen Elementen ist meist nur sehr unvollständig erhalten; dann finden sich auch Reste der etwa 0.05 mm dünnen Epithek. Teilweise wird dieser Bereich von stereoplasmatischen Ablagerungen überdeckt. Die innere Zone besteht aus einer einzeiligen Hufeisendissepimentröhre (siehe Abb. 4c und Taf. 7, Fig. 2). Zahlreiche undifferenzierte Dissepimente füllen die Achsel zwischen Haupt- und Tochtercoralliten, die durch Lateralknospong gebildet werden.

Differentialdiagnose und Vergleiche: Die neue Art unterscheidet sich von *Thamnophyllum caespitosum* (GOLDFUSS 1826) vor allem durch den großen Abstand der Böden und die kleineren Corallitdurchmesser. Die Septen erster Ordnung sind sehr kurz und lassen einen breiten Axialraum frei; für *T. caespitosum* wird gewöhnlich weniger als 1 mm angegeben. Die Vermehrung durch Lateralknospong zeigt aber die enge Verwandtschaft zu dieser Art.

Die größten Übereinstimmungen in den Dimensionen und Strukturen weisen die untersuchten Stücke mit *Thamnophyllum caespitosum paucitabulatum* SCRUTTON 1968 aus dem Ober-Givetium von Torquay auf. Deren Tabularium besteht ebenfalls aus sehr weitständigen Böden (8 bis 12/10 mm) und periaxiale Elemente sind selten. Die Böden sind jedoch anders gestaltet; häufig sind sie schüsselförmig nach unten gebogen (SCRUTTON, 1968, Taf. 16, Fig. 6 und 7). Die neue Art hat dagegen fast immer flache Böden mit nach unten knickendem Außenrand. Nach SCRUTTONs Abbildungen lassen die Septen einen wesentlich kleineren Axialraum frei (1/10 bis 1/3 d). Aufgrund der Lateralknospong stellte SCRUTTON die Form als Unterart zu *T. caespitosum*. Nach den Unterschieden im Bau des Tabulariums wäre für sie der Status einer eigenständigen Art gerechtfertigt.

Der Vergleich mit anderen *Thamnophyllum*-Arten, die sich allesamt durch Parricidalknospong vermehren, erbrachte stets auch in strukturellen Merkmalen geringere Übereinstimmungen, die hier nicht weiter diskutiert werden sollen.

* bei fehlender Epithek und äußerem Dissepimentarium; der maximale Durchmesser kann daher noch etwas höher sein.

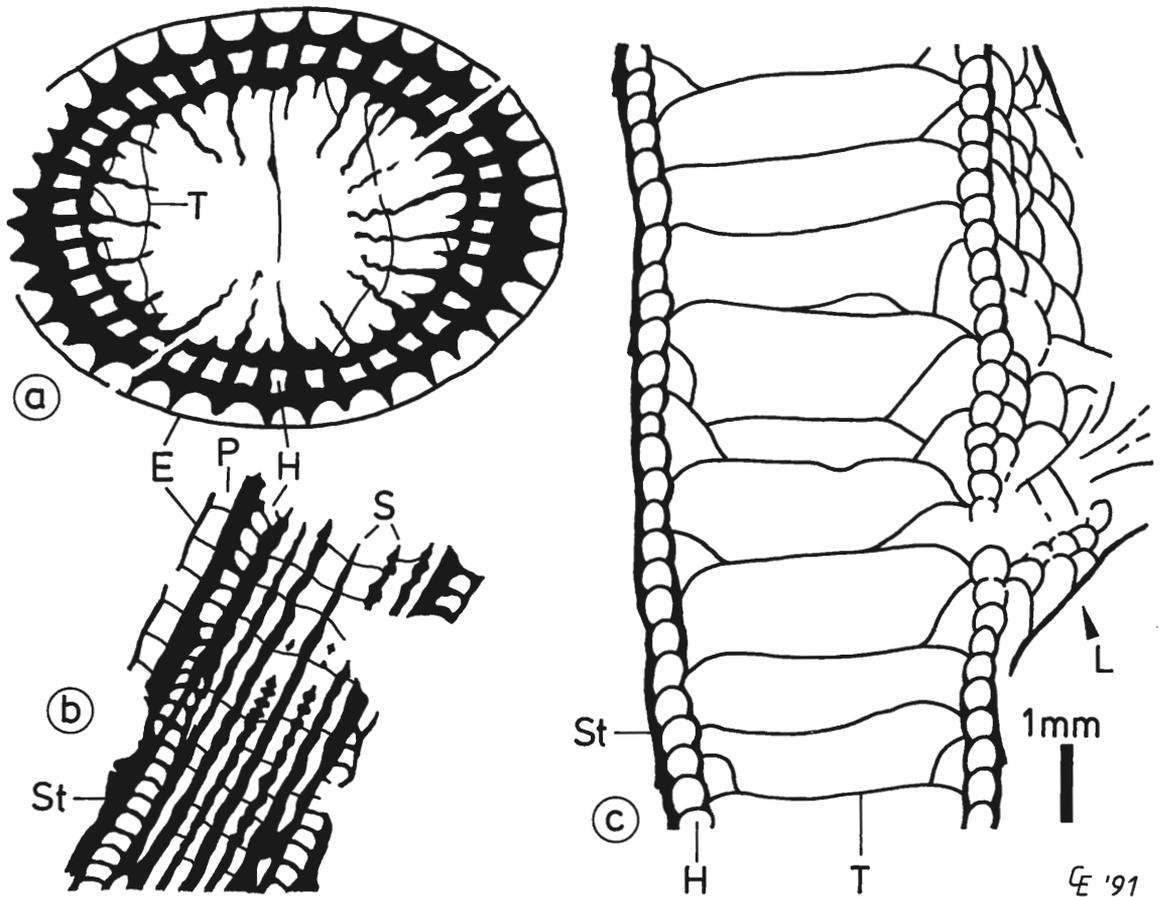


Abb. 4: Verschiedene Anschnitte von *Thamnophyllum simplex* n. sp.; E = Epithek; H = Hufeisendissepimentzone; L = Lateralknospe; P = äußere, plattige Dissepimentreihe; S = Septum; St = stereoplasmatische Verdickung; T = Tabulum.

- a) Etwas schräg getroffener Querschnitt mit nahezu vollständig erhaltener Epithek. Die septenfreie Axialzone ist bei anderen Coralliten meist noch wesentlich breiter als bei diesem Stück. Zeichnung nach einem Dünnschliff der Probe Rc 3 (Holotypus).
- b) Tangentialer Längsschnitt eines anderen Coralliten aus demselben Dünnschliff; das plattige äußere Dissepimentarium ist teilweise erhalten (vgl. auch Taf. 6, Fig. 3).
- c) Axialer Längsschnitt eines Coralliten mit Lateralknospe. Zeichnung nach einem Anschliff des Handstücks Re 32 (aus dem Profil Burgberg). Die äußere Dissepimentreihe und die Epithek sind erodiert. In der Achsel des Tochtercoralliten ist eine blasenreiche Zone entwickelt. Die Hufeisendissepimentröhre ist streng einzeilig ausgebildet. Das Tabularium baut sich aus weitständigen, umgekehrt-tellerförmigen, vollständigen Böden auf; periaxiale Elemente sind sehr selten (vgl. auch Taf. 7, Fig. 2).

Anmerkungen: Diese Art ist in den Kalkablagerungen der mittleren *varcus*-Zone in der Messinghauser Region, die über dem Diabas folgen, überaus häufig; Abschnittsweise tritt sie gesteinsbildend auf. Während die Funde des Profils Burgberg aus allochthonen Blöcken stammen, kommt die Form im Profil Messinghausen parautochthon vor und ist ein besonders auffälliges Element der „Riffinitialstadien“, die hier unmittelbar über dem Diabas folgen. Es kam hier jedoch nicht zur Bildung biohermaler Strukturen, da das Profil noch in der mittleren *varcus*-Zone in den Bereich eines Vorriffhanges mit debris flow-Sedimentation gelangte. Die Faunengemeinschaften und die mikrofazielle Entwicklung der Initialserie im Profil Messinghausen werden zur Zeit von Herrn U. KOCH-FRÜCHTL (Bonn) eingehend untersucht.

6. Literatur

- BÄR, P. (1966): Stratigraphie, Fazies und Tektonik am Briloner Massenkalksattel (Ostsauerland). – Unveröffentlichte Dissertation Universität Gießen: 31 S., 15 Abb., 1 Kt.; Gießen.
- BIRENHEIDE, R. (1978): Rugose Korallen des Devon. In: KRÖMMELBEIN, K. (Hrsg.): Leitfossilien **2**: VI + 265 S., 119 Abb., 2 Tab., 21 Taf.; Berlin und Stuttgart.
- BIRENHEIDE, R. (1988): Middle/Upper Devonian boundary rugose coral stratigraphy in the Rhenish Mountains of W. Germany. In: MC MILLAN, EMBRY & GLASS (eds.): Devonian of the World: Proc. of the second Int. Symp. on the Devonian System, vol. III. – Canadian Society of Petroleum Geologists: S. 141–145, 1 Abb., 1 Tab.; Calgary.
- BIRENHEIDE, R. (1990): Untersuchungen an rugosen Korallen aus dem Bereich der Mittel-Devon/Ober-Devon-Grenze des Rheinischen Schiefergebirges. – Senckenbergiana lethaea, **70**, (4/6): S. 259–295, 1 Abb., 1 Tab., 16 Taf.; Frankfurt/M.
- ČEREPNINA, S. K. (1974): K sistematika podotrjada Phillipsastraeina A. SHOUPPE, 1958. In: SOKOLOV, B. S. (Hrsg.): Drevnie Cnidaria, **1**: S. 198–204, 2 Abb; Novosibirsk.
- CLAUSEN, C. D., KORN, D. & LUPPOLD, F. W. (1989): Zur Biostratigraphie und Fazies des Mittel-/Oberdevon-Profiles am Beringhäuser Tunnel (Nördliches Rheinisches Schiefergebirge). – Courier Forsch.-Inst. Senckenberg, **117**: S. 261–266, 3 Abb.; Frankfurt/M.
- CLAUSEN, C. D., KORN, D. & LUPPOLD, F. W. (1991): Litho- und Biofazies des mittel- bis oberdevonischen Karbonatprofils am Beringhäuser Tunnel (Messinghäuser Sattel, nördliches Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Paläont. Westf., **18**: S. 7–65, 6 Abb., 5 Tab., 13 Taf.; Münster.
- COEN-AUBERT, M. (1974): Représentants des genres *Phillipsastrea* D'ORBIGNY, A., 1849, *Billingsastrea* GRABAU, A. W., 1917 et *lowaphyllum* STUMM, E. C., 1949 du Frasnien du Massif de la Vesdre et de la bordure orientale du bassin de Dinant. – Bull. Inst. r. Sci. nat. Belg., **49**, (8): S. 1–38, 4 Abb., 8 Taf.; Brüssel.
- FLÜGEL, H. (1956): Kritische Bemerkungen zum Genus *Peneckiella* SOSHKINA. – Neues Jb. Geol. Paläontol., Mh., **1956**, (8): S. 355–365, 3 Abb.; Stuttgart.
- FRECH, F. (1885): Die Korallenfauna des Oberdevons in Deutschland. – Z. dt. geolog. Ges., **37**: S. 21–130, 8 Abb., 12 Taf.; Berlin.
- FRECH, F. (1886): Die Cyathophylliden und Zaphrentiden des deutschen Mitteldevons, eingeleitet durch den Versuch einer Gliederung derselben. – Palaeont. Abh., **3**: S. 115–234, 23 Abb., Taf. 13–20; Stuttgart.
- GOLDFUSS, G. A. (1826–1833): Petrefacta Germaniae. – XII + 252 S., 71 Taf.; Düsseldorf.
- HILL, D. (1942): Middle Palaeozoic Rugose Corals from the Wellington District, N. S. W. – J. Proc. Roy. Soc. N. S. W., **76**: S. 182–189, Taf. 5, 6; Sydney.
- HILL, D. (1954): Corals from the Silurian of New South Wales and the Devonian of Western Australia. – Bull. Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Australia., **23**: S. 1–51, Taf. 1–4; Canberra.
- HILL, D. (1981): Rugosa and Tabulata. In: TEICHERT (Hrsg.): Treatise on Invertebrate Paleontology, part F, Coelenterata, Supplement I (2 Bd.): 762 S., 462 Abb.; Lawrence.
- JUX, U. (1960): Die devonischen Riffe im Rheinischen Schiefergebirge, Teile I und II: Neues Jb. Geol. Paläontol., Abh., **110**, (2): S. 186–258 und 259–391; Stuttgart.
- KREBS, W. (1974): Devonian Carbonate Complexes of Central Europe. In: LAPORTE, L. F. (Hrsg.): Reefs in Time and Space. – Soc. Econ. Paleont. Miner. Special Publications, **18**: S. 155–208, 25 Abb.; Tulsa.
- KÜSTER, P. (1987): Nachweis von Frasnium durch *Scruttonia julli* (PEDDER 1986) in den Flachwasserkalken der zentralen Karnischen Alpen. – Münster. Forsch. Geol. Paläont., **66**: S. 33–56, 1 Abb., 6 Taf.; Münster.
- LITTMANN, P. (1987 a): Sedimentologie, Palökologie und Fazies der mittel- und oberdevonischen Stromatoporen-Riffplattform des Messinghäuser Sattels (Sauerland, Rheinisches Schiefergebirge). – Unveröffentlichte Diplomarbeit, FU Berlin: 77 S., Abb. unbeziffert, 9 Anl.; Berlin.
- LITTMANN, P. (1987 b): Der Massenkalksattel von Messinghausen – Die Entwicklung einer mittel- bis oberdevonischen Karbonatplattform. In: KOCH, R., MÜLLER, G. & SCHMITZ, W. (Hrsg.): 2. Treffen deutscher Sedimentologen vom 24. bis 27. Mai 1987. – Heidelberger geowiss. Abh., **8**: S. 151–153, 1 Abb.; Heidelberg.
- MIDDLETON, G. V. (1959): Devonian Tetracorals from South Devonshire, England. – J. Paleont., **33**: S. 138–160, Taf. 27; Chicago.
- MILNE-EDWARDS, H. & HAIME, J. (1851): Monographie des polypiers fossiles des terrains palaeozoiques. – Arch. Mus. Hist. natur., **5**: S. 1–502, 20 Taf.; Paris.
- MORITZ, W. (1983): Fazies und Diagenese des Briloner Karbonat-Komplexes anhand einiger ausgewählter Bohrungen. – Dissertation Universität Braunschweig: 181 S., 26 Abb., 4 Tab., 10 Taf.; Braunschweig.
- OLIVER, W. A. jr. (1973): Devonian coral endemism in Eastern North America and its bearing on paleogeography. – Special Papers in Palaeontology, **12**, (9): S. 318–319, 1 Abb.; London.

- OLIVER, W. A. jr. (1974): Classification and new genera of noncystimorph colonial rugose corals from the Onesquethaw stage in New York and adjacent areas. – U. S. Geol. Surv., J. Res., **2**, (2): S. 165–171, Abb. 1–5; Washington.
- OLIVER, W. A. jr. (1976): Biogeography of Devonian rugose corals. – J. Paleont., **50**, (3): S. 365–373, 5 Abb.; Menasha.
- OLIVER, W. A. jr. & PEDDER, A. E. H. (1979): Rugose corals in Devonian stratigraphical correlation. – Special Papers in Palaeontology, **23**: S. 233–248, 1 Tab.; London.
- PAECKELMANN, W. (1913): Das Oberdevon des Bergischen Landes. – Abh. kgl. preuß. geol. L.-Anst., N. F., **70**: S. 1–356; Berlin.
- PAECKELMANN, W. (1922): Der mitteldevonische Massenkalk des Bergischen Landes. – Abh. preuß. geol. Landesanst., N. F., **91**: 112 S., 2 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Berlin.
- PAECKELMANN, W. (1925): Bemerkungen über die geologischen Verhältnisse in der Gegend von Brilon in Westfalen. – Jb. preuß. geol. Landesanst., **46**: S. 210–230; Berlin.
- PAECKELMANN, W. (1928): Der geologische Bau des Gebietes zwischen Bredelar, Marsberg und Adorf am Nordostrande des Rheinischen Schiefergebirges. – Jb. preuß. geol. Landesanst., **49**, (1): S. 370–412, 15 Abb., Taf. 26; Berlin.
- PAECKELMANN, W. (1936): Geologische Karte von Preußen u. ben. dt. Ländern 1: 25000, Erläuterungen zu Blatt 2659, Brilon. – Lfg. 341: 67 S.; Berlin.
- PAECKELMANN, W. & KÜHNE, F. (1936): Geologische Karte von Preußen u. ben. dt. Ländern 1:25000, Erläuterungen zu Blatt 2586, Madfeld. – Lfg. 341, 79 S., 1 Taf.; Berlin.
- PEDDER, A. E. H. (1986): The Devonian rugose coral genera *Haplothecia*, *Kuangxiastraea* and *Scruttonia*. – Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper **86-1A**: S. 649–661, Abb. 78.1–78.22; Calgary.
- PICKETT, J. W. (1967): Untersuchungen zur Familie Phillipsastreae (Zoantharia rugosa); *Senckenbergiana lethaea*, **48**, (1): S. 1–89, 19 Abb., 1 Tab., 7 Taf.; Frankfurt/M.
- RÓZKOWSKA, M. (1953): Pachyphyllinae et Phillipsastraea du Frasnien de Pologne. – Palaeontologia Polonica, **5**: 89 S., 41 Abb., 8 Taf.; Warschau.
- SANDBERG, CH. A., ZIEGLER, W. & BULTYNCK, P. (1989): New standard conodont zones and early *Ancyrodella* phylogeny across Middle-Upper Devonian boundary. – Courier Forsch.-Inst. Senckenberg, **110**: S. 195–230, 4 Abb., 5 Taf.; Frankfurt/M.
- SCHOUPPÉ, A. v. (1958): Revision des Formenkreises um *Phillipsastraea* D'ORB., „*Pachyphyllum*“ E. & H., *Macgeea* (WEBST.), „*Thamnophyllum*“ PEN., *Peneckiella* SOSHK. und verwandter Formen. – Neues Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **106**, (2): S. 139–244, Abb. 1–26, Taf. 5, 6; Stuttgart.
- SCHUHMACHER, H. (1976): Korallenriffe. Ihre Verbreitung, Tierwelt und Ökologie. – 275 S., 107 Abb., 127 Fig. auf Taf.; München, Bern, Wien.
- SCRUTTON, C. T. (1968): Colonial Phillipsastreaeidae from the Devonian of South-East Devon, England. – Bulletin of the Brit. Mus. (Nat. Hist.), Geology, **15**, (5): S. 181–281, 20 Abb., 16 Tab., 18 Taf.; London.
- SMITH, S. (1917): *Aulina rotiformis* gen. et spec. nov., *Phillipsastraea hennahi* (Lonsdale) and *Orionastraea* gen. nov. – Quart. J. Geol. Soc. London, **72**, (4): S. 280–307, Taf. 2–5; London.
- SMITH, S. (1945): Upper Devonian corals of the MacKenzie River Region, Canada. – Bull. Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., **59**: 126 S., 35 Taf.; New York.
- SOSHKINA, E. D. (1939): Verchnedevonskie korally Rugosa Urala. – Trudy palaeontol. Inst. Akad. Nauk SSSR, **9**, (2): 88 S., 14 Taf.; Moskau.
- SOSHKINA, E. D. (1952): Opredelitel devonskich cetyrechlucewych korallow. – Trud. palaeont. Inst. Akad. Nauk SSSR, **39**: 127 S., 121 Abb., 49 Taf.; Moskau.
- STRITZKE, R. (1980): Die Grenze Mittel-/Oberdevon in der Grottenberg-Poppenberg-Mulde im Ostsauerland (Rheinisches Schiefergebirge). Unveröffentlichte Diplomarbeit, Ruhr-Universität Bochum: 53 S., 18 Abb., 7 Taf.; Bochum.
- STRITZKE, R. (1986): Conodont biofacies of Middle and Upper Devonian Limestones, Brilon area, West Germany. – Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., **52**: S. 215–226, 5 Abb.; Amsterdam.
- STRITZKE, R. (1989): Stratigraphie, Faziesanalyse und Paläogeographie im Oberdevon des Briloner Vorriffgebietes (Ostsauerland). – Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **35**: S. 75–106, 6 Abb., 3 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- STRITZKE, R. (1990): Die Karbonatsedimentation im Briloner Vorriffbereich. – Geol. Jb. **D 95**: S. 253–315, 9 Abb., 3 Tab., 3 Taf.; Hannover.
- STRITZKE, R. (1991): Zur Geologie am Südrand des Briloner Riffs. Geol. Paläont. Westf., **18**: S. 85–91, 2 Abb., 2 Tab.; Münster.
- STRUSZ, D. L. (1965): Disphyllidae and Phacellophyllidae from the Devonian Garra Formation of New South Wales. – Palaeontology, **8**, (3): S. 518–571, 21 Abb., Taf. 72–78; London.

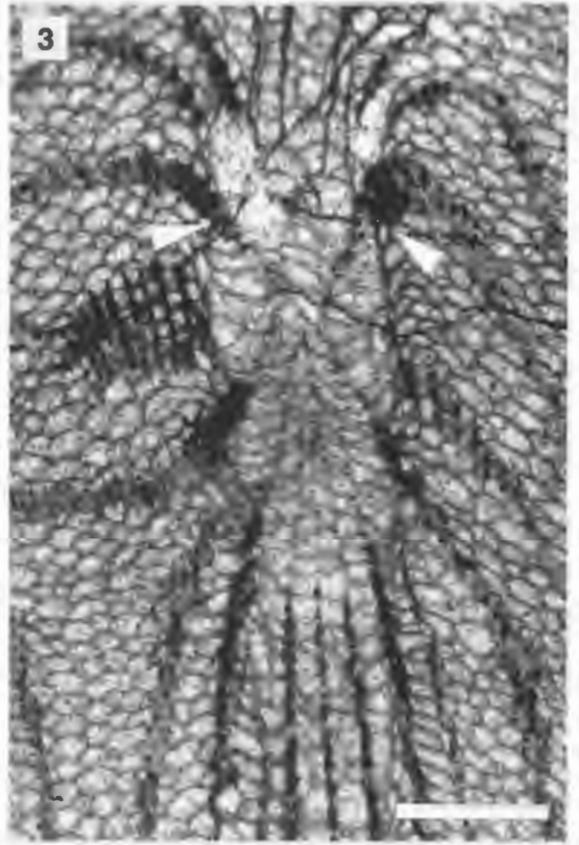
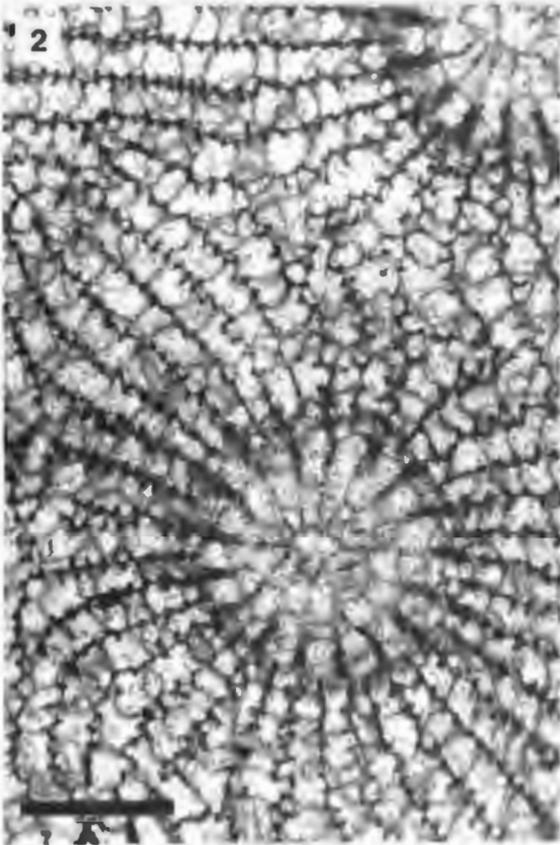
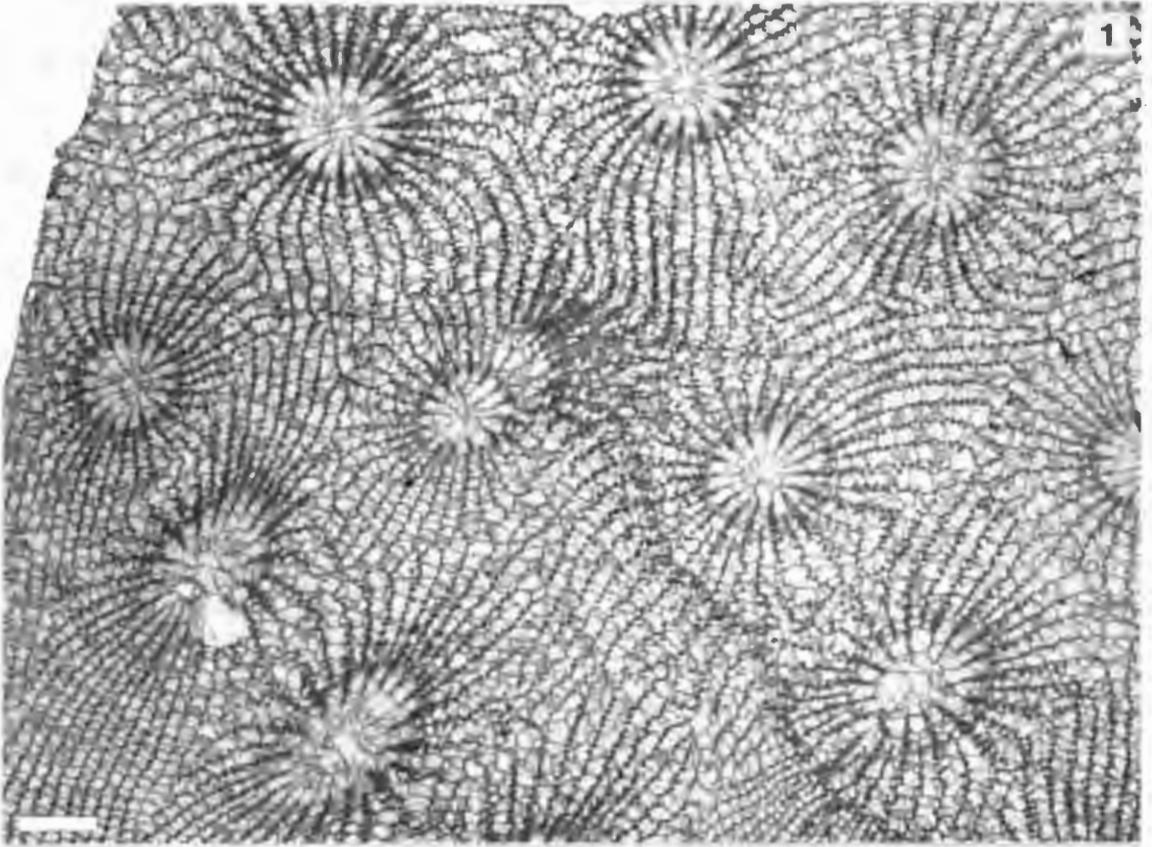
- TSIEN, H. H. (1967): Distribution of rugose corals in the Middle and Upper Devonian (Frasnian) reef complex of Belgium. In: OSWALD (ed.): Int. Symp. Devonian System II. – Alberta Soc. Petrol. Geol., Bd. 2: S. 273–293; Calgary.
- TSIEN, H. H. (1968): Disphyllidae HILL, 1939 ou Phillipsastraeidae ROEMER, 1883. – Annales de la Société Géologique de Belgique, 91: S. 595–615, 5 Taf.; Brüssel.
- TSIEN, H. H. (1971): The Middle and Upper Devonian Reef-Complexes of Belgium – Petroleum Geology of Taiwan, 8: S. 119–173, 39 Abb.; Taipeh.
- TSIEN, H. H. (1977): The sequence and distribution of Frasnian rugose coral faunas in Belgium. – Mém. du BRGM, 89: S. 203–220; Paris.
- TSIEN, H. H. (1988): Devonian palaeogeography and reef development of Northwestern and Central Europe. In: MC MILLAN et al. (Hrsg.): Devonian of the World, Bd. 2: S. 341–358, 15 Abb.; Calgary.
- WAHBA, Y. (1978): Die Geologie des Briloner Massenkalksattels im östlichen Sauerland. – Dissertation Univers. Clausthal: 219 S., 15 Tab., 8 Taf., 6 Anl.; Clausthal.
- WALTHER, C. (1929): Untersuchungen über die Mitteldevon-Oberdevongrenze. – Zeitschr. dt. Geol. Ges., A 80, (2): S. 97–151, 34 Abb.; Berlin.
- WITTEKINDT, H. (1966): Zur Conodontenchronologie des Mitteldevons. Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 9: S. 621–646; Krefeld.
- YÜ, CH.-M. & KUANG, G.-D. (1983): Late Middle Devonian rugose corals from Liujing, Heng Xian, Guangxi and their paleoecological significance. – Nanjing Inst. Geol. Paleont., Academia Sinica, Bulletin, 4: S. 241–278, 8 Abb., 8 Taf.; Nanjing.
- ZIEGLER, W. (1971): Conodont stratigraphy of the European Devonian. In: SWEET, W. C. & BERGSTRÖM, S. M. (eds.): Symposium on Conodont biostratigraphy. – Geol. Soc. of America, Memoirs, 127: S. 227–284; Boulder.
- ZIEGLER, W. & KLAPPER, G. (1982): The *disparilis* conodont zone, the proposed level for the Middle-Upper Devonian boundary. – Courier Forsch.-Inst. Senckenberg, 55: S. 463–492, 3 Taf.; Frankfurt/M.
- ZIEGLER, W. & SANDBERG, A. (1990): The late Devonian standard conodont zonation. – Courier Forsch.-Inst. Senckenberg, 121: S. 1–115, 11 Abb., 17 Taf., 7 Tab.; Frankfurt/M.

Alle Figuren in den nachfolgenden Tafeln sind Positive. Die Länge des Maßstabs beträgt jeweils 2 mm.

Tafel 1

***Kuangxiastraea julli* PEDDER 1986**

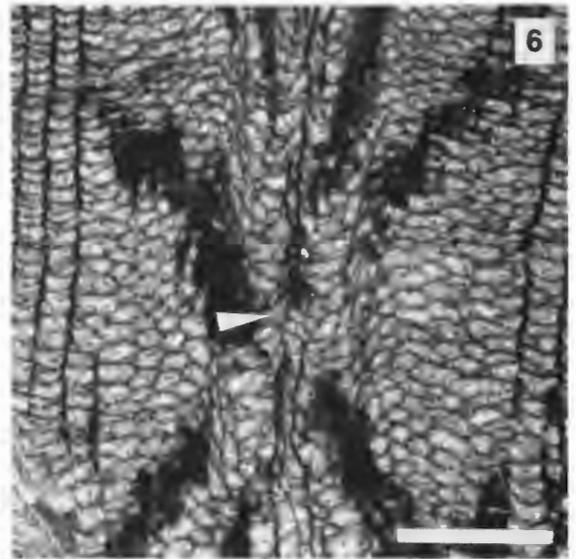
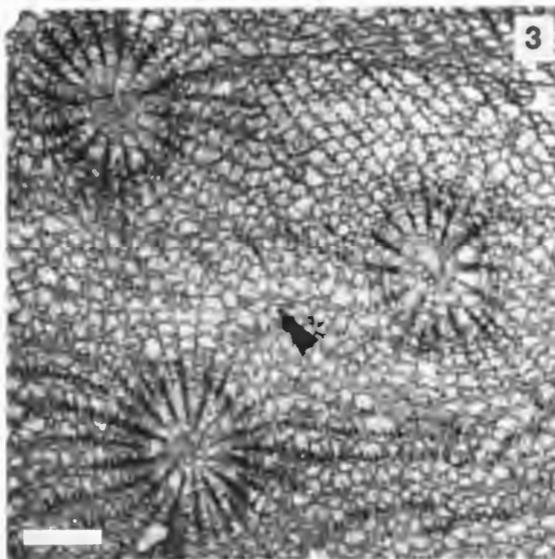
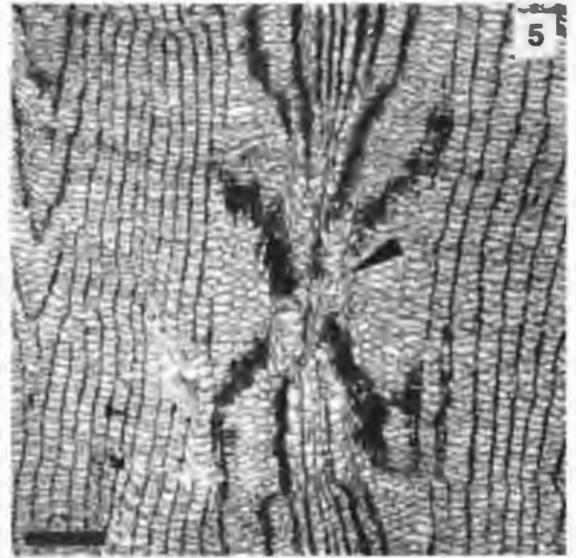
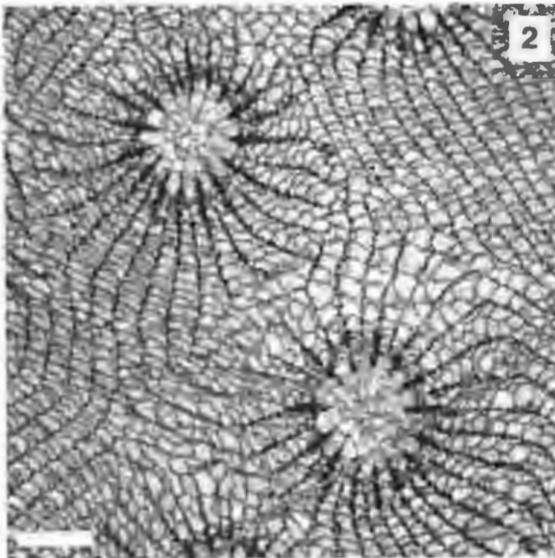
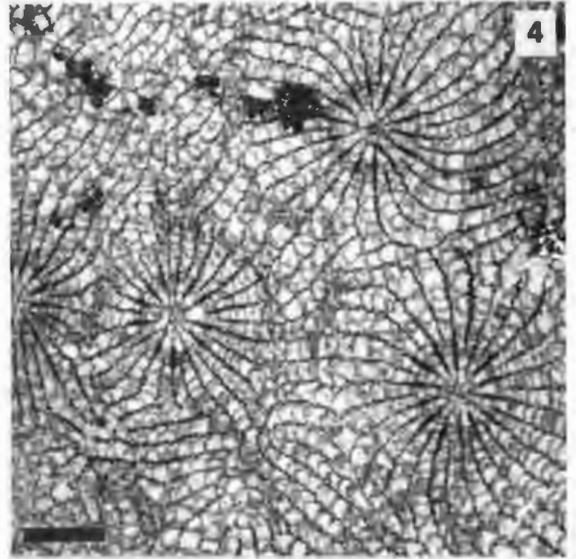
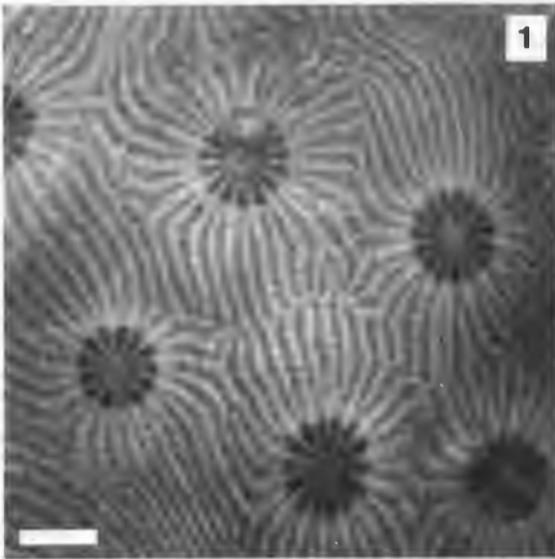
- Fig. 1:** Dünnschliffbild (quer) des Stocks B2 C – 29/Re 29 aus dem tieferen Abschnitt der untersten *asymmetricus*-Zone im Profil Burgberg. Von den untersuchten Exemplaren weist dieses die stärkste Carinae-Entwicklung auf. Diese bilden meist gegenständige Yardarm-Carinae, zeigen aber abschnittsweise auch eine zickzackförmige Anordnung. Durch den teilweise confluenten Septenverlauf ist der Habitus subthamnasteioid. Die keilförmigen Verdickungen der Septen erster Ordnung reichen weit in den Tabulariumsreich hinein. x 5.
- Fig. 2:** Dünnschliffbild (quer). Ausschnitt derselben Probe zur Verdeutlichung der Carinenanordnung. x 10.
- Fig. 3:** Dünnschliffbild (längs, etwas schräg orientiert) der Probe B2 C – 29/Re 27 vom selben Herkunftsort, gleiches Fundniveau. Es zeigt das fächerförmige Umbiegen der Trabekelleisten auf den Septenseitenflächen in einen fast horizontalen Verlauf am Tabulariumsrand (Pfeile). x 10.



Tafel 2

Kuangxiastraea julli PEDDER 1986

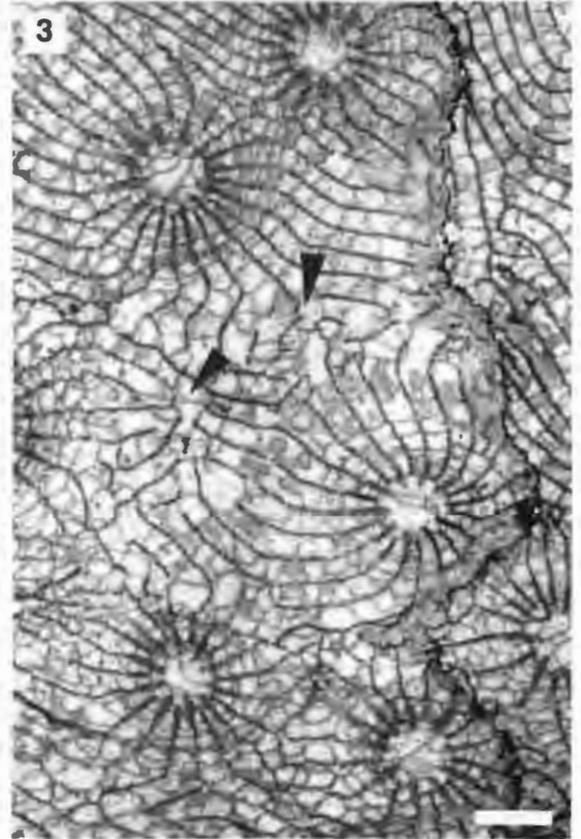
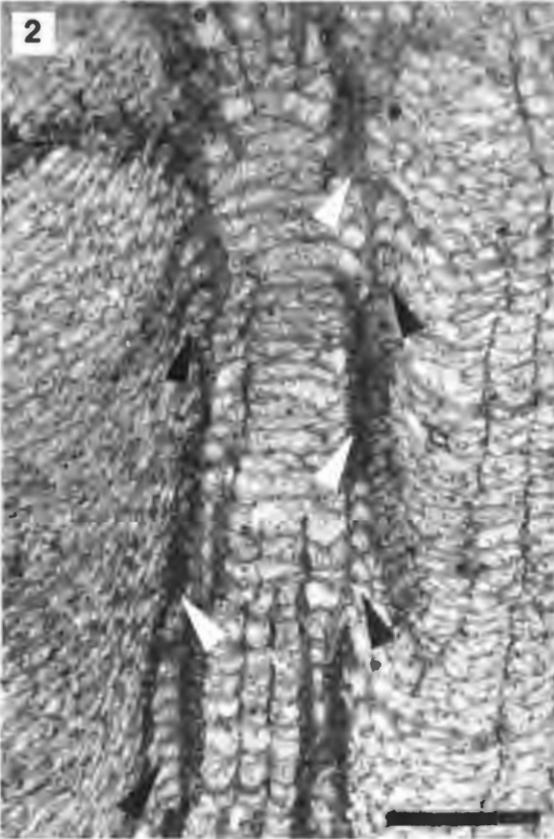
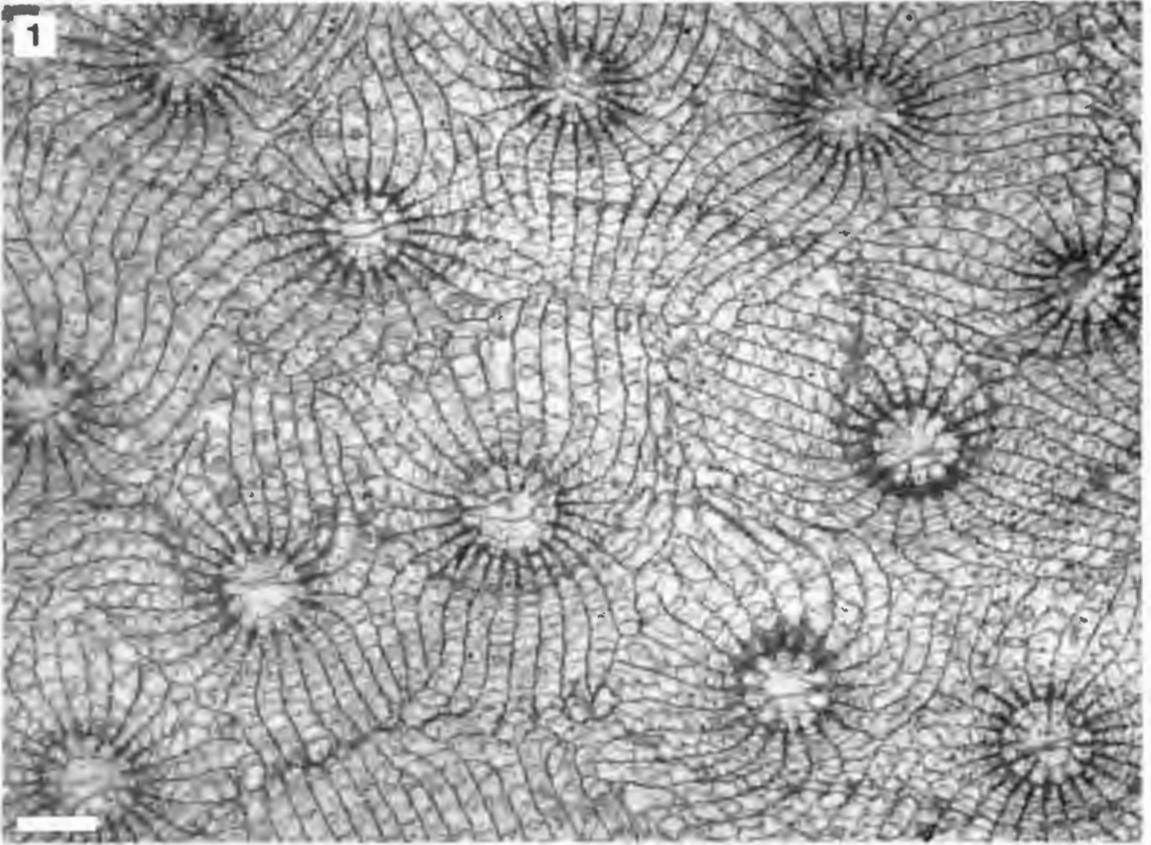
- Fig. 1:** Anschliffbild (quer) der Probe B2 C – 29/IV 8 aus dem Ober-Givetium am Itzelstein im Süden Brilons. Es zeigt die stark entwickelten Carinen und die keilförmigen Septenverdickungen. x 5.
- Fig. 2:** Dünnschliffbild (quer) der Kolonie B2 C – 29/Re 27 vom Burgberg mit nicht sehr stark entwickelten Carinae. Die Septen der ersten Ordnung reichen bis in den Axialbereich. x 5.
- Fig. 3:** Dünnschliffbild (quer) des kleinen Fragmentes B2 C – 29/Re 52 aus dem mittleren Abschnitt der untersten *asymmetricus*-Zone des Profils Burgberg. Im peripheren Bereich sind örtlich Septenaufösungen zu beobachten (Pfeil), die im übrigen Untersuchungsmaterial praktisch fehlen. x 5.
- Fig. 4:** Dünnschliffbild (quer) der Kolonie B2 C – 29/MEc 11 vom Sticklenberg bei Messinghausen. Dieses Stück hat die kleinsten Coralliten und die schmalsten Tabularien. Die Carinae sind relativ schwach entwickelt. x 5.
- Fig. 5:** Dünnschliffbild (längs) durch einen Coralliten derselben Probe. Der steile Abfall der kleinen Dissemente am Schlotzonenrand ist deutlich zu erkennen (Pfeil). x 5.
- Fig. 6:** Dünnschliffbild (längs). Ausschnitt der Fig. 5. Die im Axialbereich aufgewölbten, unvollständigen Böden werden teilweise durch die Anschnitte der inneren Septenkanten verdeckt (Pfeil). x 10.



Tafel 3

Phillipsastrea hennahi (LONSDALE 1840)

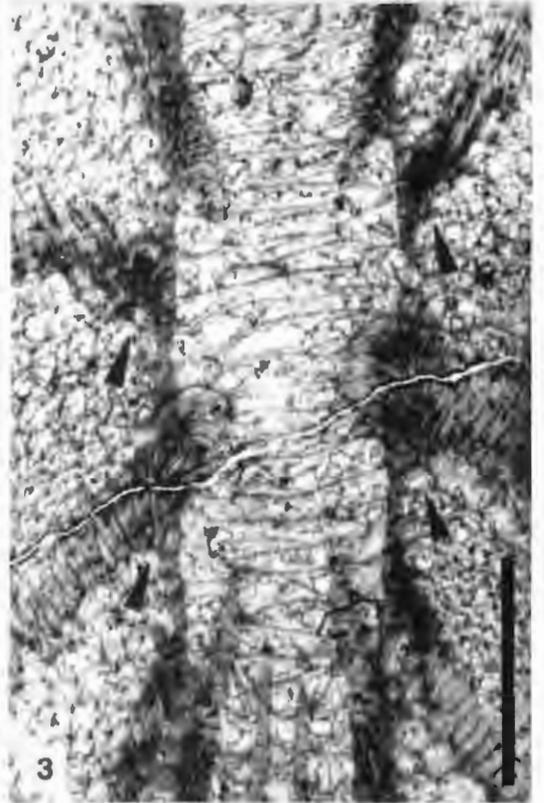
- Fig. 1:** Dünnschliffbild (quer) des Exemplars B2 C – 29/Rb 1 aus dem Hangschutt der Obergivetium-Klippe im Profil Beringhauser Tunnel. Es zeigt den vorwiegend astreoiden Bau der Kolonie; confluyente Septenpaare zwischen Nachbarcoralliten sind sehr selten. Die spindelförmigen Verdickungen beider Septenzyklen an den Tabulariumsrändern sind in allen Coralliten gut entwickelt. Die Großsepten lassen vergleichsweise breite Axialräume frei, in denen nur wenige Anschnitte flacher Tabulae sichtbar sind. x 5.
- Fig. 2:** Dünnschliffbild (leicht schräg orientierter Längsschnitt) eines einzelnen Coralliten aus derselben Kolonie. Das Tabularium zeigt überwiegend vollständige Böden. Die Dissepimentblasen steigen zum Tabulariumsrand deutlich an. Dort ist eine einfache Reihe von Hufeisendissepimenten entwickelt. Bedingt durch die leicht schräge Schnittlage wechseln sich Bereiche mit Septenanschnitten, die schemenhaft auch Trabekelfächer erkennen lassen (weiße Pfeile), und Abschnitte mit kurzen Reihen längs getroffener Hufeisendissepimente (schwarze Pfeile) ab. x 10.
- Fig. 3:** Dünnschliffbild (quer) der Probe B2 C – 29/Rb 23 vom selben Herkunftsort. In der Bildmitte beginnen sich durch Intercalcinalknospung zwei Tochtercorallite auszuformen (Pfeile). x 5.



Tafel 4

Phillipsastrea hennahi (LONSDALE 1840)

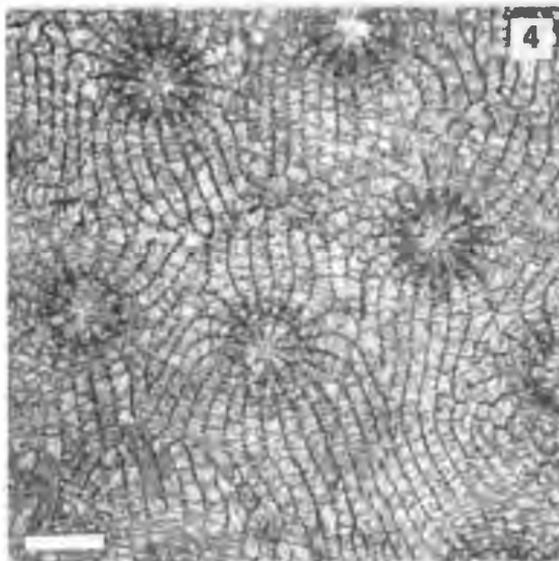
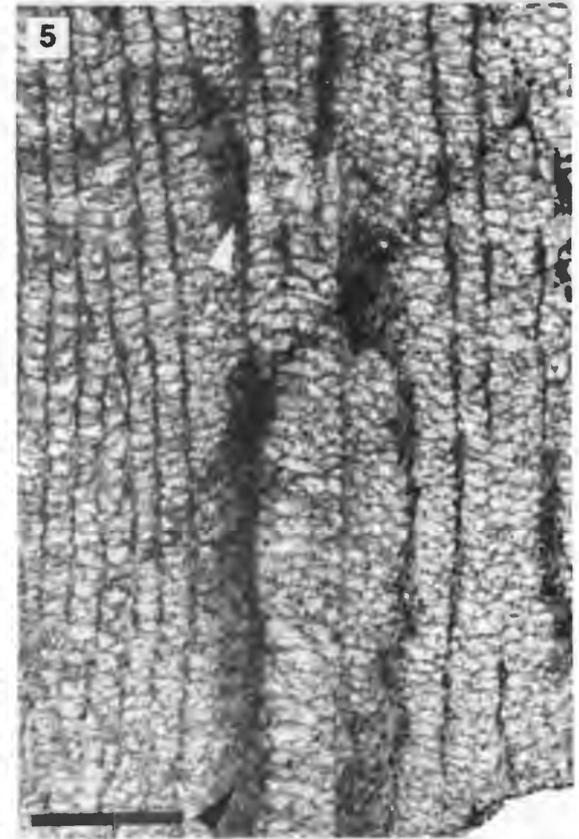
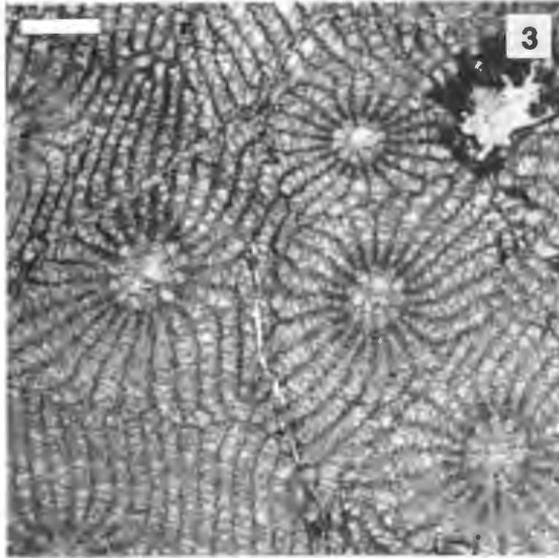
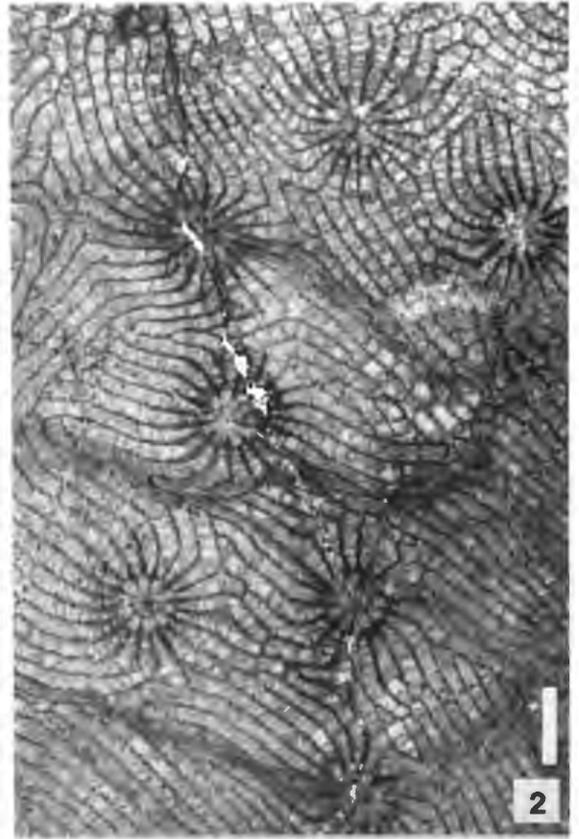
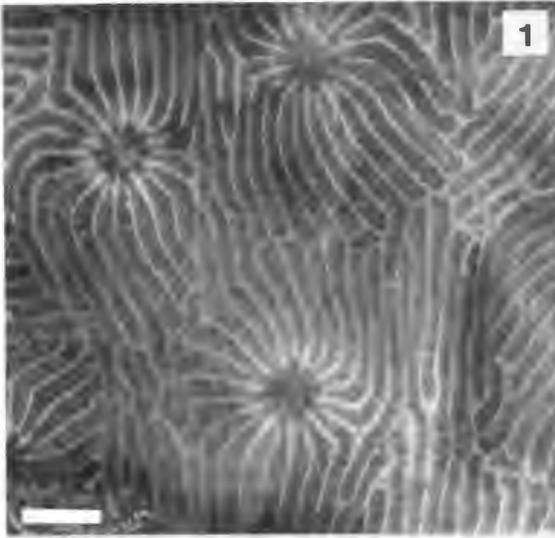
- Fig. 1:** Teilansicht der Oberseite des Stockfragmentes B2 C – 29/Rc 15 aus den debris flow-Ablagerungen des Ober-Givetiums (*disparilis*-Zone) im Profil Messinghausen. Die Wulstkelche mit der höchsten Erhebung am Schlotzonenrand treten deutlich hervor. x 2.
- Fig. 2:** Seitliche Ansicht einer Bruchfläche derselben Probe. Die Steinkerne des Tabulariums zeigen die Wuchsrichtungen der Coralliten. Auf freiliegenden Septenseitenflächen ist der starke Anstieg der Dissepimentspuren zum Tabularium hin sichtbar. x 2.
- Fig. 3:** Dünnschliffbild (längs) durch einen Coralliten der Kolonie B2 C – 29/II 46 aus den debris flow-Ablagerungen des tieferen Ober-Givetiums (obere *varcus*-Zone) am Beringhauser Tunnel. Die feinen Trabekelfächer am Innenrand des Dissepimentariums sind deutlich erkennbar (Pfeile), die Dissepimente dagegen infolge Rekristallisation nur noch schemenhaft. x 15.



Tafel 5

Scruttonia sanctacrucensis (RÓZKOWSKA 1953)

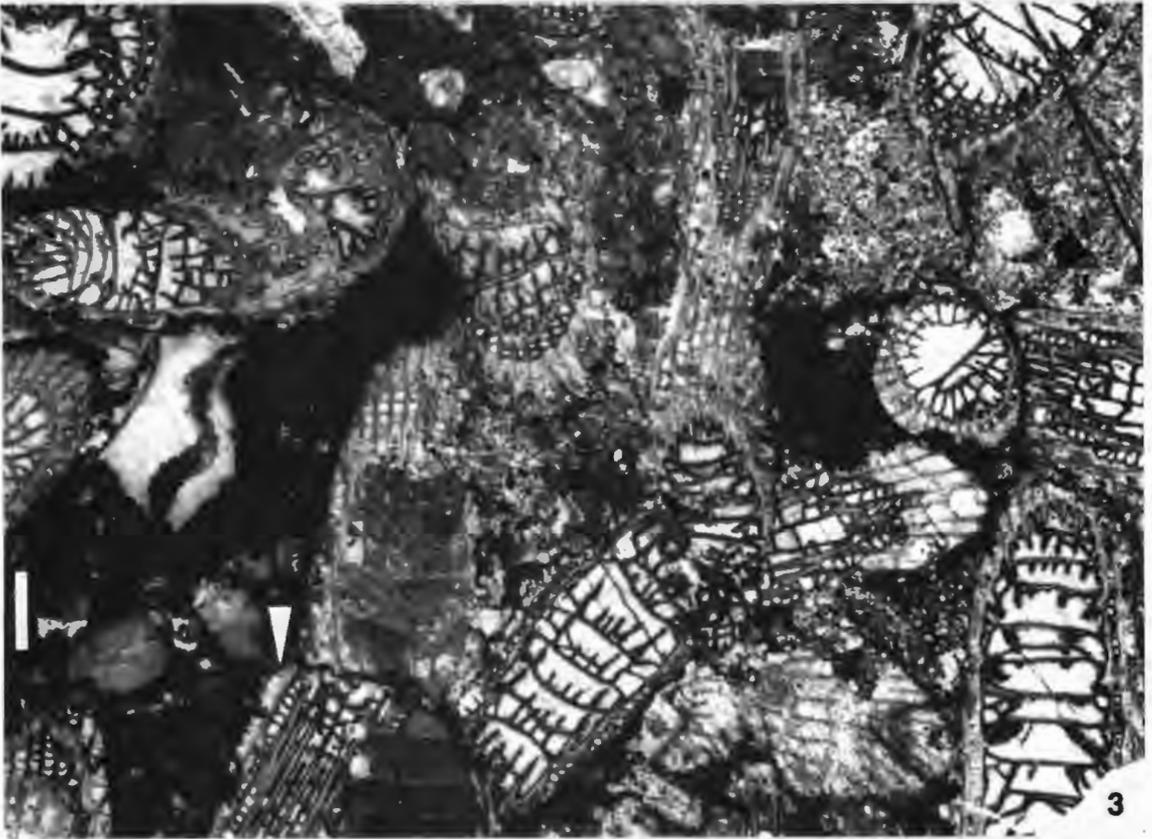
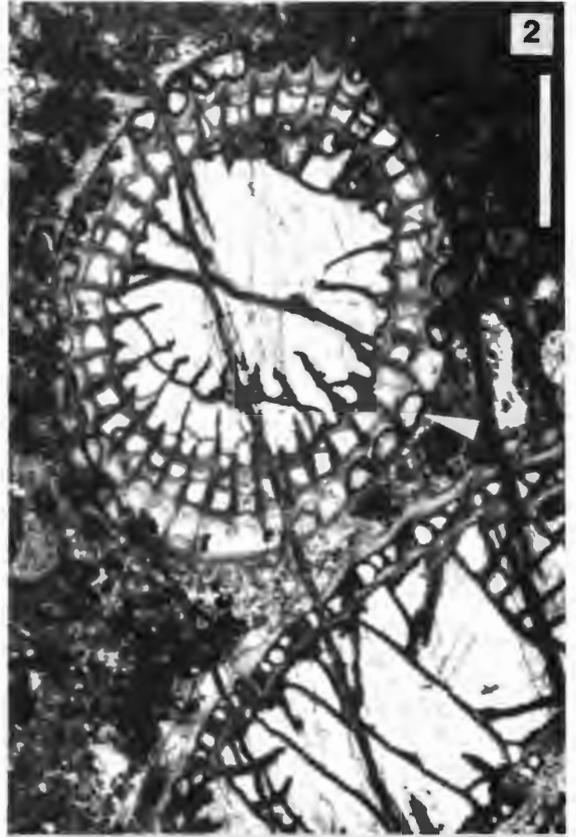
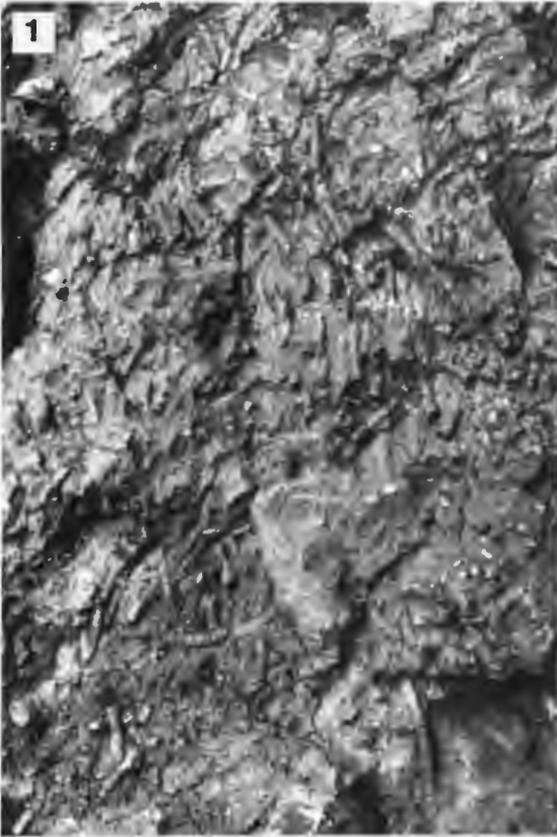
- Fig. 1:** Anschliff (quer) des kleinen Stockes B2 C – 29/IV 8a aus dem Ober-Givetium am Großen Renzelsberg im Süden Brilons. x 5.
- Fig. 2:** Dünnschliff (quer) der selben Probe. Die Septen sind am Rand des schmalen Tabulariums spindelförmig verdickt. x 5.
- Fig. 3:** Dünnschliff (quer) der Kolonie B2 C – 29/IV 6 vom selben Fundpunkt. Die Carinae sind etwas stärker entwickelt als bei den übrigen Exemplaren. x 5.
- Fig. 4:** Dünnschliff (quer) des kleinen Stocks B2 C – 29/Lok 142 vom selben Fundpunkt. Die Septenverdickungen sind sehr ausgeprägt. x 5.
- Fig. 5:** Dünnschliff (längs) durch das Tabularium eines Coralliten der Probe B2 C – 29/Lok 145 vom selben Fundpunkt. Die Dissepimentebenen verlaufen flach. Am Tabulariumsrand sind feine Trabekelfächer entwickelt (Pfeile), jedoch keine Hufeisendissepimente feststellbar. x 10.



Tafel 6

Thamnophyllum simplex n. sp.

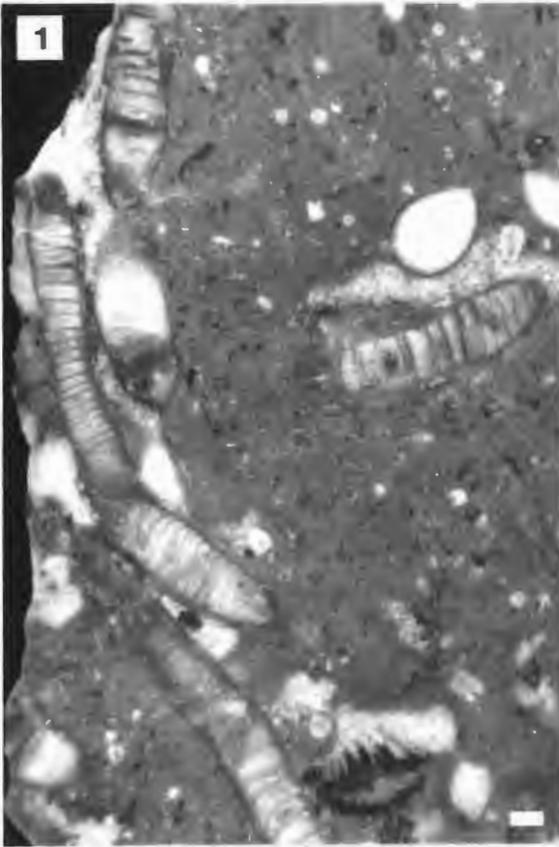
- Fig. 1:** Freigewitterte Bankoberseite der Initialserie (Givetium, mittlere *varcus*-Zone) im Profil Messinghausen. Zahlreiche langstengelige Corallit-Fragmente sind freigelegt. Fundhorizont der Probe B2 C – 29/Rc 3 (Holotyp). Breite des Bildausschnittes 23 cm.
- Fig. 2:** Dünnschliffbild (quer, etwas schräg zur Achse orientiert) der Probe B2 C – 29/Rc 3 (Holotyp; siehe auch Abb. 4a). Initialserie (mittlere *varcus*-Zone) im Profil Messinghausen. Durch die schräge Schliiflage sind drei der vollständigen Tabulae angeschnitten. Die Epithek ist fast vollständig erhalten (Pfeil). x 10.
- Fig. 3:** Dünnschliffbild (unterschiedliche Schnittlagen der Fragmente) eines größeren Ausschnittes desselben Dünnschliffs. Einige längs geschnittene Fragmente zeigen noch Reste des äußeren, plattigen Dissepimentariums (Pfeil). x 5.



Tafel 7

Thamnophyllum simplex n. sp.

- Fig. 1:** Anschliffbild eines Sägeabschnittes der Probe B2 C – 29/Re 32 (Paratyp) mit mehreren Corallit-Längsschnitten aus der mittleren *varcus*-Zone im Profil Burgberg. Auffällig ist das breite Tabularium mit vollständigen Böden in weiten, regelmäßigen Abständen. Die äußere Zone plattiger Dissepimente ist bei allen Fragmenten erodiert. x 2.
- Fig. 2:** Anschliffbild eines weiteren Längsschnittes derselben Probe. Auffällig ist die streng einzeilige Hufeisendissepimentröhre (Pfeile). Beachtenswert ist auch der regelmäßige Aufbau des Tabulariums aus flachen, umgekehrt-tellerförmigen Tabulae. Die blasenreiche Zone außerhalb der Hufeisendissepimentreihe (rechts im Bild) gehört zur Basis eines Tochtercoralliten. x 10.
- Fig. 3:** Dünnschliffbild derselben Probe mit verschieden orientierten Corallitanschnitten. Der Längsschnitt zeigt wie die obigen Figuren charakteristische Merkmale von Tabularium und innerem Dissepimentarium. Die etwas schräg liegenden Querschnitte lassen ferner die recht kurzen Septen erkennen, die einen sehr breiten Axialraum freilassen, in dem wenige Bödenanschnitte sichtbar sind. x 5.



Geol. Paläont. Westf.	26	47-75	13 Abb. 4 Taf.	Münster September 1993
--------------------------	----	-------	-------------------	---------------------------

Stratigraphie und Faziesanalyse einer mitteldevonischen Karbonatabfolge im Remscheid-Altenaer Sattel (Sauerland)

Ulrich Koch-Früchtl & Martina Früchtl*

Die vorliegende Arbeit ist Teil des DFG-Projektes Ma 999/2 das in das DFG-Schwerpunktprogramm Globale und regionale Steuerungsprozesse biogener Sedimentation: „Riff-Evolution und Kreide-Sedimentation“ eingebunden ist.

Zusammenfassung

Am Profil Steltenberg in Hohenlimburg ist der Übergang der siltig-mergeligen, terrigen-detritischen Oeger Schichten (Oberen Honselers Schichten), die mit einer bentonitisierten Tufflage (St I) abschließen, zu den massigen, kalkigen Biomikriten des Unteren Massenkalkes (Schwelm-Fazies) aufgeschlossen.

Vom Liegenden ausgehend wurden die ersten 20 m des Profils sedimentologisch, mikrofazial (Anschliffe, Dünnschliffe) und conodontenstratigraphisch untersucht: Dabei konnten 5 MF-Typen unterschieden werden, die den Übergang einer stark landbeeinflussten, terrigenen Innenschelfzone (quarzhaltige Silte und Mergel) in einen sublagunären Meeresbereich (Floatstone, Wackestone, Packstone) und schließlich in eine eingeschränkte, lagunäre Fazies (Wackestone) zeigen.

Die sublagunäre Fazies weist neben einer „Initial-Fazies der Riffbildung“ auch strömungsbedingte Einregelungen („Dachziegellagerung“) und Sturmbeeinflussungen (AIGNER 1985) mit einer Komponentenverfeinerung zum Hangenden (fining-upward) auf.

Etwa 10 m im Hangenden des einsetzenden Unteren Massenkalks konnte in 7 aufeinanderfolgenden Kalkbänken – neben Conodonten wurden auch Fischzähne und -schuppen gefunden – durch die Icriodontiden *brevius* und *lindensis* der untere Bereich der Unteren *varcus*-Zone (Unteres Givetium) nachgewiesen werden.

VIETH-SCHREINER (1983) stufte entsprechende Fischreste aus der Eifel bis in die Loogh- und Cürten-Formation ein, was dem oberen Bereich der *ensensis*-Zone (Unterstes Givetium) entspricht. Der weitere hangende Bereich des insgesamt 134 m mächtigen Profils ist durch abwechselnde Ausbildung sublagunärer (Gerüstbildnerfazies) und lagunärer (Amphiporen-Fazies) Faziesbereiche, die sehr häufig durch mächtige strukturzerstörende, epigenetische Dolomitierungsareale unterbrochen sind, gekennzeichnet und schließt mit einem 12 m mächtigen Stromatoporenbiostrom ab.

Mit den bisher nachgewiesenen Flachwasserindikatoren (Rot-/Grünalgen, Gerüstbildner, Icriodontiden, Strömungseinregelungen u. a.) kann die Regressionstendenz der eustatischen Meeresspiegelkurve des Devons von JOHNSON et al. (1985) bestätigt werden, vorausgesetzt, das analysierte Profil geht nicht über den mittleren Bereich der Mittleren *varcus*-Zone hinaus.

* Anschrift der Verfasser:

M. Früchtl, Paläontologisches Institut, Nußallee 8, 53115 Bonn

Dipl.-Geol. U. Koch-Früchtl, Geologisches Institut, Ruhr-Universität Bochum, Universitätsstr. 150, 44801 Bochum

1. Arbeitsgebiet

Das bearbeitete Profil aus dem Steinbruch Steltenberg liegt im östlichen Stadtgebiet von Hohenlimburg (MTB 4611 Hohenlimburg) im stillgelegten Teil (R 01 500/H 91 450) des heute noch durch die Hohenlimburger Kalkwerke GmbH im Abbau befindlichen Kalksteinbruchs. Hier ist der Übergang der Oberen Honseler Schichten, repräsentiert durch die Oeger Schichten, zum Unteren Massenkalk (Schwelm-Fazies) aufgeschlossen.

Das insgesamt 134 m mächtige Profil wurde nur in den ersten 20 m conodontenstratigraphisch und mikrofaziell untersucht (siehe Abb. 2). Die überwiegend dunklen Biomikrite haben ein generelles Schichteinfallen von ca. 60° nach Norden. Die gesamte Abfolge gehört zu der Nordflanke des ENE-WSW streichenden Remscheid-Altener Sattels (Abb. 1), der im Mittel- bis Oberdevon als isolierter Karbonatkomplex eines Innenschelfbereiches dem im NW gelegenen Old-Red-Kontinent vorgelagert war.

2. Historischer Überblick

In der vorliegenden Arbeit wird die als „Massenkalk“ bezeichnete Schichtenfolge beschrieben. Sie wird der Schwelm-Fazies zugerechnet und ist sowohl stratigraphisch als auch biofaziell sehr bezeichnend und somit schon früh Gegenstand von geologischen Untersuchungen gewesen.

v. DECHEN (1884) beschreibt den Massenkalk u. a. auch oberhalb von Hohenlimburg-Elsy als „Eifelkalkstein“, den er in das obere Mitteldevon stellte. In seinen Fossilisten (v. DECHEN 1870–1884) wird auch *Stringocephalus burtini* DEFRANCE, das Leitfossil des Givetiums (Stringocephalenkalk), erwähnt.

Massenkalkvorkommen bei Hohenlimburg werden auch von LORETZ (1896) und DENCKMANN et al. (1911) beschrieben, ohne neue nennenswerte Ergebnisse zu liefern. Erst PAECKELMANN (1922) gliedert den Massenkalk nach paläontologischen und lithologischen Kriterien in einen „unteren Schwelmer Kalk,“ und einen „oberen Eskesberger Kalk“, wobei er sehr detailliert auf die unterschiedliche Fazies eingeht. Die beiden Varianten stellt er in das obere Givetium.

Eine umfangreiche Beschreibung von Riffen und ihren Faunenzusammensetzungen des Rheinischen Schiefergebirges stellte JUX (1960) zusammen. Bei den verschiedenen Riff-Typen mit ihren unterschiedlichen Faziesbereichen werden sowohl die Riff-Faunen als auch die Riff-Ökologie näher analysiert. Erwähnt werden dabei Stromatoporen-Blockriffe aus dem Massenkalk östl. von Delstern (bei Hohenlimburg).

Mit der von KREBS (1974) vorgenommenen Fazies-Gliederung von devonischen Kalkkomplexen des Rheinischen Schiefergebirges steht ein umfassendes Werk zur Verfügung, das sich gut zur Geländearbeit eignet. Aus dem Schwelmer Kalk wird neben 7 weiteren Faziestypen eine Stringocephalenfazies beschrieben (entspricht hier dem MF-Typ 5), die im Steinbruch Steltenberg (Hohenlimburg) *Stringocephalus burtini* DEFRANCE in Lebensstellung zeigt und mit geopetalem Dolomit verfüllt ist. Als Informationsquelle gibt er eine persönliche Korrespondenz mit E. FLÜGEL (1967) an.

Die bisher detaillierteste Arbeit über den Schwelmer Kalk enthält die palökologischen und statistischen Untersuchungen von FLÜGEL & HÖTZL (1976) am Nordrand der Remscheider Antiklinale (Sauerland) im Bereich Letmathe–Iserlohn–Hohenlimburg. Auch der Steinbruch Steltenberg im Stadtgebiet von Hohenlimburg gehörte zu ihrem Untersuchungsgebiet. Nach Organismengruppen unterscheiden sie im Gelände 7 Faziestypen, die aufgrund der teilweise guten Aufschlußverhältnisse leicht wiederzuerkennen sind. FLÜGEL & HÖTZL gehen bei diesen Flachwasser-Sedimenten einer riffreien Plattform (Bank-Phase) von einem topographisch differenzierten Untergrund unterhalb der Zone dauernder Wellenbewegung aus.

Die hauptsächlich an Stromatoporen, Korallen und Brachiopoden reichen Biomikrite stufen sie nach *Stringocephalus burtini* DEFRANCE in das Givetium ein.

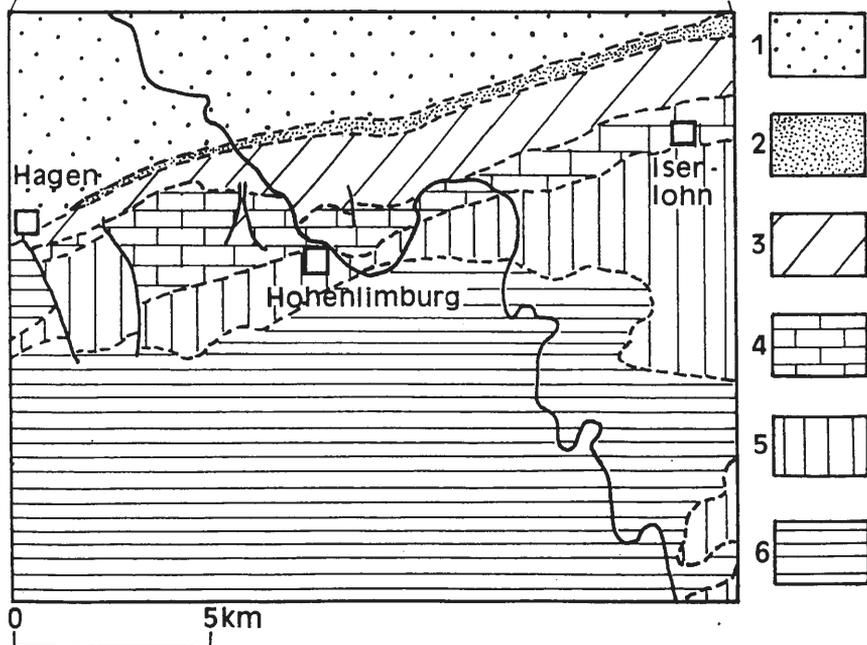
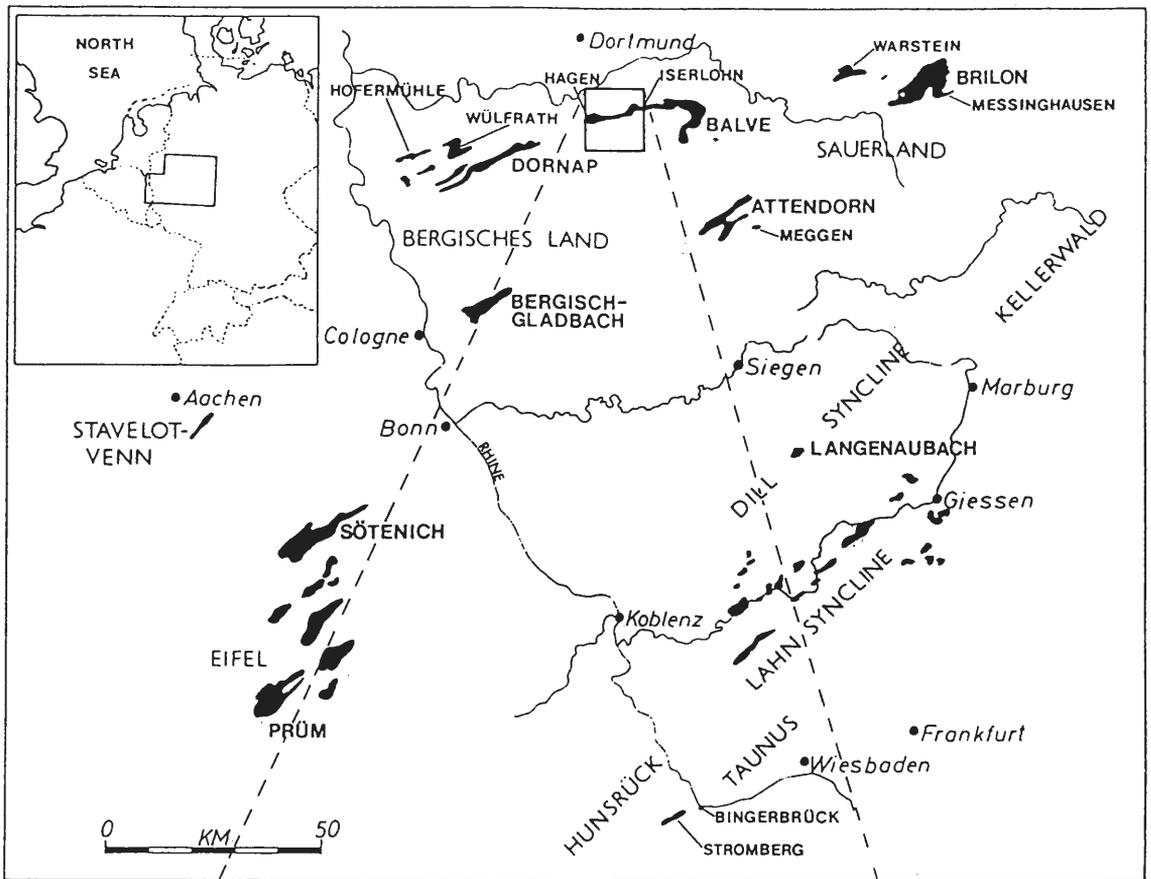


Abb. 1: Lage des Arbeitsgebietes an der Nordflanke des Remscheid-Altener Sattels. 1 Namur (Oberkarbon), 2 Dinant (Unterkarbon), 3 Oberdevon, 4 Massenkalk (Givetium), 5 Honseler Schichten, 6 Eifel-Stage und innerhalb der devonischen Massenkalke im Rheinischen Schiefergebirge (umgezeichnet nach KREBS 1974 und BURCHETTE 1981).

Profil Steltenberg

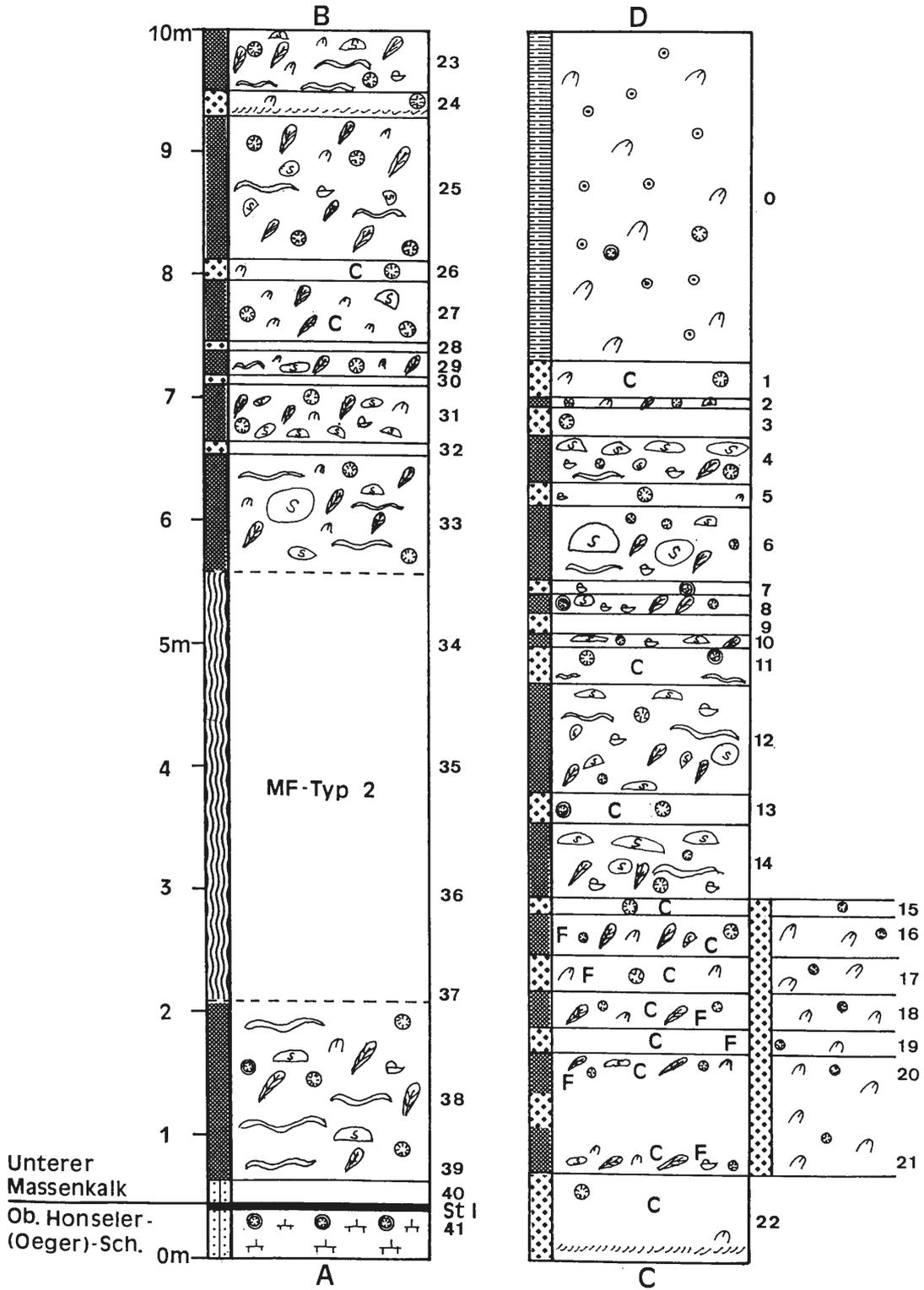
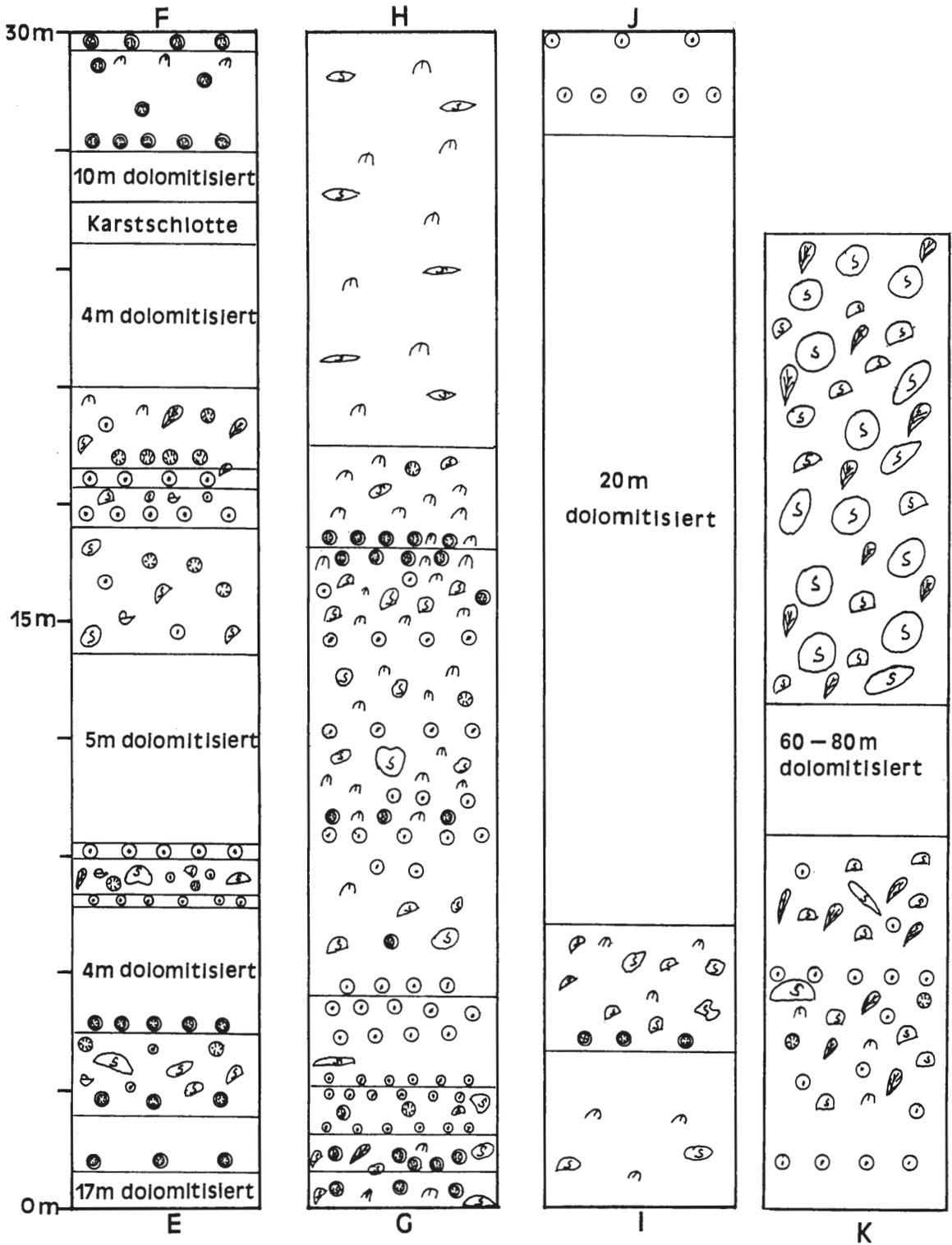


Abb. 2: Das Profil Steltenberg zeigt den Übergang der siltig-mergeligen Oeger Schichten in die massigen, kalkigen Biomikrite des Unteren Massenkalkes, in dem 5 MF-Typen unterschieden werden. Der Profilabschnitt Bank 22 bis 16 gehört in den unteren Bereich der Unteren *varcus*-Zone.



3. Biostratigraphie

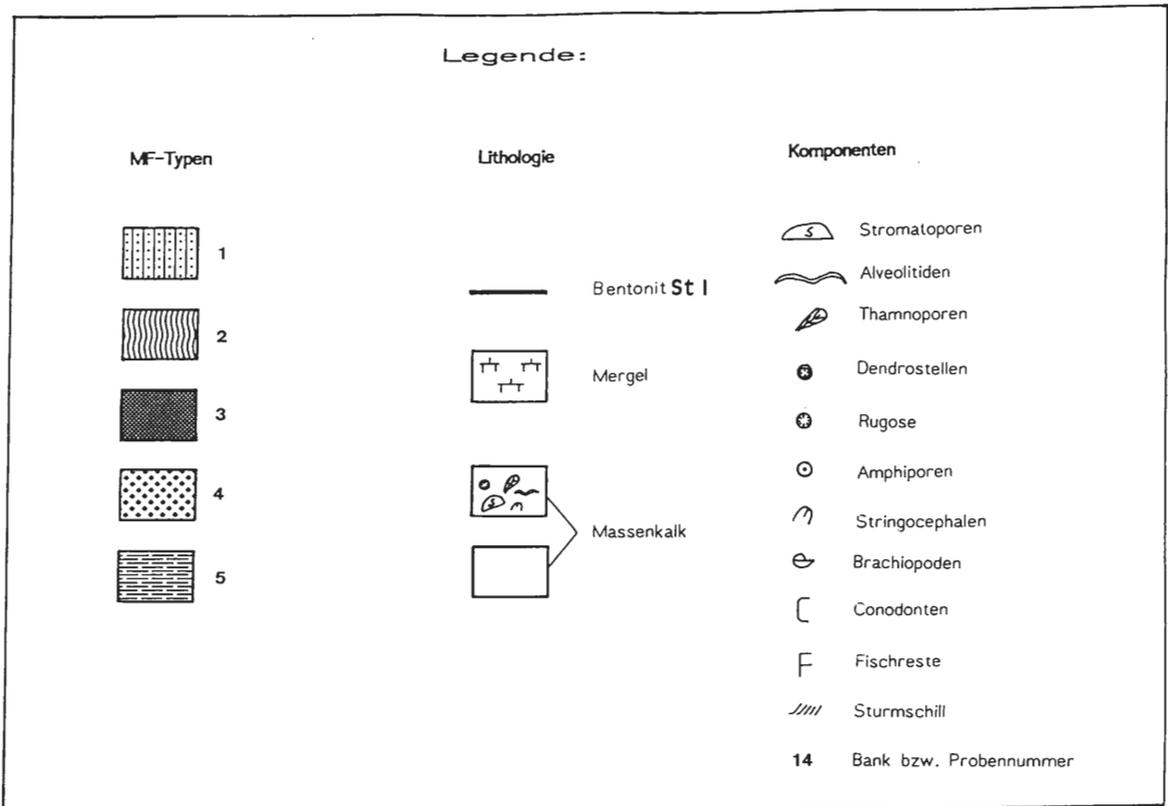
Die zeitliche Einstufung der hier untersuchten ca. 20 m mächtigen Abfolge (Abb. 2) erfolgte mit Hilfe von Conodonten, die aber nur im mittleren und oberen Bereich des Profils nachgewiesen werden konnten (siehe Abb. 2 und 4). Dabei konnte aus 2,5 kg Probenmaterial durchschnittlich 1 Exemplar isoliert werden. In der Bank 18 (siehe Abb. 4) fand sich ein Maximum von 7 Conodonten.

Die stratigraphische Reichweite der einzelnen Conodonten-Arten von der *ensensis*- bis zur Mittleren *varcus*-Zone beruht auf den Ergebnissen von BULTYNCK (1987) für *Icriodus lindensis* und MAWSON & TALENT (1989) (siehe Abb. 3). Dabei soll erwähnt werden, daß in der größtenteils karbonatischen Broken River-Formation in Australien (N-Queensland), in der MAWSON & TALENT (1989) neben küstenfernen, lagunären und küstennahen auch conodontenführende Flachwasser-areale nachwiesen, die Icriodontiden anzahlmäßig zu keiner Zeit die Polygnathiden übertrafen. Das ist am Profil Steltenberg genau umgekehrt: hier sind die Polygnathiden bisher nur in 2 Arten nachweisbar (siehe Abb. 4).

Für den Profilabschnitt Bank 22 bis Bank 16 (Abb. 2 und 4) ergibt sich durch die Überschneidung von *Icriodus brevis* und *Icriodus lindensis* eine Einstufung in den unteren Bereich der Unteren *varcus*-Zone (Unteres Givetium).

Bis auf *Icriodus brevis* und *Polygnathus linguiformis linguiformis* setzen nach der Zusammenstellung der Ergebnisse von BULTYNCK (1987) und MAWSON & TALENT (1989) alle anderen gefundenen Conodonten in der *ensensis*-Zone ein (siehe Abb. 3), womit eine Einstufung der Übergangszone Oeger Schichten/Unterer Massenkalk in den Grenzbereich Eifelium/Givetium (*ensensis*-Zone) als sehr wahrscheinlich angesehen wird.

Interessant sind hierbei auch die Fischschuppen und -zähne (Taf. 3, Fig 11–13, 18–19), die alle aus den Kalkbänken des unteren Bereiches der Unteren *varcus*-Zone stammen: VIETH-SCHREINER (1983: 153) gibt für diese bestimmte Fischfauna in ihrer Tabelle als jüngstes stratigraphisch



Legende zu Abb. 2 (s. S. 50-51)

EIFELIUM ?	GIVETIUM		STUFE
	ensensis - Z.	Untere varcus - Z.	Mittlere varcus - Z.
			CONODONTEN-ZONE
			TAXA
			P. l. linguiformis
		?	I. regularicrescens
			P. x. ensensis
			I. difficilis
			I. obliquimarginatus
			I. lindensis
			I. brevis

Abb. 3: Das Auftreten der im Profil gefundenen Conodonten-Arten im Übergang des Eifelium/ Givetium; Reichweiten nach MAWSON & TALENT (1989) und BULTYNCK (1987). Z. = Conodonten-Zone, I. = *Icriodus*, P. = *Polygnathus*, l. = *linguiformis*, X. = *xylus*.

Conodont. - Zone	ensensis - Z. ? ←	Unterer Bereich der Unt. varcus - Z.										Unt. varcus - Z. → ?			
		27	26	22	21	20	19	18	17	16	15	13	11	2	1
Banknummer															
I. brevis				2	5			5	5		1	2	1		
I. difficilis				1			1?	2				2	4		
I. ensensis ?						2									
I. lindensis				1	2					1	1				
I. obliquimarginatus					1							1	1		
I. regularicrescens					1										
P. l. linguiformis					1										
P. x. ensensis									1						
Belodella sp.				1	1								2		
I. Bruchstücke			1	1	2	1	1		1	1	2				
P. ? Elemente		1			1								2	3	1

Abb. 4: Zahlenmäßiges Auftreten der nachgewiesenen Conodonten und Conodonten-Arten aus den verschiedenen Kalkbänken des Profils. Z. = Conodonten-Zone, I. = *Icriodus*, P. = *Polygnathus*, l. = *linguiformis*, X. = *xylus*.

nachgewiesenes Vorkommen die Loogh- bzw. Cürten-Formation an. In der Eifel entspricht dies, nach der stratigraphischen Tabelle aus BULTYNCK et al. (1988), dem oberen Bereich der *ensensis*-Zone (Unterstes Givetium) und ist damit etwas älter als der Untere Massenkalk.

CLAUSEN (1984) konnte für die ausgedehnten Plattformgesteine der Schwelm-Fazies des Warsteiner Massenkalkes ein conodontenstratigraphisches Alter vom oberen Bereich der Unteren *varcus*-Zone bis zum unteren Bereich der Unteren *asymmetricus*-Zone nachweisen.

4. Faziesanalyse

4.1 Pyroklastika

Die Bentonitlage St I (siehe Abb. 2) mit einer Mächtigkeit von ungefähr 5 cm zeigt eine hellbraune Färbung, die bei stärkerer Verwitterung dunkelbraune bis -graue Farben aufweist. Der primäre Mineralbestand wurde durch umfangreiche Alterationsprozesse, verbunden mit teilweise extremen Elementverschiebungen, stark verändert. Aussagen über den Magmentyp sind dadurch nur mit solchen Elementen bzw. Spurenelementen möglich, die als „immobil“ einzustufen sind. Dazu zählen Zr, Nb, Y, V, Cr, (Ni), Ti, P, die neben anderen Spuren- und Hauptelementen mit der Röntgenfluoreszenzspektroskopie ermittelt wurden (siehe Abb. 5). Aus einigen dieser Elementkonzentrationen und -Verhältnissen konnte folgendes festgestellt werden:

Nach Vergleichsdiagrammen aus SUNKEL (1988) ergab sich für die ehemalige vulkanische Asche, durch die Verhältnisse von Zr/Nb, Zr/Y, Cr/Nb und den geringen TiO₂-Konzentrationen, ein tholeiitischer Magmentyp. Da die bentonitisierte Tufflage innerhalb eines terrigen beeinflussten, vollmarinen Mikrofaziestyp 1 (siehe 4.2.1) eingeschaltet ist und keinerlei Hinweise auf einen Auftauchbereich bestehen, ist von einer submarinen Ablagerung auszugehen, wobei das Eruptionsumlieu sowohl submarin als auch subaerisch gewesen sein kann. Nach Winter (1977) sind ruhige Sedimentationsbedingungen Voraussetzung für submarine Tuffablagerungen, womit dieser sublagunäre Faziesbereich, zum Zeitpunkt der vulkanogenen Beeinflussung, sicherlich unterhalb der Zone von Sturmwellenbeeinflussungen (> 50 m) gelegen hat.

Hauptelemente (Gew. %) **Z**

Spurenelemente (g/t)

SiO ₂	53.80	Cr	132
TiO ₂	0.67	Co	19
Al ₂ O ₃	10.94	Ni	96
Fe ₂ O ₃	4.55	Cu	18
MnO	0.09	Zn	212
MgO	0.89	Rb	115
CaO	12.8	Sr	128
Na ₂ O	0.21	Y	28
K ₂ O	3.42	Zr	320
P ₂ O ₅	0.05	Nb	13
S	0.05	V	80
		Ba	203

Abb. 5: Haupt- und Spurenelemente der untersuchten Bentonitlage St I.

Wahrscheinlich wurden durch den Vulkanismus die Voraussetzungen (z. B. Meeresspiegelabsenkung) für die anschließend einsetzende Karbonat-Sedimentation bzw. Pionierfaunen geschaffen und bewirkte wohl auch das Fortbestehen der regressiven Tendenz.

Aus dem westlichen Teil des Ostsauerlandes, also in nicht allzu großer Entfernung, sind auch Aschenlagen eines tholeiitischen Vulkanismus aus dem Unteren Givetium – nachgewiesen erst ab dem oberen Bereich der Unteren *varcus*-Zone – beschrieben worden (SUNKEL 1988). Die Bentonitlage St I im Profil Steltenberg ist aber conodontenstratigraphisch (siehe Kapitel 3.) nicht jünger als der untere Bereich der Unteren *varcus*-Zone und entspricht vermutlich der Eifel-/Givet-Grenze.

4.2 Karbonat-Mikrofazies

4.2.1 Bioklastischer Packstone bis Wackestone mit terrigen-detritischem Anteil/MF-Typ 1 (Abb. 6)

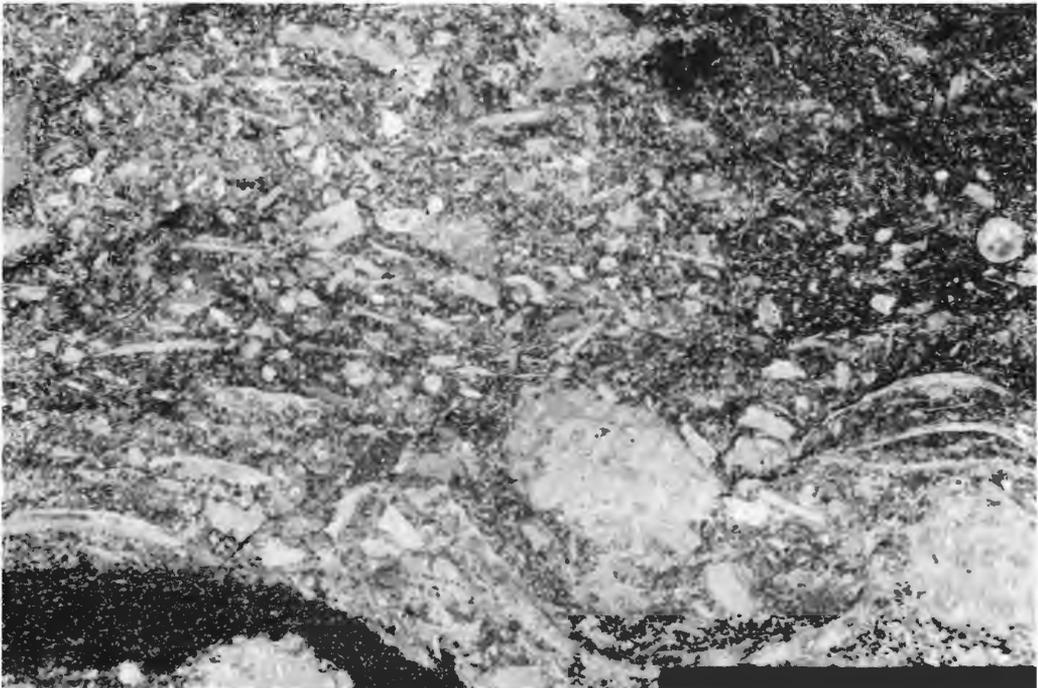


Abb. 6: Bioklastischer Packstone mit Bioturbationsspuren; die mikrosparitische Matrix enthält reichlich terrigene Quarzkörner. Balkenlänge 1 cm. Übergangsbereich Oeger Schichten/Unt. Massenkalk (Bank 41/40), MF-Typ 1, Profil Steltenberg (siehe Abb. 2)

Ausbildung: Der zerbrochene bioklastische bis mikrobioklastische Anteil liegt in einer Matrix mit einem hohen Siltit- bis Mikritanteil. Mit 20 bis 40% im Übergangsbereich Oeger Schichten/Unt. Massenkalk ist der Prozentsatz an terrigenem Quarz noch erheblich. Zum Hangenden hin geht der terrigene Anteil immer weiter zurück; bei den Calcisphären ist eine leichte Zunahme festzustellen. Neben Bioturbationsspuren sind sehr häufig Komponenten in Form von Brachiopodenklasten (u. a. *Stringocephalus*), Crinoiden- bzw. Pelmatozoenreste vertreten. Bei den Korallen dominieren die solitären und die ästigen Formen: *Thamnopora* sp. und *Dendrostella trigemme*. Lateral treten die Thamnoporen teilweise massenhaft (parautochthon) auf. Sphärisch-globulare und unregelmäßig-lagige Formen wurden bei den nicht gerade seltenen Alveolitiden beobachtet. Foraminiferen (hauptsächlich Parathuramminen), verschiedene Calcisphärentypen (z. B. *Vincinesphaera*, *Palaeocancelus*, *Polyderma*), cryptostome Bryozoenreste, Girvanellen, Dasycladaceen, glattschalige Ostrakoden und seltene Trilobitenbruchstücke repräsentieren die geringeren Gehalte des mikrobioklastischen Anteils.

Interpretation: Der Sedimentationsraum war noch ein vom Land stark terrigen beeinflusster Schelfbereich, der insgesamt als sublagunär (Calcisphären, Stringocephalen, Parathuramminen, Girvanellen) anzusehen ist. Dabei ist außer einer flachmarinen Beeinflussung (Dasycladaceen, Sturm-Schill, Dendrostellen?) auch eine Einflußnahme des offeneren und tieferen Meeres (Crinoiden, Brachiopoden) festzustellen. Vermutlich ist die einsetzende Kalksedimentation an eine insgesamt langsam fortschreitende Regressionstendenz gebunden (siehe Kap. 4.3), was aber besonders durch den bisher fehlenden Nachweis von Conodonten in diesem Bereich hier offen bleiben muß.

Die unterschiedliche Packungsdichte der Komponenten deutet auf sich häufig ändernde Wasserströmungen hin, die jedoch insgesamt als mäßig einzustufen sind.

4.2.2 Floatstone mit Wackestonebereichen und Pseudopeloiden/MF-Typ 2 (Abb. 7)

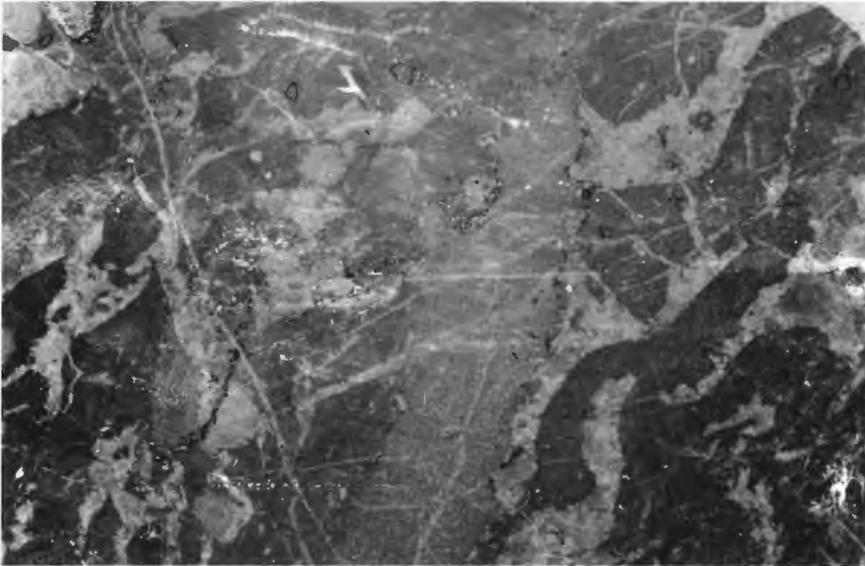


Abb. 7: Floatstone mit laminarem Fenstergefüge (LF-A-Gefüge) des Stromatactis-Typs und einer lagigen Stromatopore (Bildmitte) Bildlänge 7,3 cm. Unterer Massenkalk, MF-Typ 2, Profil Steltenberg (Abb. 2).

Ausbildung: Der meist sehr feinkörnige, dunkelgraue massige Kalk zeigt im Gelände keine Schichtungsmerkmale. Auffällig sind jedoch die sparitisch zementierten Hohlräume, die dem Stromatactis-Typ zuzuordnen sind, aber kein mikritisches Intersediment zeigen und insgesamt ein laminares Fenstergefüge mit mehr oder weniger deutlichen Lagenstrukturen (LF-A-Gefüge) aufweisen. In einigen Fällen konnten ehemalige Schalenreste mit Geopetalgefüge und ein trochospiraliger Gastropode als Stromatactis-Verursacher ausgemacht werden. Neben Blockzementen treten auch skalenoedrische Calcizemente (Hundezahnzemente) auf, die für meteorische sowie intertidale bis subtidale Bildungsbereiche sprechen (FLÜGEL 1982).

Bei den Pseudopeloiden handelt es sich um Peloiden, die bei einsetzender Sparitisierung bzw. Mikrosparitisierung in Mudstonebereichen entstanden sind. An Gerüstbildnerbruchstücken dominieren lagige und ästige (besonders *Stachyodes*, *Ampiphora*) Stromatoporen, tabulate Korallen sowie Brachiopodenklasten und -biomorpha. Der mikrobioklastische Anteil an Calcisphären, Foraminiferen und glattschaligen Ostrakoden liegt unter 5%. Weitere Mikrofaunen aus den Essigsäure-Rückständen dieses MF-Typs sind auf Tafel 4 aufgelistet, wobei nachträglich auch hier *Belodella* sp. nachgewiesen wurde (siehe MF-Typ 4).

Interpretation: Aufgrund des sehr hohen Anteils an schichtungslosem Mikrit (ohne Auswaschungsanzeichen) mit relativ gut erhaltenen Biogenen, müssen sehr geringe oder überhaupt keine Wasserströmungen geherrscht haben. Die dendroiden (Stachyoden) und lagigen Stromatoporen wuchsen in nicht allzu großer Entfernung: ELLOY (1972) und KREBS (1974) beschreiben die

Stachyodes-Rasenfazies als back-reef-Fazies. Andere Autoren wie FABER (1980) und WILSON (1975) gehen von einer Meereszone aus, die durch einen Riffkörper vor einer starken Turbulenzeinwirkung geschützt war; dafür spricht auch das Vorkommen von *Belodella* sp. (siehe MF-Typ 4). Stromatactis-Strukturen haben ihre größte Verbreitung in intertidalen bis subtidalen Sedimenten.

Alle Kriterien sprechen für einen Ruhigwasserbereich im tieferen Intertidal bis flachen Subtidal, der innerhalb eines sublagunären Bereiches eingeschaltet war. Als rezentes Beispiel kann die Great Bahama Bank im Atlantischen Ozean bei Florida bzw. Kuba herangezogen werden (TUCKER & WRIGHT 1990: 73): hier verzahnt sich eine Schlammfazies innerhalb eines lagunären Bereiches mit einer Peloid-Schlammfazies.

Nach dem Faziesmodell von WILSON (1975) handelt es sich um den Fazies-Typ 7 („offene Buchten und Lagunen hinter dem äußeren Plattformrand“). Es gibt kein Äquivalent zu den von KREBS (1974) aufgestellten Faziestypen der Schwelm-Fazies.



Abb. 8: Biomikrit (Bindstone) mit lagig-inkrustierenden Alveolitiden, Stromatoporen, Thamnoporen und Pterokorallen. Balkenlänge 5 cm. Tiefster Bereich des Unteren Massenkalkes (Bank 39, 38), MF-Typ 3, Profil Stellenberg (Abb. 2).

4.2.3 Mikrobioklastischer-peloidaler Wackestone-Packstone teilweise Grainstone mit parautochthoner Gerüstbildnerfauna/MF-Typ 3 (Abb. 8)

Ausbildung: Die Fazies zeigt eine bimodale Korngrößenverteilung. Hauptsächlich mm bis cm große Biomorpha sowie teilweise Bioklasten mit stellenweise strömungsbedingter Dachziegellagerung (siehe Tafel 1) in einer mikrobioklastischen „Grundmasse“. Der mikrobioklastische Anteil besteht aus vielen Peloiden, geringen Gehalten von Calcisphären, Foraminiferen (*Kamaena*, *Bisphaera*, *Cribosphaeroides*), Ostracoden, Trilobiten, Gastropoden und selteneren Komponenten wie Cortoide, fenestellide Bryozoen, *Pseudopalaeoporella lummatonensis*, Solenoporaceen, Girvanellen, Dasycladaceen (siehe Tafel 2), Scolecodonten sowie Fischresten (Zähne, Schuppen), Icriodontiden und Polygnathiden (siehe Tafel 3 sowie weitere Mikrofaunen auf Tafel 4). Cyanophyceen umkrusten häufig die parautochthone Gerüstbildnerfauna und bilden dadurch sogenannte Cyanoide (RIDING 1979). Nach der Typisierung von LOGAN et al. (1964) handelt es sich überwiegend um C-Typen, da sich die inkrustierenden Girvanellen nach dem Umriß der Biogene richten. Insgesamt betrachtet sind die Cyanoide mit ihren dünnen, regelmäßigen Algen-Aufwüchsen noch im Anfangsstadium der Onkoidbildung (Tafel 1, Fig. 4).

Mit lagig-inkrustierenden Alveolitiden, Thamnoporen und anderen tabulaten Korallen, rugosen Korallen (z. B. *Dendrostellen*, *Acanthophyllum*), lagigen Stromatoporen, Schwämmen (nachgewiesen durch hohe Schwammnadelvorkommen in den Essigsäure-Rückständen) sowie Brachiopoden u. a. Stringocephalen ist die parautochthone Gerüstbildnerfauna mit einem breiten Diversitätsspektrum vertreten. Neben größeren (> 40 cm) parautochthonen, halbkugeligen bis lagigen Stromatoporen, die innerhalb einer Bank perlschnurartig oder solitär vorkommen können, versuchten auch die Schwämme in dieser Fazies zu siedeln und trugen mit ihrem patch-reef-artigen Charakter zur Substratstabilisierung bei.

Interpretation: Die relativ große Anzahl an Fischresten in den Bänken 21–17 (Abb. 2) spricht für eine Nischenablagerung aus bewegten, flachen Meereszonen (Cortoide, Onkoide, Icriodontiden) und offeneren und tieferen Meeresbereichen (Polygnathiden, Fischreste?) in den sublagunären MF-Typ 4 (siehe unten). In der Bank 18 wurde nachträglich (dadurch wurde Abb. 9 im laufenden Text eingefügt) ein Fischknochenfragment von *Stegotrachelidae* gen. sp. indet (Abb. 9a) und eine Fischschuppe von *Orvikuina* sp. (Abb. 9b) – beide gehören zu den Actinopterygiern –

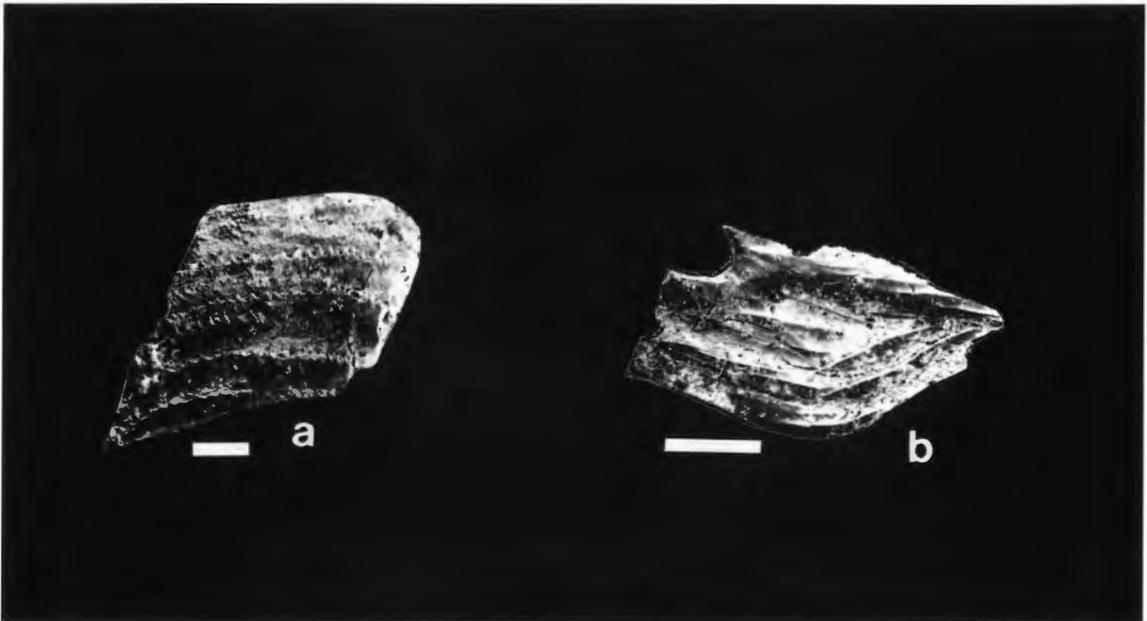


Abb. 9: Mikro-Fischfauna aus Bank 18
a) *Stegotrachelidae* gen. et sp. indet (Schuppe), Balkenlänge 300 µm.
b) *Orvikuina* sp. indet (Knochenfragment), Balkenlänge 300 µm.

nachgewiesen. LELIEVRE et al. (1988: Taf. 61, Fig. A–H und I) beschreiben vergleichbare Mikrofaunen von Actinopterygiern aus dem Givetium des Boulonnais und geben marine Küstenbereiche als Lebensraum an.

Als Indikatoren für flaches, warmes Wasser (15–20 m) und mäßige Wasserenergie gelten die Pterokorallen (STRUVE 1980). Rhodophyten, Chlorophyten, besonders aber Cyanophyceen zeigen sehr flache Meeresbereiche an, wahrscheinlich unter 20 m (WRAY 1977: 128), wobei die Rotalge *Solenopora* sp. in Belgien nur im turbulenten Milieu auftritt (LECOMPTE 1970). An verfrachteten Stromatoporenfragmenten treten neben lagigen, lateral wachsenden Formen auch globulare, vertikal wachsende Typen auf, die aber möglicherweise unterschiedliche Biotope bewohnen: Die laminaire Form ist nach ELLOY (1972) und LECOMPTE (1970) charakteristisch für geringe Turbulenzen und schlammigen Grund (siehe MF-Typ 2) und damit für weniger seichte, geschütztere Bereiche. Sphärische Typen siedeln in hochenergetischen, flacheren Arealen LECOMPTE (1970) und TSIEN (1974). Entgegengesetzter Meinung ist ABBOT (1973: 806).

Das häufige Vorkommen dendroider Tabulaten (*Thamnopora*) deutet auf einen mäßigenergetischen, geschützten Flachmeerbereich hin. Zusammen mit lagig-inkrustierenden Alveolitiden, laminaren Stromatoporen und solitären Pterokorallen bilden sie eine lockere Rasenriffgemeinschaft mit substratstabilisierenden Eigenschaften. FABER (1980: 115) und andere von ihm beschriebene Autoren sehen in dieser Gerüstbildner-Gemeinschaft die „Initial-Fazies der Riffbildung“.

LECOMPTE (1970: 32 u. 35) beschreibt den Beginn des Riff-Wachstums, der in Belgien im Unteren Couvinien (= Unteres Eifelium) einsetzt, folgendermaßen: „neben Crinoiden findet sich ein an Einzelkorallen reicher Horizont, darauf folgen koloniebildende Korallen und ästige Tabulate, die von rugosen Einzelkorallen, Brachiopoden und Bryozoen begleitet werden. Sehr dünne, lagige Stromatoporen sind dabei auch schon vertreten.“

Schwämme kommen rezent vorzugsweise in Tiefen bis 50 m vor, siedeln aber auch in der Tiefsee. In der kalkigen Mitteldevon-Fazies der Eifel sind sie meistens mit Pterokorallen an flache Meereszonen gebunden, wie z. B. die Fazies der Loogh-Formation bei Gerolstein (Prof. W. LANGER, mdl. Mitt.).

Die Brachiopoden siedelten möglicherweise nicht nur in den Übergängen zum offenen, tieferen Meer, das dem „Brachiopodetum“ von STRUVE (1963) entsprechen würde, sondern auch innerhalb dieser gesamten parautochthonen Riffgemeinschaft, womit die häufige Vergesellschaftung mit diesen Gerüstbildnern im Sediment erklärt wäre. Die halbkugeligen-fladigen Stromatoporen in Lebensstellung sind im Profilbereich immer an die parautochthone Gerüstbildnerfazies gebunden. Als patch-reefs, die heute bevorzugt in Lagunen vorkommen (GEISTER 1983 und TUCKER & WRIGHT 1990: 214), aber auch in der offenen See anzutreffen sind, wuchsen sie hier in einem sublagunären Bereich (Calcisphären, Foraminiferen, Pelloide) mit einer Verbindung zum offenen Meer (große Komponentendiversität). Dieses vielleicht nur minimal günstigere Biotop, verglichen mit dem MF-Typ 4, wurde wahrscheinlich durch veränderte Strömungsverhältnisse (Dachziegellagerung [Taf. 1, Fig. 1], Sedimentauswaschung) und einer daraus resultierenden Aufwirbelung von Sedimentpartikeln an seiner Weiterentwicklung gehindert.

GEISTER (1983: 249) schreibt zu rezenten Riffschuttarealen: „unsortierte, chaotische Agglomerate bestehend aus nicht abgerollten, mehr oder weniger zerbrochenen Korallenkolonien Riffdetritus und feinerem Sediment, sind ein Hinweis auf Ablagerungen unterhalb der Sturmwellenbasis. Derartige Ablagerungen können sich prinzipiell sowohl auf der Lagunenseite als auch auf der offenmeerischen Seite von Riffen unterhalb der Wellenbasis absetzen. Sturmwellenablagerungen, welche aus teilweise abgerollten Korallenrämmern bestehen, werden dagegen gelegentlich dachziegelartig eingeregelt.“

So ist bei diesem Faziesbereich insgesamt von einer Zone unterhalb der Sturmwellenbasis auszugehen, die aber immer wieder in den Einfluß stärkerer Strömung, möglicherweise auch geringfügiger Sturmwellenbeeinflussung, geriet, wodurch der häufigere scharfe zyklische Wechsel mit dem MF-Typ 4 eine Erklärung fände. KREBS (1974) bezeichnete diese biogenen Kalke als Stromatoporen-Korallen-Brachiopoden-Fazies, was nach WILSON (1975) dem Faziestyp 7 entspricht (siehe dazu MF-Typ 2).

4.2.4 Mikrobioklastischer-peloidaler Wackestone mit Packstonebereichen/MF-Typ 4 (Abb. 10)

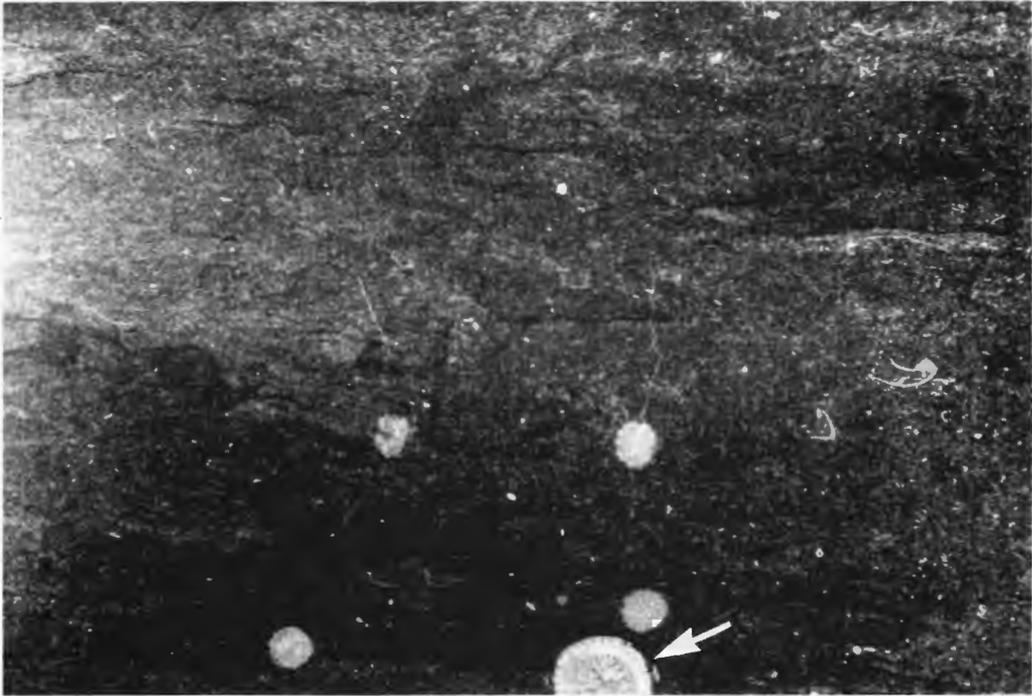


Abb 10: Mikrobioklastischer-peloidaler Wackestone mit seltenen Amphiporen- und Pterokorallenquerschnitten (*Dendrostella*, siehe Pfeil). Bildlänge 7,8 cm. Unterer Massenkalk (Bank 13), MF-Typ 4, Profil Steltenberg (Abb. 2).

Ausbildung: Diese hellgrauen bis dunkelgrauen gutgebankten Kalke zeigen bei ihren Wechsellagerungen, nicht nur in der Vertikalen, Übergänge zu der parautochthonen Gerüstbildnerfazies, sondern auch lateral (z. B. Bank 21 bis 16 in Abb. 2), angezeigt durch mehrere Subtypen. Der zyklische Wechsel der beiden Faziestypen spricht weder für stabile physikochemische noch geologisch-biologische Umweltbedingungen, was durch unterschiedlich starke Rückstandsmengen der Essigsäureaufschlüsse eine weitere Bestätigung findet.

An größeren Biogenen treten vereinzelt Stringocephalen, rugose Korallen (meist Dendrostellen), Trilobiten, Icriodontiden, *Belodella* und Amphiporen auf. Neben dem hohen Anteil an Peloiden kommen immer wieder Calcisphären, Foraminiferen (*Bisphaera*, *Parathuramina*, *Cribrosphaeroides*), Ostrakoden und Aufarbeitungsprodukte (Intraklasten, lumps) aus der Schlammfazies des MF-Typ 2 vor. Weitere Mikrofaunen sind in Tafel 4 erfaßt. Bei der Entstehung der Peloiden kommen sowohl Kotpillen als auch aufgearbeitete Kalkschlammteilchen (Pseudopeloiden) in Betracht.

Die stark bioturbate Fazies zeigt neben strömungsbedingten Komponenteneinregelungen auch Sturmbeeinflussungen: In Bank 22 und 24 sind der scharfe Übergang eines mikrobioklastischen Wackestone zu einer Brachiopodenklasten-Packstone-Sturmlage (AIGNER 1985) mit einer Komponentenverfeinerung zum Hangenden (fining-upward) erschlossen. Darüber ist die relativ rasche Rückkehr zur Normalsedimentation (Taf. 1, Fig. 2 und 4) erkennbar.

Interpretation: Die stark bioturbate Fazies zeigt normale marine Verhältnisse an. Aufgrund geringem, jedoch allgegenwärtigem Auftreten von Stringocephalen, Amphiporen, Calcisphären und einkammrigen Foraminiferen sowie der insgesamt geringen Faunendiversität ist dennoch ein sublagunärer Meeresbereich wahrscheinlich, der neben Verbindungen zum offenen Meer auch Beeinflussungen aus vermutlich flacheren Meereszonen (Dendrostellen?) zeigt.

Für einen flachen, eventuell offenmarinen Sedimentationsraum spricht nach POHLER & BARNES (1990: 434, 435) das Vorkommen von Icriodontiden und *Belodella*. Eigene Ergebnisse der Autoren u. a. aus der Loogh-Formation der westlichen Hillesheimer Mulde (KOCH 1989) deuten darauf hin, daß *Belodella* nur in flachen (flaches Subtidal) und geschützten Meeresbereichen vorkommt.

Für einige Kalkbänke wurden strömungsbedingte Komponenteneinregelungen nachgewiesen, was sich mit den Icriodontiden Fundstellen deckt und den Hinweis auf flachere und bewegtere Meeresbereiche bestätigt. Die aus dieser Fazies ableitbaren unterschiedlich starken Strömungsverhältnisse würden auch erklären, warum nicht in allen Kalkbänken Conodonten gefunden wurden. Durch gesicherte Nachweise von Sturmbeeinflussungen wird hier ein Sedimentationsraum aufgezeigt, der noch durch kurzfristige Sturmereignisse oder leicht schwankende Strömungsverhältnisse beeinflussbar blieb. TUCKER & WRIGHT (1990: 107) geben hierzu eine Wassertiefenangabe von 30–50 m an. Bei einem Vergleich dieser peloidreichen Fazies mit einer heutigen lagunären Peloid-Schlammfazies von der Great Bahama Bank (FLÜGEL 1982: 133) mit geringer Organismendiversität und hohen Kotpillenanteilen könnte von einer Wassertiefe zwischen 2 und 6 m ausgegangen werden. Dafür sind aber weder im Profil noch in den Dünnschliffen irgendwelche Anhaltspunkte vorhanden. Die dem Faziestyp 7 von WILSON (1974) entsprechende Fazies bezeichnete KREBS (1974) als „Dense limestone facies“.

4.2.5 Foraminiferen-Calcisphären Wackestone/MF-Typ 5 (Abb. 11)

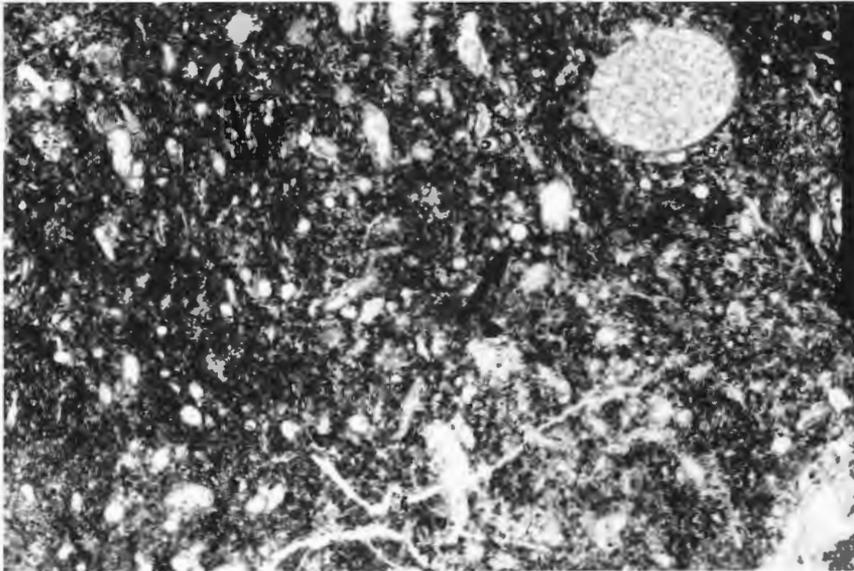


Abb. 11: Foraminiferen-Calcisphären Wackestone mit einem Amphiporen-Querschnitt; die einkammerigen Parathuramminen (siehe Pfeil) sind hier die am häufigsten vertretene Foraminiferen-Familie. Balkenlänge 1 cm; Unterer Massenkalk (Bank O); MF-Typ 5. Profil Stellenberg (Abb. 2).

Ausbildung: Makroskopisch zeigt dieser dunkle, gut gebankte Biomikrit neben vielen Amphiporen-Querschnitten Stringocephalen-Gehäuse in Lebensstellung (Gehäuse sind mit Dolomit verfüllt) und einige Pterokorallen. In den Dünnschliffen dominieren die Foraminiferen (hauptsächlich Parathuramminen) mit teilweise schichtparallelen Anreicherungen, ferner Calcisphären sowie seltener glattschalige Ostrakodenklappen. An Kalkalgen konnte die dendroide Form der Gattung *Epiphyton* nachgewiesen werden sowie Filamente von Cyanobakterien (*Girvanella*). Die sehr krümelige, undulöse Mikritmatrix läßt jedoch auf eine höhere Algenbiomasse schließen.

Interpretation: Für Parathuramminen wird eine planktische, teils sessil-benthische Lebensweise angenommen (FLÜGEL & HÖTZL 1971). Calcisphären werden von KAZMIERCZAK (1976)

als kurzlebige planktische, süßwasserbevorzugende Grünalgen (Volvocaceen) beschrieben. FLÜGEL & HÖTZL (1976) weisen darauf hin, daß es ungeklärt sei, ob es sich dabei um Protozoen oder Algenreste handelt. Calcisphären gelten als vorwiegend lagunäre Floren und sind aus diesen Bereichen auch beschrieben worden (PREAT & MAMET 1989: 64 und FABER 1980: 104). Amphiporen siedeln hauptsächlich in geschützten, lagunären Bereichen (FLÜGEL & HÖTZL 1976: 29). Die Ansiedlungen gelten als schnellwachsende Pionierfaunen (KASIG 1980) mit Mikrit stabilisierenden und bindenden Eigenschaften. Trotz eines ökologischen Spielraumes traten die Stringocephalen nach STRUVE (1980) bevorzugt in lagunären Bereichen auf, wo sie z. T. nur vom Eigengewicht gehalten auf dem Substrat ruhten. Mit den Cyanophyceen *Girvanella* und *Epiphyton* ist eine Einstufung der Wassertiefe in die photische Zone möglich. Bei Berücksichtigung der geringen Faunen- und Florendiversitäten, wie sie für Lagunen charakteristisch sind, ist zusammenfassend von einer flachen, in der photischen Zone liegenden, eingeschränkt lagunären Meereszone auszugehen. Die energetischen Verhältnisse waren sehr gering.

PREAT & MAMET (1989: 64) beschreiben aus dem belgischen Namur-Becken einen ähnlichen Faziestyp, der aus der givetischen Formation von Trois-Fontaines stammt. Aus der Loogh-Formation der Hillesheimer-Mulde (Eifel) beschreibt FABER (1980: 104) eine Calcisphären-Schlammfazies. Vergleichbare Ruhigwasserbereiche aus den Unteren Stringocephalen-Schichten der Nordeifel (= Untere *varcus*-Zone) werden in der Arbeit von REISSNER (1990: 116, 118) erwähnt. Nach dem Faziesmodell von WILSON (1975) entspricht diese Fazies dem Faziestyp 8 („Abgeschlossene Lagune und Küstentümpel mit eingeschränkter Wasserzirkulation“) und wurde von KREBS (1974) als Stringocephalen-Fazies bezeichnet.

4.3 Hangender Profilbereich

Verfolgt man den Unteren Massenkalk entlang dem bereits näher beschriebenen 20 m mächtigen Profil weiter im Hangenden (siehe Abb. 2), so kommt es immer wieder zur abwechselnden Ausbildung sublagunärer (mit Gerüstbildnerfauna) und lagunärer (Amphiporen) Faziesbereiche (siehe Abb. 12), die sehr häufig durch mächtige strukturzerstörende, epigenetische Dolomitierungsareale

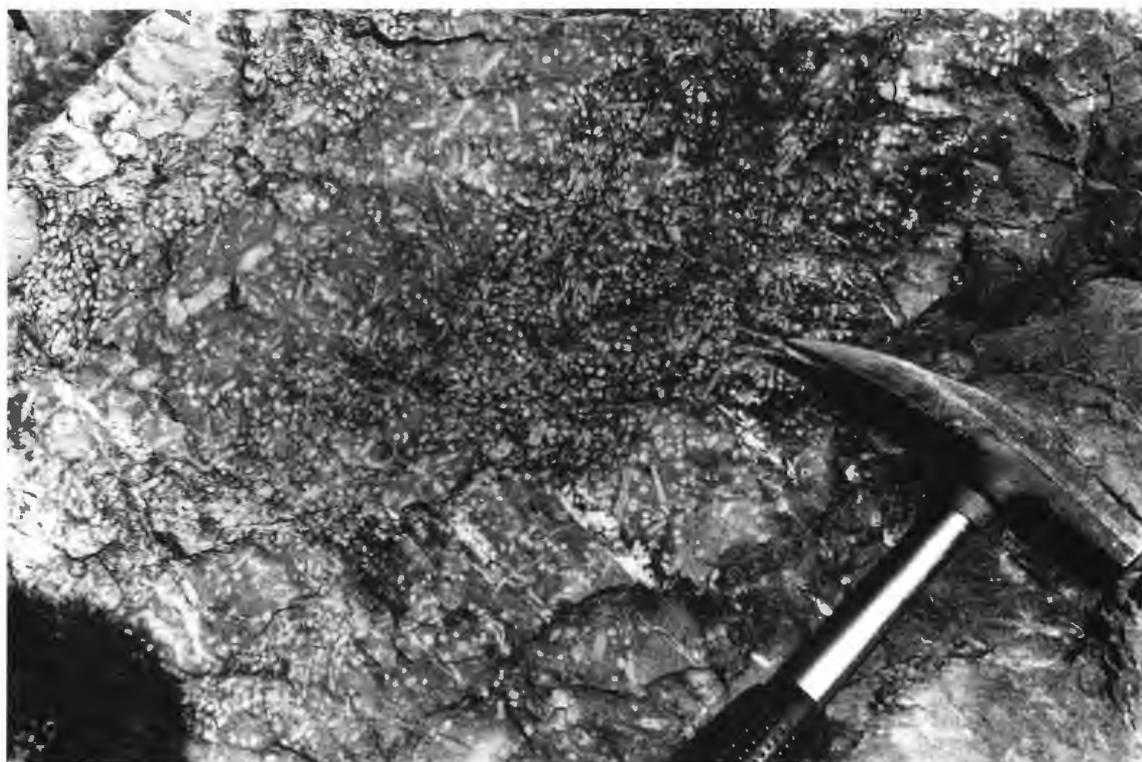


Abb. 12: Amphiporen-Bafflestone, lagunäre Fazies (z. B. bei 110 m), Profil Steltenberg (Abb. 2).



Abb. 13: Stromatoporenbiostrom mit globularen Formen, Profil Steltenberg (oberster Bereich: 122 m, Abb. 2)

unterbrochen sind. Nach ungefähr 122 m setzt ein 12 m mächtiges Stromatoporenbiostrom (siehe Abb. 13) mit vielen „Thamnoporen-Ästchen“ ein, das neben den bisherigen Flachwasserindikatoren wie Rot-/Grünalgen, Gerüstbildner, Icriodontiden, Strömungseinregelungen und Sturmbeeinflussungen u. a. die vermutete Regressionstendenz untermauert. In der eustatischen Meeresspiegelkurve des Devons von JOHNSON et al. (1985) würde eine solche Regressionstendenz seine Bestätigung finden, vorausgesetzt das 134 m mächtige Profil geht nicht über den mittleren Bereich der Mittleren *varcus*-Zone hinaus (einsetzen einer sehr markanten Transgression nach JOHNSON et al. 1985). Ein Nachweis der transgressiven *ensensis*-Zone (nach JOHNSON et al. 1985) an der Basis des Unteren Massenkalkes würde aber im Widerspruch zu der bisherigen vermuteten Regressionstendenz stehen. Weitere biostratigraphische und mikrofazielle Untersuchungen lassen für die Zukunft noch interessante Ergebnisse erwarten.

5. Korrelationen

Durch den sicheren Nachweis in dem unteren Bereich der Unteren *varcus*-Zone sind durch die conodontenstratigraphische Arbeit von WEDDIGE (1977) Korrelationen mit der Wiedenest-Formation (Bergisches Land) als eine Übergangsfazies vom Schelf- zum Beckenbereich (ROUSHAN 1986) und mit den Finnentropen Schichten des Sauerlandes möglich. Wichtigster Anhaltspunkt sind hierbei die Icriodontiden *brevis* und *lindensis* (siehe Tafel 3 und Kap. „Biostratigraphie“).

Linksrheinisch sind nach einer Tabelle in REISSNER (1990: 16) für die Untere *varcus*-Zone folgende Schichten mit dem Unteren Massenkalk (Schwelm-Fazies) zu korrelieren: 1. in der Südeifel der untere Bereich des Schönecken-Dolomits, 2. im Bereich der Nordeifel die Unteren Stringocephalen-Schichten. Das entspricht in Belgien der Gi-b-c-Einteilung, die im Synklinorium v. Dinant durch die Mont d'Haus-Formation und im Synklinorium v. Verviers durch die Nèvreumont-Formation repräsentiert wird.

6. Dank

Für Anregungen und Diskussionen sei den Herren Dr. K. W. MALMSHEIMER (Univ. Bochum), Prof. Dr. G. FLAJS (RWTH Aachen) und Prof. Dr. W. LANGER (Univ. Bonn) gedankt, wobei Herr Prof. Dr. W. LANGER auch freundlicherweise die Mikrofauna von Tafel 4 bestimmte.

Besonderer Dank gilt Herrn Dr. R. STRITZKE (GLA Krefeld), der die Bestimmung der Conodonten überprüfte, und Herrn Dr. C. ERRENST (Univ. Münster) für dessen Bestimmung der Dendrostellen (Pterokorallen). Herr G. OLESCHINSKI (Paläont. Inst. Bonn) unterstützte tatkräftig die Fotoarbeiten. Die Röntgenfluoreszenzspektroskopie wurde von Herrn KUBBILUN (Univ. Bochum) durchgeführt.

Abschließend sei Herrn Dr.-Ing. A. LANGE, Geschäftsführer der Hohenlimburger Kalkwerke GmbH, gedankt, der die Profilaufnahme auf dem Steinbruchgelände ermöglichte.

7. Literatur

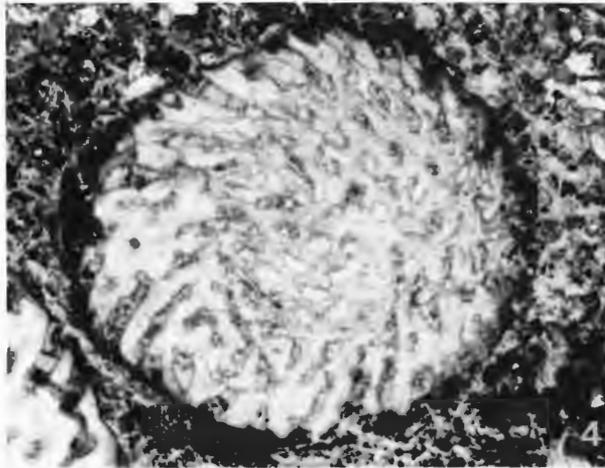
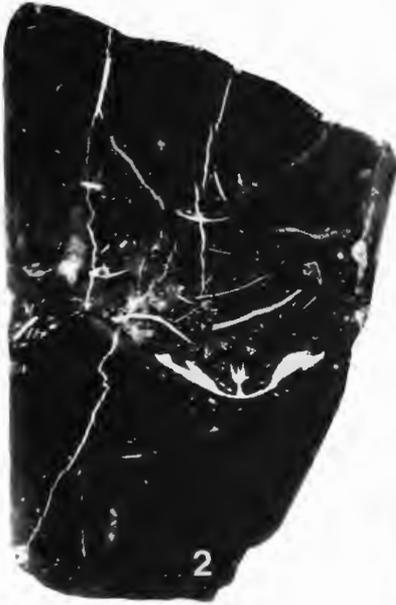
- ABBOT, B. (1973): Terminology of stromatoporoid shapes, *J. Paleont.*, **47**: (4): 805–806, 1 Tab.; Lawrence.
- AIGNER, T. (1985): Storm Depositional Systems, Dynamic stratigraphy in modern and ancient shallow-marine sequences. – Lecture notes in earth science. **3**: 174 S., 83 Abb.; New York, Heidelberg, Berlin (Springer).
- BULTYNCK, P. (1987): Pelagic and neritic conodont succession from the Givetian of pre-Sahara Morocco and the Ardennes. – *Bull. Inst. Roy. Scien. Nat. Belg., Science de la Terre*, **57**: 149–181, 9 Abb., 1 Tab., 9 Taf.; Brüssel.
- BULTYNCK, P., DREESEN, R., GROESSENS, E., STRUVE, W., WEDDIGE, K., WERNER, R. & ZIEGLER, W. (1988): Field Trip A (22–24 July), Ardennes (Belgium), and Eifel Hills (F.R.G.). In: ZIEGLER, W. (ed.): Part 1: Guide to Field Trips. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **102**: 7–224, 15 Abb., 6 Tab., 2 Taf.; Frankfurt a. M.
- BURCHETTE, T. P. (1981): European Devonian Reefs: a review of current concepts and models. – *Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists Spec. Publ.*, **30**: 85–142, 24 Abb.; Tulsa.
- CLAUSEN, C. D. & LEUTERITZ, K. (1984), mit Beiträgen von ERKWOH, F. D., KAMP, H. von, REHAGEN, H. W., WEBER, P. & WOLF, M.: Erläuterungen zu Blatt 4516 Warstein. – *Geol. Kt. Nordrh.-Westf.* 1:25 000, Erl., **4516** Warstein, 155 S., 20 Abb., 14 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- DECHEN, H. von (1884): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen, 933 S.; Bonn.
- DENCKMANN, A., FUCHS, A. & LOTZ, H. (1911), mit Unterstützung von HENKE, W., & SCHMIDT, W. E. und erläutert durch FUCHS, A.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. – *Königl. preuß. geol. L.-Anst.*, **163**: 622 S.; Berlin.
- ELLOY, R. (1972): Réflexions sur quelques Environnements Récifaux du Paléozoïque. – *Bull. Centre Rech.*, **6** (1): 105 S., 21 Abb., 5 Tab., 16 Taf.; Pau.
- FABER, P. (1980): Fazies-Gliederung und -Entwicklung im Mittel-Devon der Eifel. – *Mainzer geow. Mitt.*, **8**: 83–149, 31 Abb., 2 Tab.; Mainz.
- FLÜGEL, E. (1982): Microfacies Analysis of Limestones. – 633 S., 78 Abb., 58 Tab., 53 Taf.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).

- FLÜGEL, E. & HÖTZL, H. (1971): Foraminiferen, Calcisphaeren und Kalkalgen aus dem Schwelmer Kalk (Givet) von Letmathe im Sauerland. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **137** (3): 358–395, 30 Abb., 6 Tab.; Stuttgart.
- FLÜGEL, E. & HÖTZL, H. (1976): Palökologische und statistische Untersuchungen im mitteldevonischen Schelf-Kalken (Schwelmer Kalk/Givet/Rheinisches Schiefergebirge). – Bayer. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl. Abh., N. F. **156**: 70 S., 29 Abb., 17 Tab.; München.
- GEISTER, J. (1983): Holozäne, westindische Korallenriffe: Geomorphologie, Ökologie und Fazies. – *Facies*, **9**: 173–284, 57 Abb., Taf. 25–35, 8 Tab.; Erlangen.
- GROSS, W. (1973): Kleinschuppen, Flossenstachel und Zähne von Fischen aus Europäischen und Nordamerikanischen Bonebeds des Devons. – *Palaeontographica A.*, **142**: 51–155, 35 Abb., Taf. 26–36; Stuttgart.
- JOHNSON, J. G., KLAPPER, G. & SANDBERG, C. A. (1985): Devonian eustatic fluctuations in Euramerica. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **96**: 567–587, 12 Abb.
- JUX, U. (1960): Die devonischen Riffe im Rheinischen Schiefergebirge. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **110** (1/2): 186–258, 7 Abb., 18 Taf.; Stuttgart.
- KAMP, H. von (1972): Erläuterungen zu Blatt Hohenlimburg. – *Geol. Kt. Nordrh.-Westf.* 1:25 000, 182 S., 18 Abb., 16 Tab., 5 Taf.; Krefeld.
- KASIG, W. (1980): Cyclic sedimentation in a Middle-Upper Devonian shelf environment in the Aachen region, F.R.G.-Meded. Rijks. geol. Dienst, **32** (3): 26–29, 3 Abb.; Haarlem.
- KAZMIERCZAK, J. (1976): Volvocacean nature of some paleozoic non-radiosphaerid calcispheres and parathuramminid „foraminifera“. – *Acta Palaeont. Polonica*, **21** (3): 245–258, Taf. XIX–XXII; Warszawa.
- KREBS, W. (1968): Reef development in the Devonian of the eastern Rhenish Slate Mountains, Germany. – Internat. Symposium Devonian System, Calgary 1967, Alberta Soc. Petrol. Geol., **2**: 295–306, 4 Abb., 2 Tab.; Calgary.
- KOCH, U. (1989): Karbonatmikrofazielle und paläontologische Untersuchungen im tiefen Givet bei Berndorf sowie geologische Kartierung des Gebietes zwischen Berndorf und Kerpen (Hillesheimer Mulde, Eifel). – Dipl.-Arbeit Univ. Bonn: 120 S., 14 Abb., 2 Tab., 11 Taf.; Bonn. – (unveröff.).
- KREBS, W. (1971): Die devonischen Riffe in Mitteleuropa. – *Mitt. Techn. Univ. Carolo-Wilhelmina Braunschweig*, **6** (2/3): 12 S., 12 Abb.; Braunschweig.
- KREBS, W. (1974): Devonian Carbonate Complexes of Central Europe. – In: LAPORTE, L. F. (Hrsg.): *Reefs in Time and Space*. – *Soc. Econ. Palaeont. Min., Spec. Publ.*, **18**: 155–208, 25 Abb.; Tulsa.
- LECOMPTE, M. (1970): Die Riffe im Devon der Ardennen und ihre Bildungsbedingungen. – *Geologica und Palaeontologica*, **4**: 25–71, 20 Abb., 3 Tab., 4 Taf.; Marburg.
- LELIEVRE, H., GOUET, D., BLIECK, A. & JANVIER, P. (1988): Poissons du Devonien du Boulonnais (France). – In: BRICE, D. (Hrsg.): *Le Devonien de Ferques. Bas-Boulonnais (N. France)*. – *Biostratigraphie du Paléozoïque*, **7**: 503–522, 9 Abb., 2 Taf.; Brest.
- LOGAN, B. W., REZAK, R. & GINSBURG, R. N. (1964): Classification and environmental significance of algal Stromatolites. – *J. Geol.*, **72** (1): 68–83, 5 Abb.; Chicago.
- LORETZ, H. (1896): Mitteilungen über geologische Aufnahmen im Mittel- und Oberdevon auf den Blättern Iserlohn, Hohenlimburg und Hagen. – *Jb. preuß. geol. L.-Anst.*, **17**: S. XLVIII–XL, Berlin.
- MAWSON, R. & TALENT, J. A. (1989): Late Emsian-Givetian Stratigraphy and Conodont Biofacies-Carbonate Slope and Offshore Shoal to Sheltered Lagoon and Nearshore Carbonate Ramp-Brocken River, North Queensland, Australia. – *Courier Forsch.-Inst. Senckenberg*, **117**: 205–259, 9 Abb., 21 Tab., 8 Taf.; Frankfurt a. M.
- PAECKELMANN, W. (1922): Der mitteldevonische Massenkalk des Bergischen Landes. – *Abh. preuß. geol. L.-Anst.*, **91**: 1–112, 2 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Berlin.
- POHLER, S. M. L. & BARNES, C. R. (1990): Conceptual Models in Conodont Paleoecology. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **118**: 409–440, 2 Abb., 1 Tab., Frankfurt a. M.
- PREAT, A. & MAMET, B. (1989): Sédimentation de la Plate-Forme Carbonatée Givétienne Franco-Belge. – *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, **13**: 47–86, 8 Abb., 6 Tab., 10 Taf.; Boussens
- REISSNER, B. (1990): Stratigraphische und fazielle Untersuchungen im Mittel- und Oberdevon des Aachener Raumes, Nordeifel, Rheinisches Schiefergebirge. – *Diss. RWTH Aachen*, 165 S., 12 Tab., 21 Taf., Aachen.
- RIDING, R. (1979): Origin and diagenesis of lacustrine algal bioherms at the margin of the Ries crater, Upper Miocene, Southern Germany. – *Sedimentology*, **26**: 645–680, 41 Abb., Oxford.
- ROUSHAN, F. (1986): Sedimentologische und dynamische Aspekte der Fazies und Paläogeographie im Bereich der Wiedenest-Formation (Mittel-Devon, Rheinisches Schiefergebirge). – *Gött. Arb. Geol. Paläont.*, **31**: 101 S., 44 Abb., 2 Tab., 5 Taf.; Göttingen.
- STRUVE, W. (1963): Das Korallen-Meer der Eifel vor 300 Millionen Jahren – Funde, Deutungen, Probleme. – *Natur und Museum*, **93** (6): 237–276, 23 Abb., Frankfurt a. M.
- STRUVE, W. (1989): Zur Lebensweise von Schalentieren auf mittel-devonischen Karbonat-Plattformen. – *Natur und Museum*, **119** (4): 9 Abb.; Frankfurt a. M.

- SUNKEL, G. (1988): Devonischer submariner Vulkanismus im Ostsauerland (Rheinisches Schiefergebirge): Vulkanaufbau, Magmenzusammensetzung und Alteration. – Diss., 249 S., 75 Abb., 17 Tab.; Bochum.
- TSIEN, H. H. (1976): Paleocology of Middle Devonian and Frasnian in Belgium. – Int. Symp. on Namur 1974, Publ. No. 12: 1–53, 31 Abb., Namur.
- TUCKER, M. E. & WRIGHT, V. P. (1990): Carbonate Sedimentology. – Blackwell Scientific Publications, 468 S., 392 Abb.; Oxford, London, Edinburgh, Boston, Melbourne.
- VIETH-SCHREINER, J. (1983): Fischschuppen und Zähne aus der Eifeler Kalkmulden-Zone (Emsium, Eifelium). – Senck. leth., 64: 129–177, 16 Abb., 5 Tab., 4 Taf.; Frankfurt a. M.
- WEDDIGE, K. (1977): Die Conodonten der Eifelstufe im Typusgebiet und in benachbarten Faziesgebieten. – Senck. leth., 58: 271–419, 9 Abb., 20 Tab., 6 Taf.; Frankfurt a. M.
- WILDER, H. (1985): Mikrofazielle und geochemische Untersuchungen zum oberdevonischen Stromatoporen-Riffsterben am Nordrand des mitteleuropäischen Variszikums. – Diss., 178 S., 49 Abb.; Aachen.
- WILSON, J. L. (1975): Carbonate facies in geologic history. – 471 S., 183 Abb., 30 Taf; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- WINTER, J. (1977): „Stabile“ Spurenelemente als Leit-Indikatoren einer tephrostratigraphischen Korrelation (Grenzbereich Unter-/Mitteldevon, Eifel-Belgien). – Newsl. Stratigr., 6 (3): 152–170, 5 Abb., 4 Tab.; Berlin-Stuttgart.
- WRAY, J. L. (1977): Calcareous algae. – Dev. Paleont. Strat., 4: 185 S., 170 Abb., 8 Tab.; Amsterdam, New York (Elsevier).

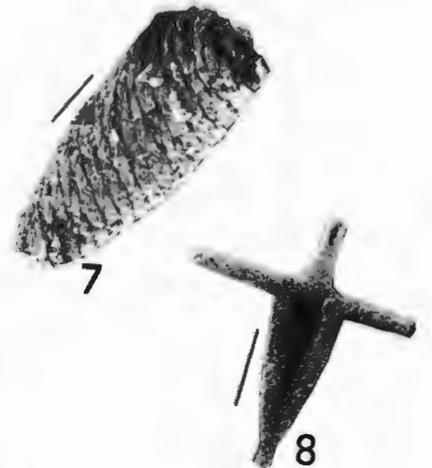
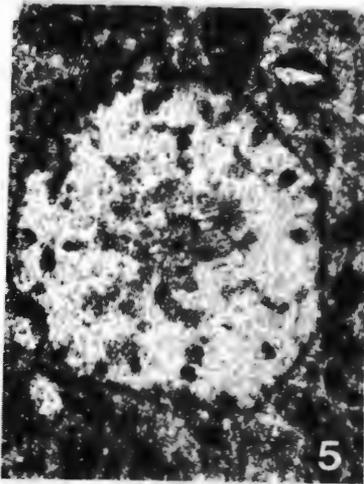
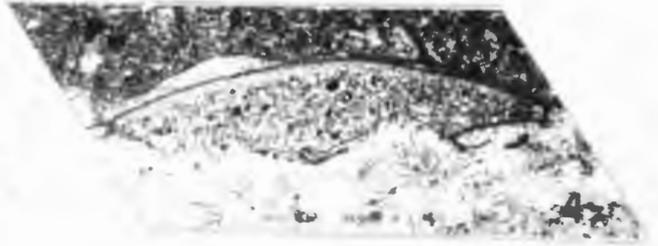
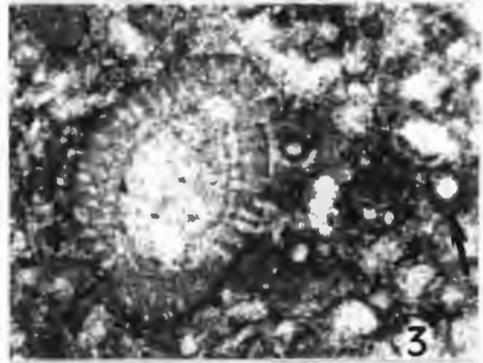
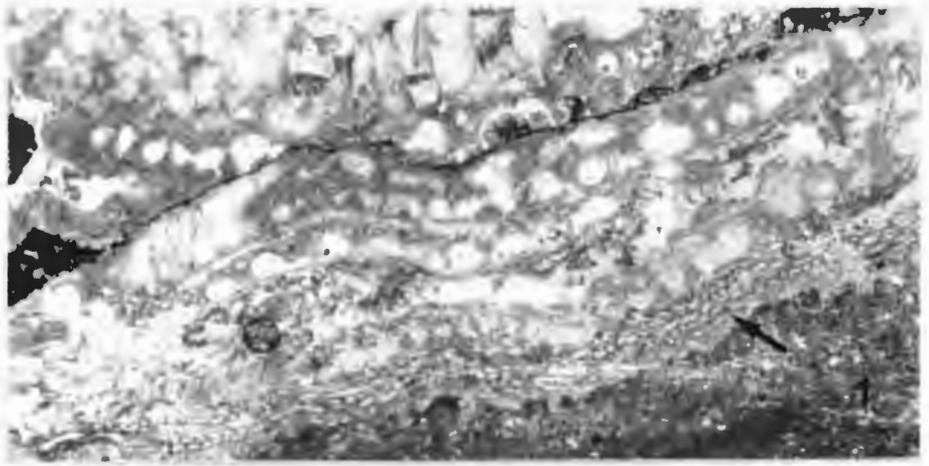
Tafel 1

- Fig. 1:** Dachziegelartige Einregelung der parautochthonen Gerüstbildner-Biogene im MF-Typ 3. Bildlänge 8,3 cm; Unterer Massenkalk (Bank 29).
- Fig. 2–3:** Sturmbeeinflussungen in den Bänken 22 (Fig. 2) und 24 (Fig. 3, Bildbreite 5,2 cm). Beide zeigen von unten nach oben den scharfen Übergang eines mikrobioklastischen Wackestone zu einer fining-upward-Sturmlage (AIGNER 1985) hier als Brachiopodenklasten-Packstone und die relativ rasche Rückkehr zur Normalsedimentation. Unterer Massenkalk; MF-Typ 4.
- Fig. 4:** Anfangsstadium einer Onkoidbildung: Die dünnen regelmäßigen Algenaufwüchse richten sich nach dem Umriß der tabulaten Koralle, Onkoiddurchmesser 0,9 mm; Unterer Massenkalk (Bank 2); MF-Typ 3.



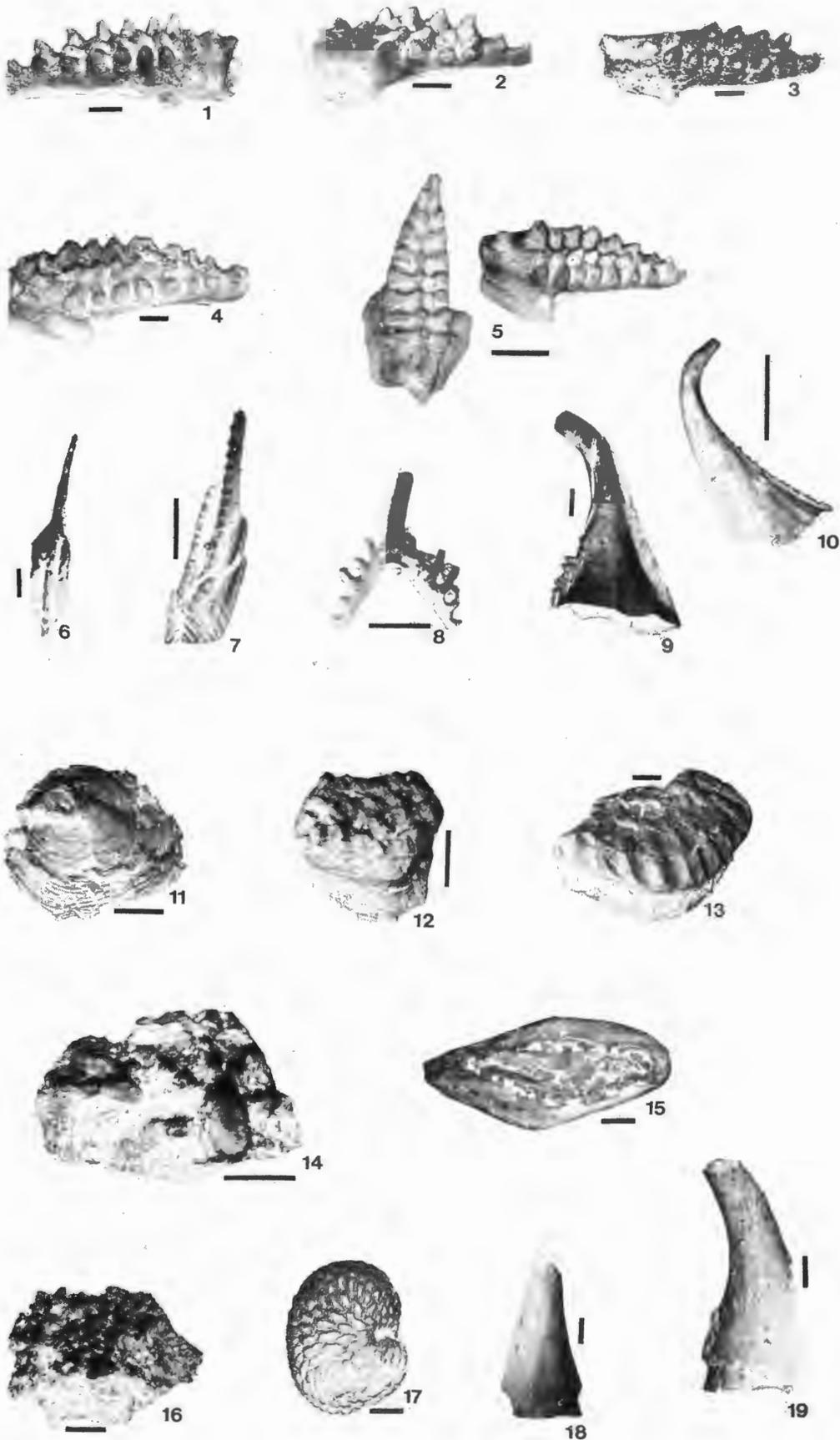
Tafel 2

- Fig. 1:** *Sphaerocodium* sp. mit onkoidaler Umkrustung einer laminaren Stromatopore, Bildlänge 7,7 mm; Unterer Massenkalk (Bank 33); MF-Typ 3.
- Fig. 2:** *Solenopora* sp. Länge der Rotalge 2,8 mm und Breite 0,75 mm; Unterer Massenkalk (Bank 41); MF-Typ 3.
- Fig. 3:** Dasycladacee mit Calcisphären (Pfeil). Breite der Grünalge 0,38 mm; oberster Bereich der Oeger Schichten (Bank 41); MF-Typ 1.
- Fig. 4:** *Vermiporella* sp., die auf einer Stromatopore aufgewachsen ist. Länge der Dasycladacee 3,2 mm; Unterer Massenkalk (Bank 23), MF-Typ 3.
- Fig. 5–6:** Querschnitt (0,9 mm) bzw. Längsschnitt (4,75 mm). Unterer Massenkalk von *Pseudopalaeporella lummatonensis* (Bank 20); MF-Typ 3.
- Fig. 7:** Problematicum: *Spirotubus siegfriedi* LANGER. Balkenlänge 100 µm; Unterer Massenkalk; MF-Typ 2.
- Fig. 8:** Phobetractin (Skelettnadel eines Schwammes). Balkenlänge 300 µm; Unterer Massenkalk; MF-Typ 2 und 4.



Tafel 3

- Fig. 1:** *Icriodus brevis* (STAUFFER); Balkenlänge 100 µm; Bank 13; Profil Steltenberg.
- Fig. 2:** *Icriodus lindensis* (WEDDIGE), Balkenlänge 100 µm; Bank 22; Profil Steltenberg.
- Fig. 3:** *Icriodus regularicrescens* (BULTYNCK); Balkenlänge 100 µm; Bank 21; Profil Steltenberg.
- Fig. 4:** *Icriodus obliquimarginatus* (BISCHOFF & ZIEGLER); Balkenlänge 100 µm; Bank 13; Profil Steltenberg.
- Fig. 5:** *Icriodus difficilis* (ZIEGLER & KLAPPER); Balkenlänge 300 µm; Bank 11; Profil Steltenberg.
- Fig. 6:** *Polygnathus xylus ensensis* (ZIEGLER & KLAPPER); Balkenlänge 100 µm, Bank 17, Profil Steltenberg.
- Fig. 7:** *Polygnathus linguiformis linguiformis* (HINDE); Balkenlänge 300 µm; Bank 21; Profil Steltenberg.
- Fig. 8:** *Polygnathus ? element*; Balkenlänge 300 µm; Bank 1; Profil Steltenberg.
- Fig. 9:** *Belodella* sp.; Balkenlänge 100 µm; Bank 21; Profil Steltenberg.
- Fig. 10:** *Belodella* sp.; Balkenlänge 300 µm; Bank 11; Profil Steltenberg.
- Fig. 11:** *Clupea hargengens ?* (Schuppe); Balkenlänge 300 µm; Bank 18; Profil Steltenberg.
- Fig. 12:** *Ohioaspis tumulosa* WELLS 1944 (Schuppe); Balkenlänge 300 µm; Bank 19; Profil Steltenberg.
- Fig. 13:** *Cheiracanthoides comptus* WELLS 1944 (Schuppe); Balkenlänge 100 µm; Bank 18; Profil Steltenberg.
- Fig. 14:** *Ohioaspis* sp. (Schuppe); Balkenlänge 300 µm; Bank 19; Profil Steltenberg.
- Fig. 15:** Crossopterygier-Schuppe; Balkenlänge 100 µm; Bank 15; Profil Steltenberg.
- Fig. 16:** Elasmobranchier-Schuppe; Balkenlänge 300 µm; Bank 18; Profil Steltenberg.
- Fig. 17:** Raspelzahn ? eines Fisches; Balkenlänge 100 µm; Bank 21; Profil Steltenberg.
- Fig. 18:** Acanthodier-Zahntyp A VIETH-SCHREINER 1983; Balkenlänge 300 µm; Bank 18; Profil Steltenberg.
- Fig. 19:** *Onychodus* sp. (Zahn); Balkenlänge 300 µm; Bank 19; Profil Steltenberg.



Tafel 4

Die von Prof. Dr. W. LANGER (Paläontologisches Institut Bonn) bestimmte Mikrofauna stammt für jeden MF-Typ aus 3 bis 4 Proben der Essigsäure-Rückstände, die bei der Conodontensuche anfiel.

	MF-Typ		
	2	3	4
Mikrofauna :			
<u>Foraminifera</u>			
<i>Kettnerammina</i>			X
<i>Parathurammina s. l.</i>	X		X
<i>Saccorhina</i>			X
"polymorphinide" Formen Typ <i>Paradentalina</i> (Steinkerne)	X		
<i>Amphitremoidea?</i> (Steinkerne)	X		
<i>Serpenulina?</i>		X	
<u>Porifera</u>			
glattes Octatin	X	X	
Octatin mit arboratem Distalstrahl	X		X
Hexactin	X		X
Camptohexactin	X		
Amphiox		X	
Heptactin			X
Phobettractin	X		X
<u>Ostracoda</u>			
<i>Pribylites sp.</i>		X	X
<u>Echinodermata</u>		STACHEL	BRACHIALE
<i>Eocaudina mccormicki</i> FRIZ. & EXL.	X	X	X
Goniodonten	X	X	X
<i>Microantyx? sp.</i>			X
<u>Brachiopoda</u>			
Steinkerne		X	X
<u>Bryozoa</u>			
<i>Lagenosypho</i>		X	
<u>Problematica</u>			
<i>Spirotubus siegfriedi</i> LANGER	X		

Geol. Paläont. Westf.	26	77-106	19 Abb.	Münster September 1993
--------------------------	----	--------	---------	---------------------------

Karbonatzyklen in Riff- und Lagunenbereichen des devonischen Massenkalkkomplexes von Asbeck (Hönnetal, Rheinisches Schiefergebirge)

Michael E. Schudack*

Zusammenfassung:

Eine 600 m mächtige Karbonatfolge im Steinbruch Asbeck (Hönnetal, Rheinisches Schiefergebirge), Teil des devonischen Riffkomplexes von Hagen – Iserlohn – Balve, wird durch Riffkern-, Lagunen- und inter- bis supratidale Gesteine aufgebaut. Die Abfolge der sechs unterschiedenen Grund-Faziestypen läßt Zyklen in drei Größenordnungen erkennen. Eine Zyklizität 1. Ordnung unterteilt das Profil in fünf Formationen. Zyklen 2. Ordnung (im Dekameterbereich) und Zyklen 3. Ordnung (im Bankbereich) bestehen im Idealfall aus der Abfolge Subtidal (Riffkern –> sublagunäres Hinterriff –> Lagune) –> Intertidal –> Supratidal und repräsentieren die regressiven Phasen relativer Meeresspiegelschwankungen, deren sehr schnell erfolgte transgressive Phasen nicht durch Sedimente belegt sind. Diese lassen sich möglicherweise durch lokaltektonisch bedingte ruckartige Senkungsbewegungen der Lenne-Inversionsstruktur, an deren Nordostrand der Ablagerungsraum lag, erklären. In den jeweils anschließenden, tektonisch ruhigen Phasen kam es zum seawärtigen Vorwachsen des Riffgürtels und der sedimentären Auffüllung der dahinterliegenden Lagune, welche dann schließlich in den Einfluß der Gezeiten und subaerischer Exposition gelangte. Korrelationsversuche mit eustatischen Meeresspiegelkurven scheitern am fast völligen Fehlen biostratigraphischer Daten.

Abstract:

The carbonate sequence (600 m thickness) of the Asbeck quarry (Hönnetal, Rhenish massif) belongs to the Devonian Hagen – Iserlohn – Balve reef complex and consists of reef core, lagoonal, and inter-/supratidal deposits. The succession of the six principal facies types allows recognition of three orders of cycles. 1st order cycles subdivide the section into five formations. Complete 2nd order (decameter) and 3rd order (1–3 meters) cycles exhibit a subtidal (reef core –> sublagooal –> lagoonal) –> intertidal –> supratidal succession. They represent the regressive pulses of relative sea-level changes following rapid nondepositional transgressions. These can eventually be explained by abrupt subsiding movements of the Lenne inversion structure at the northeast margin of which the depositional area was situated. During each of the following tectonically quiet phases, seaward shoreline progradation was combined with a progressive infilling of the lagoon behind the reef belt, finally resulting in tidal influences and subaerial exposure. Due to the lack of biostratigraphical data, correlations with eustatic sea-level curves are impossible.

Key words: Devonian, Germany, Rhenish Massif, reefal limestone, lagoonal limestone, tidal deposits, subaerial exposure, regressive cycles, reef building fauna.

*Anschritt des Autors: Dr. Michael E. Schudack, Institut für Paläontologie der Freien Universität Berlin, Malteser Straße 74–100, Haus D, 12249 Berlin.

1. Einführung und geologischer Rahmen

Zur Zeit des höheren Mitteldevons und des tieferen Oberdevons kam es im Bereich des heutigen rechtsrheinischen Schiefergebirges (Bergisches Land, Sauerland) auf dem vorgelagerten Schelf des nördlich gelegenen „Old Red“-Kontinentes zur Ausbildung großer Riffkomplexe (Abb. 1). Die hier entstandenen „Massenkalke“ werden schon seit Jahrzehnten intensiv untersucht, wobei sich immer klarer gezeigt hat, daß vielfach verwendete Bezeichnungen wie „Briloner Riff“, „Attendorner Riff“ usw. die wahren Verhältnisse nicht treffen, da der weitaus größte Teil der Massenkalke aus lagunären Karbonaten und nicht aus eigentlichen „Riffkern“-Gesteinen besteht. Besser ist es, hier von „Karbonatkomplexen“ (KREBS 1974) oder „Riffkomplexen“ (BURCHETTE 1981) zu sprechen.

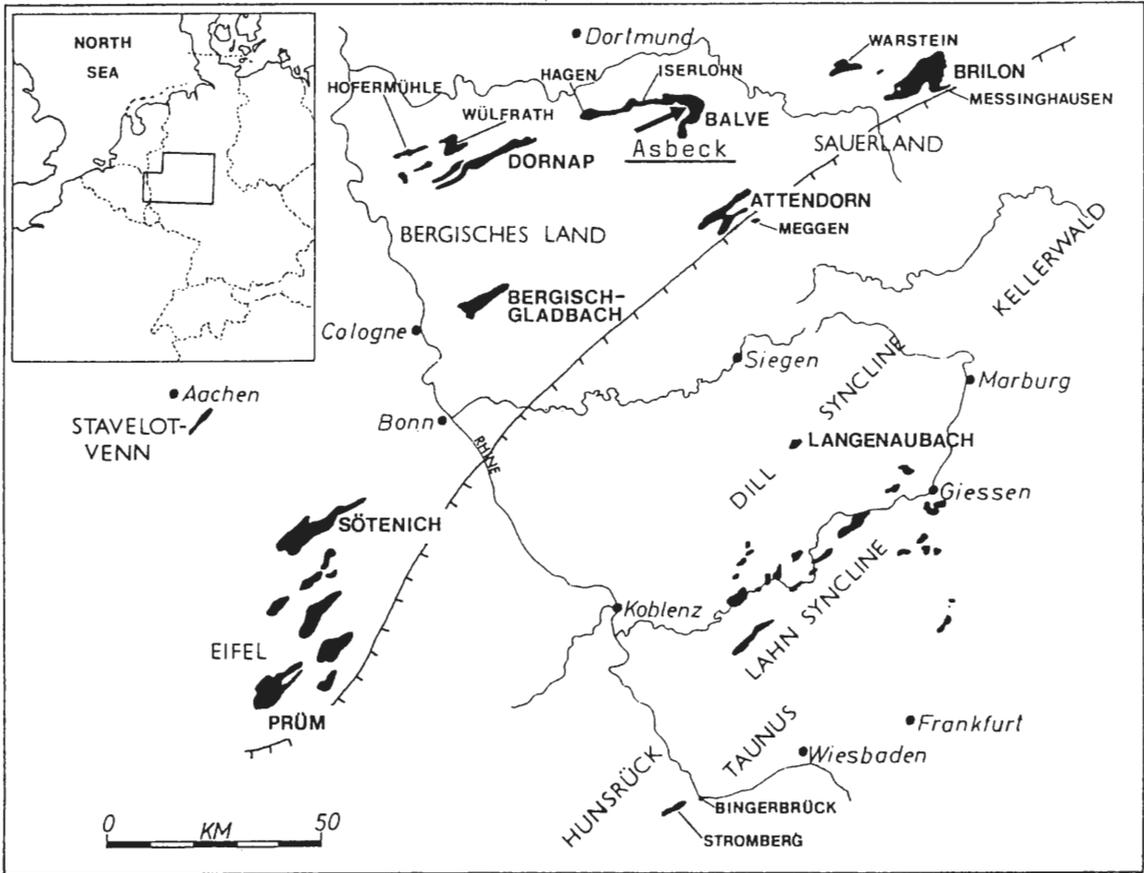


Abb. 1: Devonische Riffkomplexe (schwarz) im Rheinischen Schiefergebirge und Verlauf des südlichen Schelfrandes (—) im Mitteldevon nach KREBS (1974). Die Lage des Steinbruches Asbeck im Hagen – Iserlohn – Balver Riffkomplex ist durch einen Pfeil markiert, der auch gleichzeitig die abtauchende Faltenachse des Remscheid-Altenaer-Sattels verdeutlicht. Veränderte Originalabbildung aus BURCHETTE (1981).

Der Verlauf der Schelfkante wird heute in Anlehnung an KREBS (1974) etwa in SW-NE-Erstreckung angenommen, teilweise parallel zum Streichen des variszischen Faltenbaus und direkt südlich der Riffkomplexe von Attendorf und Brilon entlangziehend (Abb. 1). Obwohl die bathymetrischen und faziellen Verhältnisse auf diesem mitteldevonischen Schelf sicherlich alles andere als einheitlich waren (es folgen z. B. durchaus gleichaltrige Sedimente tieferen Wassers auch noch nördlich der beiden obengenannten Komplexe), lag der Riffkomplex von Hagen – Iserlohn – Balve (mit Steinbruch Asbeck) doch deutlich nördlich der Schelfkante in einer Position, in welcher die Zufuhr frischen Meerwassers im Vergleich zu den unmittelbar auf der Kante positionierten „Riffen“ von Attendorf und Brilon möglicherweise stark eingeschränkt war. Diese Situation ist bei der Interpretation der Faunenzusammensetzung zu beachten.

Anstoß zur Durchführung der hier vorgestellten Arbeiten gaben einerseits Untersuchungen, die von einer Arbeitsgruppe des Institutes für Geologie der Ruhr-Universität Bochum (DÜRKOOP, MALMSHEIMER, MENSINK) seit den siebziger Jahren im Briloner Riffkomplex durchgeführt wurden, andererseits eine lagerstättenkundlich angelegte Diplomkartierung des Massenkalk-Steinbruches von Asbeck im Hönnetal (EISERLO 1987). Aus dieser Kartierung lagen von punktuell genommenen Proben zahlreiche Dünnschliffe zur Bearbeitung vor. Zwar konnte in den lagunären Mikriten eine reiche Mikrofauna und -flora beobachtet werden (SCHUDACK i. Vb.), die vorliegende Faziesvielfalt ließ sich jedoch in keiner Weise hinreichend charakterisieren (siehe jedoch auch Kap. 6).

Daraufhin wurde das Gesamtprofil (bis auf die obersten 100 Meter) im Sommer 1986 noch einmal unter litho- und biofaziellen Gesichtspunkten detailliert aufgenommen. Hauptziel war es, die Schichtfolge zu untergliedern und ihren zyklischen Aufbau zu erfassen und zu interpretieren. Im größeren Rahmen sollte der Versuch gemacht werden, die Zyklen von Asbeck mit denen ebenfalls detailliert erfaßter Kernbohrungen aus dem Briloner Riffkomplex zu korrelieren.

2. Lage des untersuchten Profils

Der Steinbruch Asbeck des Kalkwerkes Hönnetal der Rheinisch-Westfälischen Kalksteinwerke AG befindet sich im West-Sauerland direkt östlich der Hönnetalstraße (B 515) an der Abzweigung der Hüstener Straße (L 682) nach Asbeck, ca. 10 km östlich von Iserlohn und 8 km südöstlich von Menden (MTB 4613 Balve r³⁴20200-3421000 h⁵⁶94600-5696000). Das hier vorgestellte und diskutierte Profil wurde vom äußersten Liegenden in der Südecke des Bruches fast lückenlos entlang der Ostwand auf verschiedenen Abbauebenen bis zu der leicht kenntlichen, extrem steilen und sehr hohen Ostwand der zentralen Abbaugrube aufgenommen. Es läßt sich feststellen, daß zwar im Streichen der Schichten (im Steinbruch jeweils über mehrere hundert Meter zu verfolgen) gelegentlich leichte Faziesänderungen auftreten, im großen und ganzen jedoch eine ausgesprochen gleichmäßige Lagerung ohne herausragende Bioherme vorliegt, so daß die Profilabfolge auch in weiter westlich gelegenen Teilen des Bruches ähnlich ausgebildet ist.

3. Arbeitsmethodik

Die Profilaufnahme erfolgte teils an frischen Steinbruchwänden, teils an verwitterten Klufflächen, wobei sich eine Kombination beider Aufschlußverhältnisse als ideal erwies, da an der frischen Bruchwand zwar mikrofaziale Merkmale, Matrix usw. besser erfaßbar sind, an Klufflächen aber die Makrofauna besser herausgewittert und eventuelles in-situ-Wachstum von Riffbildnern leichter und sicherer erkennbar ist (Abb. 8, 10, 11).

Eine eigene systematisch genaue Bearbeitung der Makrofauna erfolgte nicht. Allerdings liegen die Ergebnisse einer vergleichenden Untersuchung der Massenkalk-Fossilien aus dem Steinbruch Asbeck, aus der auf der Briloner Karbonatplattform gelegenen Bohrung Nehden 3 und aus Tageaufschlüssen nördlich von Brilon vor (MAY 1988).

Für die Zwecke der makroskopischen Profilaufnahme wurden die vorkommenden Faunenelemente jedoch nur nach bestimmten aussagekräftigen Typen erfaßt (siehe auch Abb. 3 und 15):

- domartige Stromatoporen (und z. T. tabulate Korallen)
- laminare Stromatoporen (und z. T. tabulate Korallen)
- ästige Stromatoporen, meist vom *Stachyodes*-Typ (und z. T. tabulate Korallen)
- Stromatoporen vom *Amphipora*-Typ
- rugose Korallen (solitäre, phaceloide, dendroide und ramosa Wuchsformen)
- Stringocephalen
- andere Brachiopoden
- Gastropoden
- Schalenschill (ohne nähere systematische Zuordnung)
- Echinodermenschill (ohne nähere systematische Zuordnung)
- Crinoidenstiele und -stielglieder
- Bryozoen

Die Terminologie der Stromatoporen-Wuchsformen folgt hierbei KERSHAW & RIDING (1978), in Anlehnung an die Übersetzung der Begriffe bei KÖNIGSHOF et al. (1991).

Tabulate Korallen sind nach Dünnschliffuntersuchungen in Asbeck eher selten anzutreffen und wurden bei der makroskopischen Profilaufnahme arbeitstechnisch den Stromatoporen der entsprechenden Wuchstypen zugeordnet (vgl. jedoch Kap. 5.1). Bestimmte rugose Korallen sind demgegenüber schon im Aufschluß wesentlich sicherer ansprechbar und somit als eigener Typus ausgliedert.

Der etwas über 500 m mächtige bearbeitete Profilabschnitt wurde in 223 möglichst homogene Einzelschichten unterteilt. Die wichtigsten Daten für die jeweilige Schicht wurden in eine Datenbank mit folgenden Feldern eingegeben (vgl. Abb. 3, 4, 6, 10, 13, 14):

Profilmeter

A = Bankung

B = Internschichtung

C = Farbe

D = Bitumengehalt

E = Gesteinstyp

F/H = Hauptkomponenten (bevorzugt makroskopisch)

F/N = Nebenkompenten (bevorzugt makroskopisch)

G = Strukturen, Gefüge etc.

Im Zusammenhang mit Untersuchungen zur Eignung der mitteldevonischen Riffkomplex-Karbonate als Mutter- oder Speichergesteine für Kohlenwasserstoffe wurde, neben Porositätsabschätzungen, verstärkt auch auf den Bitumengehalt der Gesteine geachtet.

Abschließend wurde auf der Basis der gesamten gewonnenen Information einschließlich der punktuell vorliegenden Dünnschliffe jede Einzelschicht einem von sechs faziellen Grundtypen zugeordnet (vgl. Abb. 16 und Kap. 6).

1 = subaerische Bildungen

2 = Mikrite mit laminoiden Hohlraumgefügen, fast komponentenfrei (Laminite)

3 = Mikrite mit nicht laminoiden Hohlraumgefügen, komponentenarm

4 = faunenführende lagunäre Mikrite ohne Hohlraumgefüge

5 = sublagunäre Kalke (proximales Hinterriff)

6 = Riffkern

Diese Gliederung entspricht dem Übergang von einem Riffkern (6) über das proximale Hinterriff (5) in eine Lagune (2–4), die in wenigen Fällen sogar trockenfiel (1). Details im Kap. 6.

Die Abfolge dieser Faziesgrundtypen im Profil wurde zusammen mit den Basisdaten für die Einzelschichten graphisch dargestellt, um ihre Entwicklung zu verdeutlichen (vgl. wiederum Profildarstellungen auf Abb. 4, 6, 10, 13, 14). Die symbolhafte Darstellung der Komponenten und Gefügetypen ist gegenüber dem detaillierten Arbeitsprofil in den fünf Einzelprofilen stark zusammengefaßt und vereinfacht.

Zur Klärung der Zyklenentwicklung innerhalb des Profils wurde neben den schon bei der Geländearbeit offensichtlichen und auffallenden (Abb. 17) auch der Versuch gemacht, durch die Berechnung und den Vergleich von Übergangshäufigkeiten zwischen den 6 möglichen Grundfaziestypen zu einer Objektivierung zu kommen (Kap. 7 und Abb. 18). Auf diese Weise gelang es, Großzyklen zu verifizieren, denen wiederum eine noch höhere Zyklicität übergeordnet ist. Im folgenden werden diese übergeordneten Zyklen als Zyklen 1. Ordnung, die Großzyklen als Zyklen 2. Ordnung und die Kleinzyklen, meist einzelne Bänke, als Zyklen 3. Ordnung bezeichnet.

4. Profilbeschreibung

Durch die Zyklicität 1. Ordnung wird das Gesamtprofil in fünf Formationen untergliedert (Abb. 2). Diese übergeordnete Entwicklung verläuft von überwiegenderen Mikriten (Untere Mikrit-Formation = 123 Meter mächtig) zu überwiegenderen Stromatoporen-Riffen (Untere Stromatoporenkalk-Formation = 105 Meter mächtig), dann zurück zu mikritreicheren, allerdings sehr wechselhaften Gesteinen (Mikrit-Stromatoporenkalk-Formation = 128 Meter mächtig), schließlich wieder über eine zweite starke Riffphase (Obere Stromatoporenkalk-Formation = 67 Meter mächtig) hin zu einer weiteren lagunären Einheit (Obere Mikrit-Formation = 210 Meter mächtig). Die Mächtigkeitangabe für die oberste Formation wurde der Karte von EISERLO (1987) entnommen, es wurden hiervon jedoch nur ca. 80 Meter selbst bearbeitet. Die gesamte Profilmächtigkeit von 600 Metern im Steinbruch reduziert sich somit auf etwas über 500 Meter bearbeitete Schichtmächtigkeit.

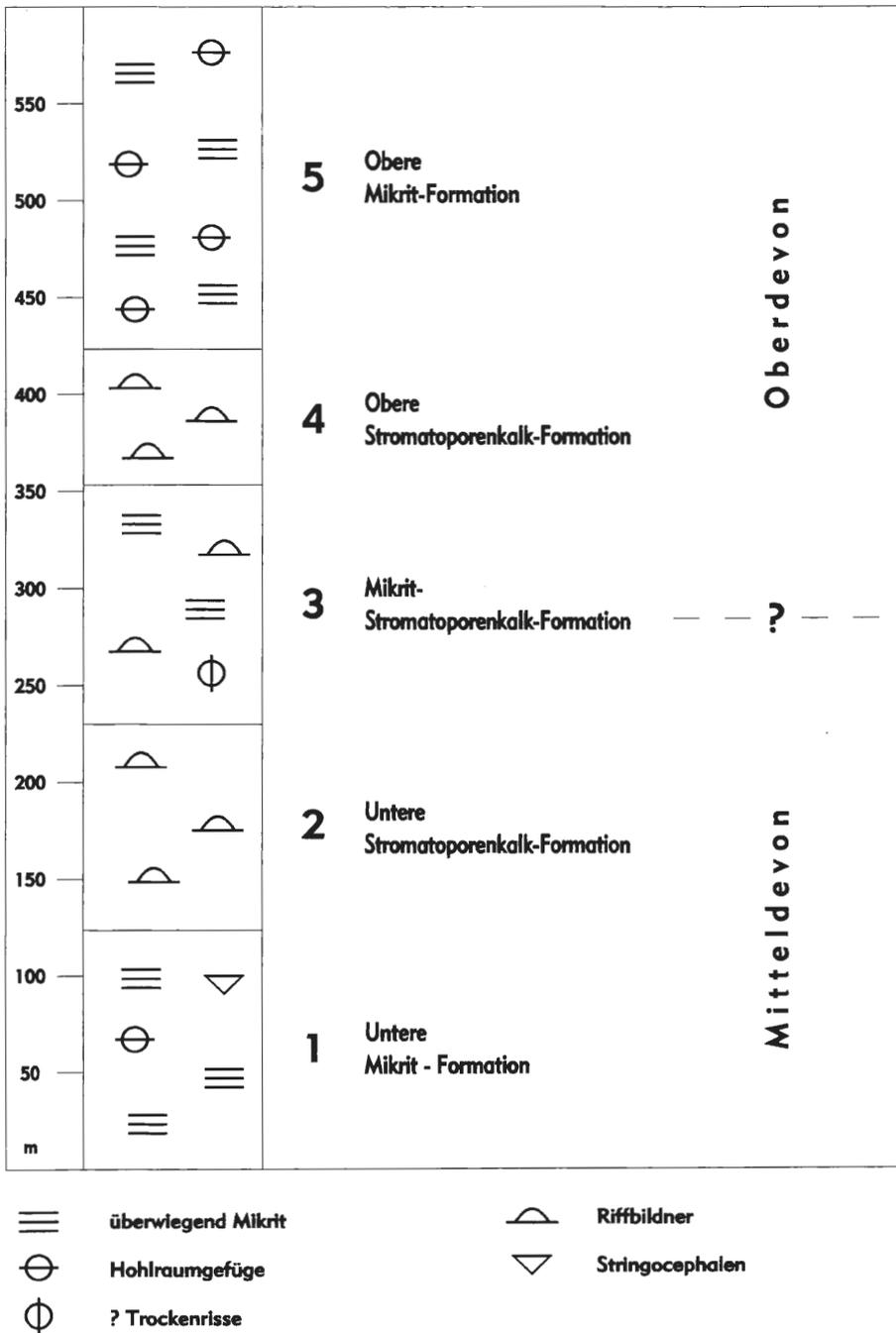


Abb. 2: Untergliederung des Gesamtprofils in fünf Formationen. Diese werden als kleinste kartierbare Einheiten angesehen.

4.1 Untere Mikrit-Formation

Das Profil beginnt bereits inmitten einer zyklischen Riff-/Lagunen-Abfolge. Die Initialphase des Riffwachstums ist im bearbeiteten Steinbruch nicht erschlossen. Auch auf Aufschlüsse der Initialphase in der weiteren Umgebung und somit die gesamte Problematik des Einsetzens des Riffwachstums wird in vorliegender Arbeit deshalb nicht weiter eingegangen.

Es dominieren mikritreiche Gesteine, die auf eher ruhige, lagunäre Ablagerungsbedingungen rückschließen lassen. Die Formation läßt sich noch weiter in eine untere Einheit (Einheit 1a), in der

Spalte A: Bankung

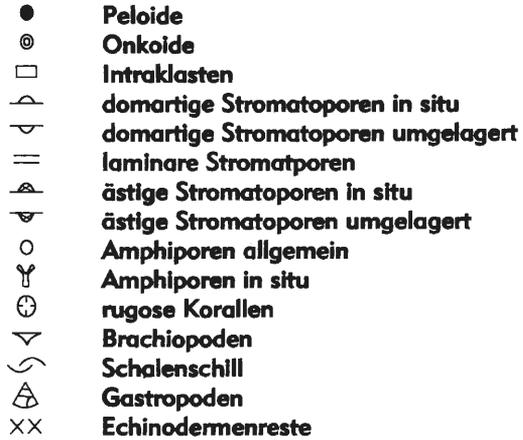


Spalte E: Gesteinstyp

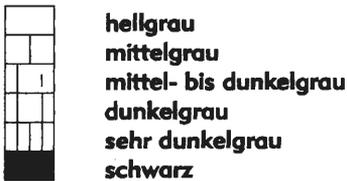


Spalte F/H-F/G: Haupt- und NebenkompONENTEN

Spalte B: Internschichtung



Spalte C: Farbe



Spalte G: Strukturen und Gefüge

Spalte D: Bitumengehalt

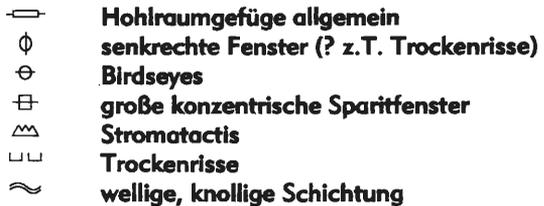


Abb. 3: Legende zu den Profildarstellungen auf Abb. 4, 6, 9, 13, 14.

es vereinzelt zu kurzzeitigem Riffwachstum kam (Riffkalke und sublagunäre Kalke der Faziestypen 5 und 6), und in eine obere Einheit, in der Riffbildner fast ganz fehlen (Einheit 1b), untergliedern (Abb. 4).

Einheit 1a: Beherrschender Gesteinstyp sind fossilführende, bankige bis dickbankige Mikrite (Faziestyp 4) von mittel- bis dunkelgrauer Farbe mit nur geringem Bitumengehalt. Mehrfach sind große Schalen von Stringocephalen in Lagen angereichert. Untergeordnet kommen auch andere Brachiopoden-Gattungen, ästige und domartige Stromatoporen, teils in situ, teils umgelagert, Stromatoporen vom *Amphipora*-Typ und Gastropoden vor. Seltener Gesteinstypen sind fossilfreie, ungeschichtete Mikrite mit „birdseye“-Strukturen (Faziestyp 3) sowie autochthone Stromatoporen-Riffkalke (Faziestyp 6) und sublagunäre „backreef“-Gesteine (Faziestyp 5). Alle drei Bänke mit autochthonem Stromatoporen-Riffkalk liegen mit scharfer Untergrenze auf lagunären Mikriten und gehen zum Hangenden nur allmählich in Gesteine der sublagunären Fazies mit umgelagerten Stromatoporen, aber auch mit Amphiporen in Lebendstellung, dann wieder in Mikrite über. Rugose Korallen sind selten. In den oberen beiden dieser Zyklen treten auch sehr dunkle Gesteinsfarben, verbunden mit hohem Bitumengehalt, auf. Durch den hohen Anteil an ästigen Stromatoporen (teilweise auch tabulaten Korallen) im autochthonen Bereich entsprechen sie nicht ganz dem am häufigsten in Asbeck verbreiteten Typus eines Zyklus 2. Ordnung (siehe Kap. 7 und Abb. 19).

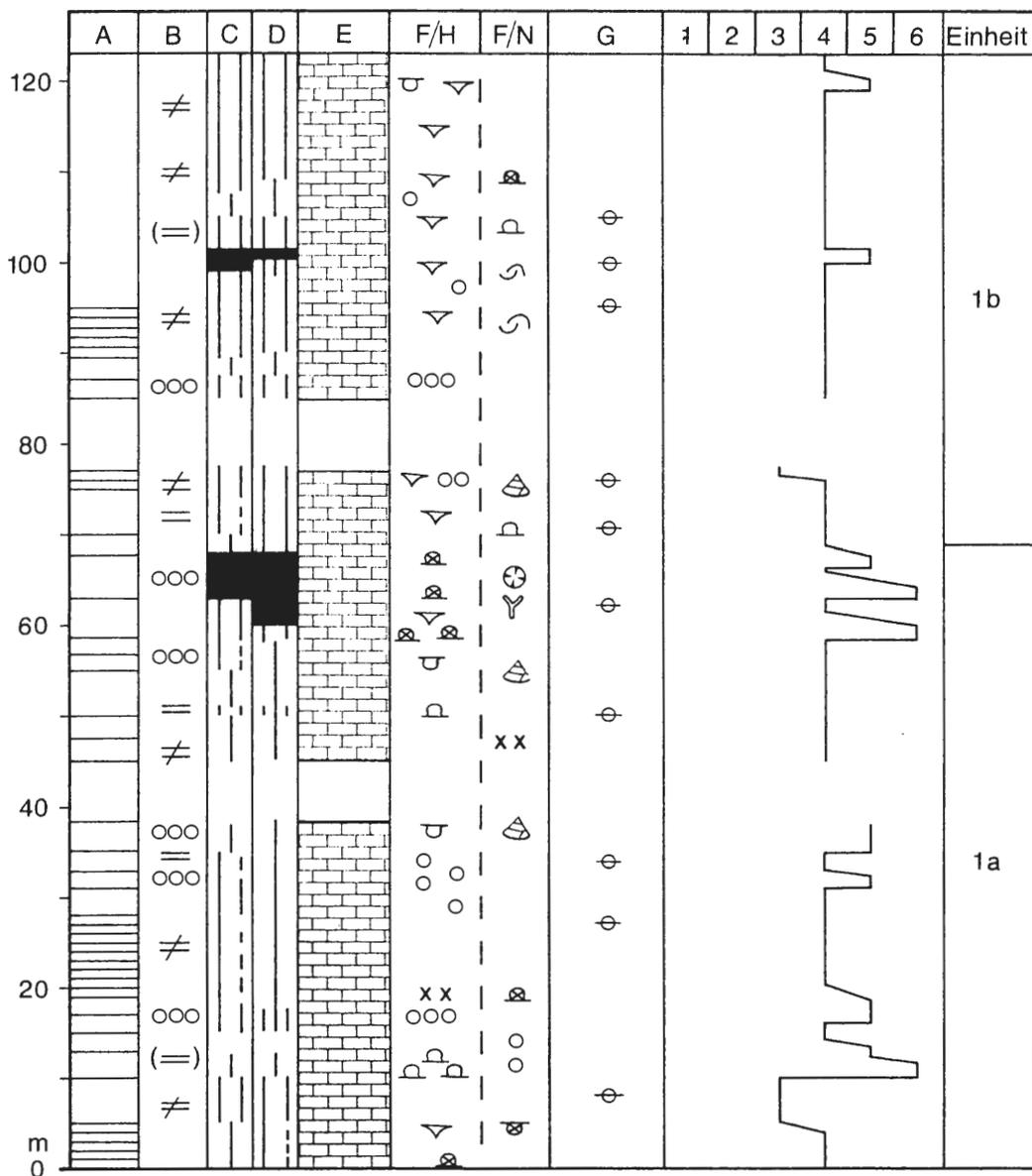


Abb. 4: Untere Mikrit-Formation mit Untergliederung in die Einheiten 1a/1b. Legende auf Abb. 3.

Einheit 1b: Dickbankige, biogenführende Mikrite (Faziestyp 4) von überwiegend dunkelgrauer Farbe mit deutlichem, aber nicht allzu starkem Bitumengehalt stellen über 90% der Gesteine dieser Einheit. Nur vereinzelt sind sublagunäre Kalke (Faziestyp 5) mit Amphiporen und wenigen anderen Stromatoporen in Lebendstellung eingeschaltet. Auffälligstes Faunenelement sind große Stringocephalen, die, vielfach in Lagen angereichert, massenhaft vorkommen (Abb. 5). Wie in Kap. 5 im Detail erläutert, ist der Lebensbereich der Gattung im Gegensatz zu früheren Annahmen wohl eher im sublagunären, ruhigeren Milieu als im turbulenten Riffkern-Bereich anzusetzen. In den Stringocephalen-Lagen treten jedoch sowohl stark zerbrochener Schill, leicht zerbrochene, fast vollständige Schalen als auch unbeschädigte Biomorpha in einer Mikrit-Grundmasse auf. Es dürfte sich deshalb wohl oft um Tempestite handeln, wofür auch der nicht selten zu beobachtende Hochkantschill spricht. Untergeordnet treten andere Brachiopoden, Stromatoporen, Gastropoden und unbestimmbarer Schalenschill in den Mikriten auf.



Abb. 5: Lagunärer Mikrit mit lagiger Anreicherung (Tempestit?) von Stringocephalen. Einheit 1b, Profilmeter 105.

4.2 Untere Stromatoporenkalk-Formation

In den nächsten 105 Metern des Profiles, die hier als „Untere Stromatoporenkalk-Formation“ ausgeschieden werden, überwiegen autochthone Rifffalke (Faziestyp 6) bei weitem. Die Formation wird in drei recht deutlich unterschiedene Einheiten gegliedert (Abb. 6): Während im basalen Teil in oft zyklischer Entwicklung noch häufig sublagunäre „backreef“-Gesteine eingeschaltet sind (Einheit 2a), besteht die Abfolge im mittleren und oberen Teil fast ausschließlich aus autochthonen bis parautochthonen Rifffalken. Hierbei überwiegen im mittleren Bereich domartige (Einheit 2b) und im oberen Bereich laminare Stromatoporen (Einheit 2c).

Einheit 2a: In allmählichem Übergang von den Stringocephalen-Mikriten der Einheit 1b über stromatoporenreiche, sublagunäre Mikrite (Faziestyp 5) beginnt eine wechselhafte Folge von autochthonen Rifffalken (Faziestyp 6) und weiteren sublagunären Gesteinen (Faziestyp 5). Nur eine einzige Bank von biogenführendem Mikrit (Faziestyp 4) ist zwischengeschaltet. Diese bildet, wie für das Profil Asbeck typisch, den Abschluß eines Zyklus 2. Ordnung von autochthonem Rifffalk über sublagunäre Kalke (mit Einschaltungen weiterer Rifffalke) zu lagunären Mikriten (vgl. Kap. 7). Es überwiegen, bei geringem Bitumengehalt, hell- bis mittelgraue Gesteinsfarben.

Die wichtigsten Riffbildner sind domartige Stromatoporen. Laminare und ästige Stromatoporen, darunter im obersten Teil Amphiporen, kommen untergeordnet vor. Rugose Korallen sind in dieser Einheit relativ häufig, jedoch immer noch von wesentlich geringerer riffbildender Bedeutung als die Stromatoporen. Als weitere Organismenreste treten Brachiopoden (u. a. Rhynchonelliden und wenige Stringocephalen), Bryozoen, Crinoidenreste und anderer Echinodermenschill sowie unbestimmbarer Schalenschill auf. In der sublagunären Fazies sind auch Kalkarenite mit hohem Anteil an Echinodermendetritus verbreitet.

Einheit 2b: In dieser Einheit wird das im bisherigen Profilverlauf mit Abstand intensivste Riffwachstum erreicht (Faziestyp 6). Die massigen, nur in wenigen Horizonten bankig aufgelösten mittelgrauen und schwach bituminösen Kalke werden zu einem ganz überwiegenden Teil aus

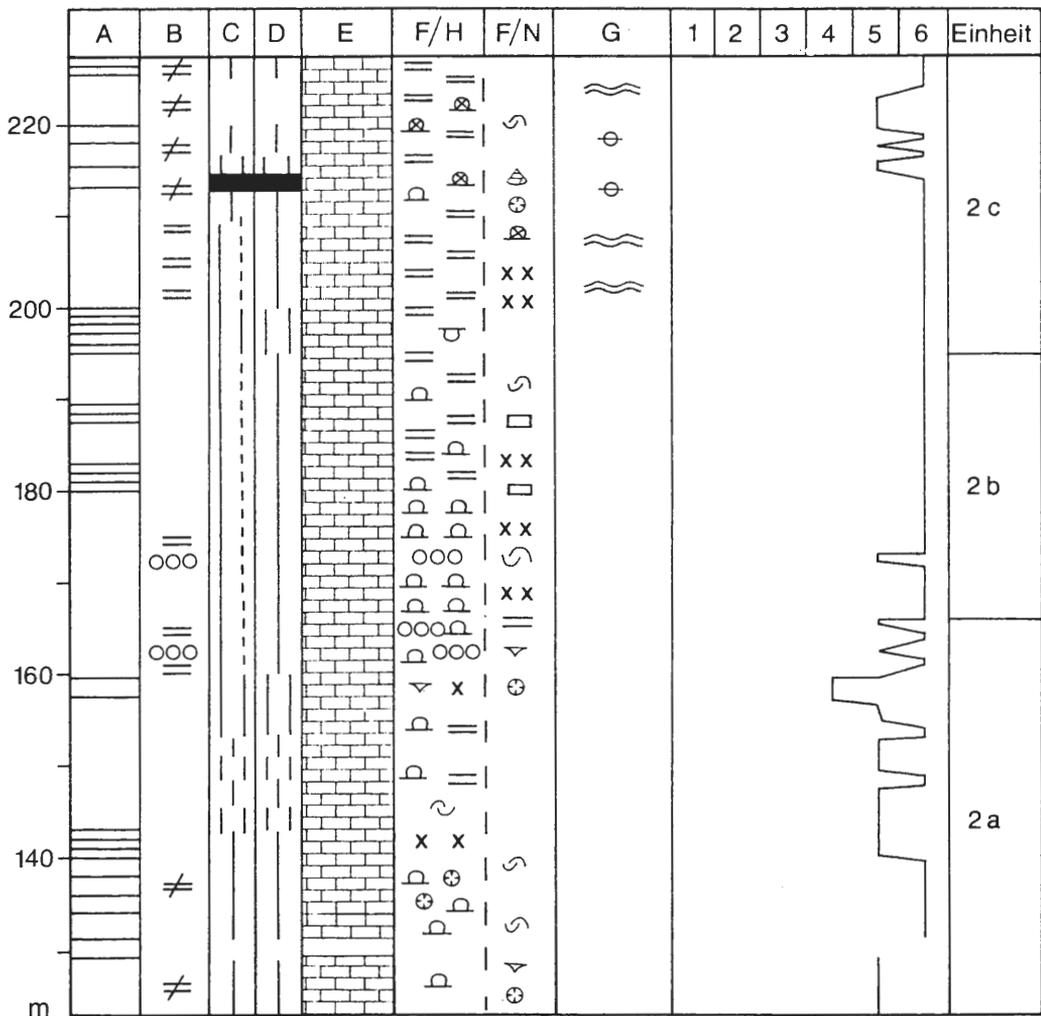


Abb. 6: Untere Stromatoporenkalk-Formation mit Untergliederung in die Einheiten 2a/2b/2c. Legende auf Abb. 3.

großen, domartigen Stromatoporen in Lebendstellung zusammengesetzt (Abb. 7). Im oberen Teil kommen zunehmend laminare Stromatoporen hinzu. Wichtigste Nebenbestandteile sind Echinodermenschill, Intraklasten, unbestimmbarer Schalenschill sowie – auf die einzige hier eingeschaltete „backreef“-Fossilalklage (Faziestyp 5) beschränkt – *Amphipora*-Lagen, Crinoidenreste und rugose Korallen. Je nach Verwitterungszustand und Größe der Stromatoporen-Kolonien zeigt jedoch auch diese Einheit einen mehr oder weniger gut erkennbaren lagigen Aufbau (Abb. 7), welcher den eher biostromalen Charakter dieses „Riffes“ verdeutlicht. Lediglich im mittleren Bereich kommen häufiger auch umgelagerte Stromatoporen-Kolonien vor, wobei es sich sicherlich um „riffinterne“ Vorgänge handelt.

Einheit 2c: Der Anteil autochthoner Riffbildner nimmt in dieser Einheit gegenüber der liegenden Einheit wieder etwas ab, auch ändert sich ihre Zusammensetzung. In den teils massigen, teils gebankten hell- bis dunkelgrauen und meist nur schwach bituminösen Kalken von oft welliger Schichtung überwiegen als Riffbildner nun die laminaren gegenüber den domartigen und ästigen Stromatoporen deutlich. Sicherlich ist es im Falle der laminaren Stromatoporen oft schwer zu entscheiden, ob die Kolonien in Lebendstellung vorliegen. Für den Großteil der Einheit ist dies jedoch durch Überwachungen, Verzahnungen usw. sehr wahrscheinlich, auch dürften mehrere Meter lange und nur wenige Zentimeter dünne Krusten kaum wesentlich transportiert worden sein. Es ist allerdings auffällig, daß in Lagen mit einem höheren Anteil auch an domartigen Stromatoporen sowohl diese als auch viele der laminaren Kolonien oft mehr oder weniger deutlich umgelagert und eckig zerbrochen sind (Abb. 8). Hier von einem klassischen Vorriff-Schutt zu sprechen, erscheint



Abb. 7: Biostromaler Riffkalkstein aus großen domartigen Stromatoporen in Einheit 2b (Profilmeter 165–175).

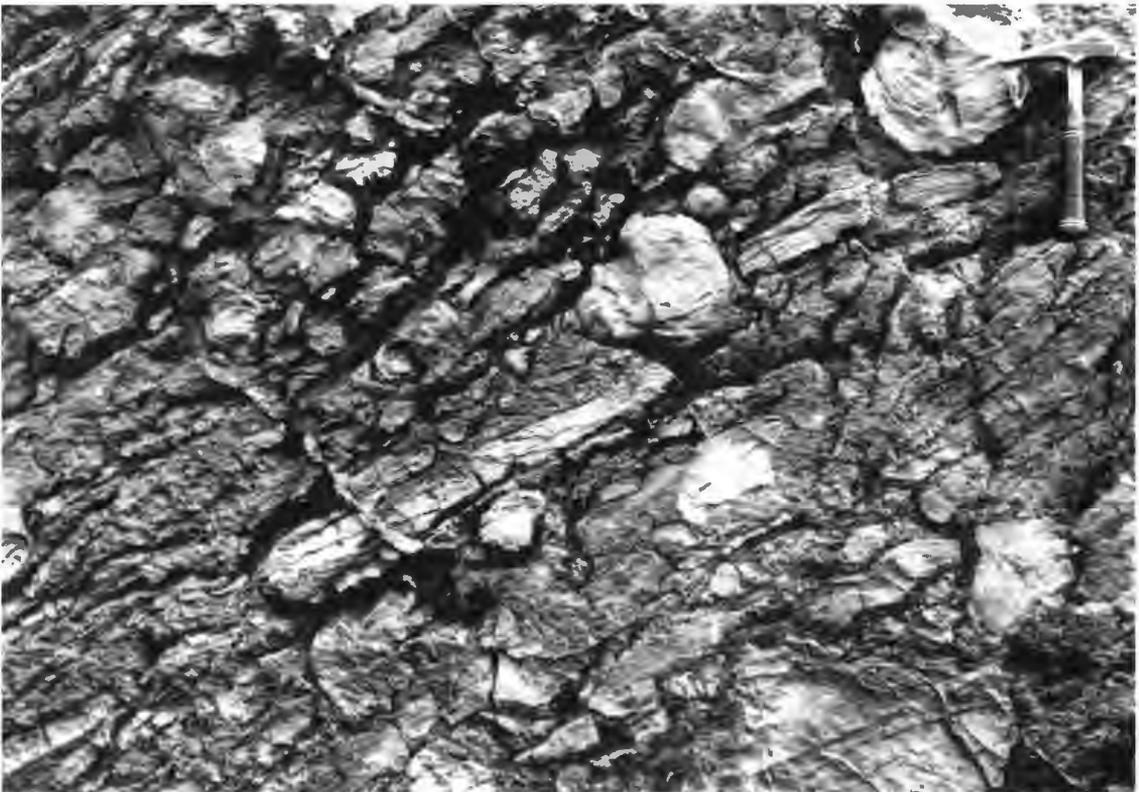


Abb. 8: Parautochthoner Riffkalkstein mit hohem Anteil an umgelagerten laminaren und domartigen Stromatoporen. Einheit 2c, Profilmeter 210.

jedoch nicht gerechtfertigt. Der Entstehungsort dieser fast parautochthonen Gesteine dürfte eher, durch Stürme bedingt, in riffinternen Rinnen und Kanälen, wie sie auch die heutigen Riffe schutterfüllt durchziehen, zu suchen sein.

Im oberen Teil der Einheit sind auch sublagunäre „backreef“-Kalke mit – neben den weiterhin überwiegender laminaren Formen – ästigen und domartigen Stromatoporen in Lebendstellung verbreitet. In diesen Gesteinen mit mikritischer Grundmasse treten darüber hinaus nicht selten Gastropoden auf, in ihrem Übergang aus den Riffkalcken Schillhorizonte, sowie auch vermehrt rugose Korallen. Den Abschluß der Einheit bilden wiederum bankige Boundstones aus autochthonen Kolonien laminarer Stromatoporen.

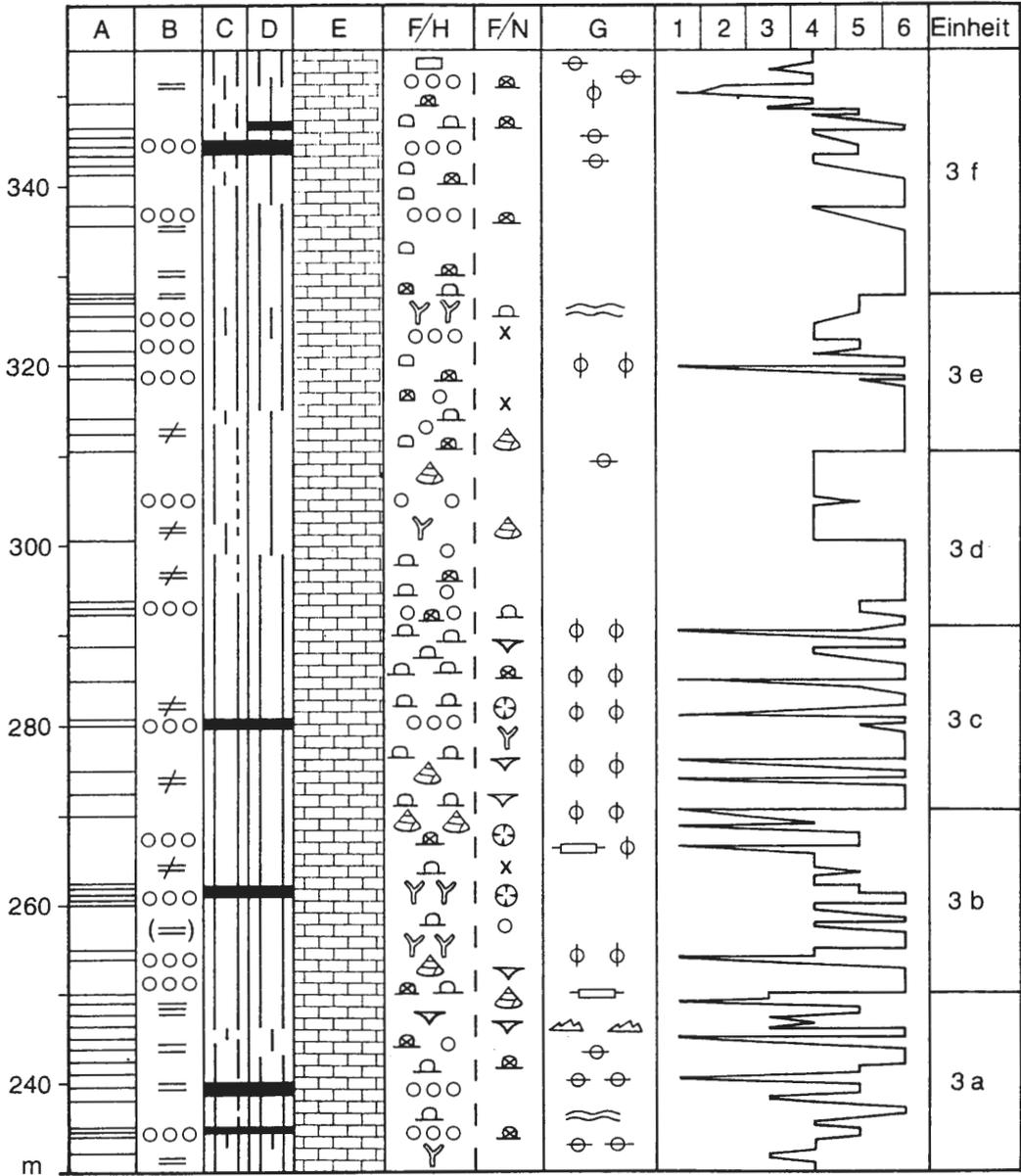


Abb. 9: Mikrit-Stromatoporenkalk-Formation mit Untergliederung in die Einheiten 3a/3b/3c/3d/3e/3f. Diese entsprechen regressiven Großzyklen 2. Ordnung. Legende auf Abb. 3.

4.3 Mikrit-Stromatoporenkalk-Formation

Diese 128 Meter mächtige Formation (Abb. 9) stellt, bezüglich der vertretenen Faziestypen, den mit Abstand vielfältigsten und in vertikaler Abfolge am häufigsten variierenden Abschnitt des Gesamtprofils dar (Profilmeter 228–356). Es kommen in vielfach wechselnder, jedoch nicht regelloser Folge (s. u.) alle im Steinbruch Asbeck überhaupt auftauchenden Faziestypen von autochthonen Riffkalken über sublagunäre „backreef“-Gesteine der unterschiedlichsten Zusammensetzung, biogenführende Mikrite, „birdseye“-Mikrite, Laminite bis hin zu Kalken mit Auftauchbildungen vor. Gegenüber der Unteren Stromatoporenkalk-Formation (Kap. 4.2) nimmt das Riffwachstum zwar wieder deutlich ab, dennoch sind Riffbildner in Lebendstellung bzw. biostromale Riffkalke wesentlich häufiger als in den ebenfalls mikritreichen Formationen 1 und 5 (Abb. 2).



Abb. 10: Sublagunärer *Stachyodes*-Kalkstein mit domartigen Stromatoporen in Lebendstellung. Profilmeter 235, Einheit 3a.

Trotz ihrer Wechselhaftigkeit läßt sich die Formation durch wiederkehrende Großzyklen (Zyklen 2. Ordnung) in sechs Einheiten von jeweils etwa 20 m Mächtigkeit untergliedern. Diese sind über den gesamten Steinbruchbereich (= über 800 m in diesem Fall) lateral verfolgbar. Für alle einzelnen Bänke ist dies jedoch nicht durchführbar. Hier sind die lateralen Faziesübergänge innerhalb der übergeordneten Zyklen ausgeprägter.

Alle sechs Einheiten (= Zyklen 2. Ordnung) weisen folgende Gemeinsamkeiten auf: Die Basis bildet, mit Ausnahme von 3a, jeweils ein biostromaler Riffkalk (Faziestyp 6) aus domartigen, untergeordnet ästigen Stromatoporen, welcher mit scharfer Untergrenze einsetzt. Zum Hangenden nimmt die Intensität des Riffwachstums jeweils generell ab, wobei allerdings viele Bänke selbst wiederum einen ähnlichen zyklischen Internbau aufweisen (Zyklen 3. Ordnung, Abb. 17). Meist werden diese Kleinzyklen jedoch innerhalb der Großzyklen zum Hangenden geringmächtiger (siehe Einheiten 3b, 3e und 3f in Abb. 9), auch nehmen die Gesamtanteile an sublagunären „back-reef“- oder „patch-reef“-Gesteinen, die sich größtenteils aus ästigen Stromatoporen vom *Stachyodes*- (Abb. 10) oder vom *Amphipora*-Typus (Abb. 11) zusammensetzen, zu (Faziestyp 5). Lagunäre Biomikrite (Faziestyp 4) mit z. T. reicher Gastropoden- oder Brachiopodenführung treten in größerer Mächtigkeit bevorzugt in den höheren Teilen der Einheiten auf. In noch höherem Maße gilt dies für

die lagunären Mikrite stärker eingeschränkten Milieus mit „birdseyes“ (Faziestyp 3), Laminit-Gefüge (Faziestyp 2) oder gar Auftauchbildungen (Faziestyp 1). Allerdings sind Auftauchbildungen wie z. B. Trockenrisse und vadose Zemente gerade in dieser so wechselhaften Formation wiederholt auch in tieferen Teilen der Großzyklen, oft verbunden mit Laminiten (Abb. 12), eingeschaltet. Sie bilden jedoch immer den Abschluß von Kleinzyklen (Zyklen 3. Ordnung), bis auf Einzelfälle, in denen autochthone Riffkalke direkt trockengefallen und verkarstet sind.

Generell überwiegen dunkelgraue Gesteinsfarben und ein mittlerer Bitumengehalt. Es fällt allerdings auf, daß in vier der sechs Zyklen jeweils im mittleren Teil schwarze, sehr stark bituminöse Amphiporenkalke auftreten, bei denen oft noch zahlreiche lange und verästelte Coenocien unzerbrochen in großer Zahl auf den Schichtflächen liegen (parautochthon). In diesen (und wenigen anderen) Horizonten sind auch rugose Korallen, die ansonsten neben den Stromatoporen nur untergeordnet auftreten, häufiger.



Abb. 11: Sublagunärer *Amphipora*-Kalkstein mit wenigen *Stachyodes*-Resten. Profilmeter 234, Einheit 3a.

Von biostratigraphischem Interesse ist die Tatsache, daß in den lagunären Biomikriten Brachiopoden der Gattung *Stringocephalus* (oder nahe verwandte Formen) nur noch bis Profilmeter 288 vorkommen, und auch dies nur in wesentlich geringerer Anzahl als in der Unteren Mikritformation (Kap. 4.1). Darüber treten sie, auch in mikrofaziell gleichartigen Mikriten, nicht mehr auf.

Eine Detailbeschreibung der sechs Einheiten würde hier zu weit führen. Die geschilderte großzyklische Entwicklung ist am besten bei 3b, 3e und 3f verwirklicht. Einheit 3a wurde mehr als trennendes Element zwischen dem Top der Unteren Stromatoporenkalk-Formation (Kap. 4.2) und der Basis des Zyklus 3b zusammengefaßt, obwohl die Faziesentwicklung in ihrer ganzen Vielfalt zwischen Stromatoporen-Biostromen und Mikriten mit subaerischen Bildungen hier besonders wechselhaft ist. Die Einheiten 3c und 3d machen einen etwas unvollständigen Eindruck (höhere Partien durch nachfolgenden Zyklus gekappt oder nie entwickelt?), obwohl sich auch in diesen einige gut ausgebildete Zyklen 3. Ordnung finden.

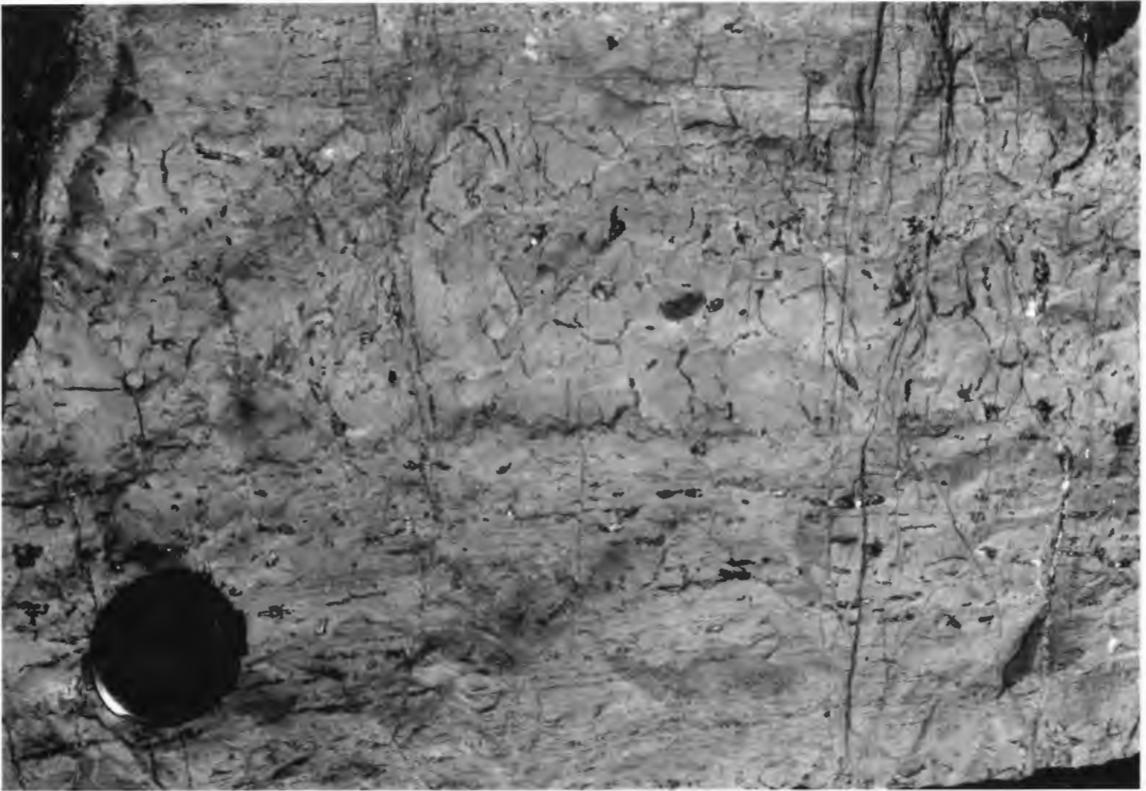


Abb. 12: Lagunärer Mikrit mit unterschiedlichen Hohlraumgefügen (LF-Gefüge im oberen und unteren Bereich, ? Trockenrisse in der Mitte). Profilmeter 248, Einheit 3a.

4.4 Obere Stromatoporenkalk-Formation

Es folgt die zweite längere Phase überwiegenden Riffwachstums im untersuchten Profil. Auch diese Formation läßt sich, wie die Untere Stromatoporenkalk-Formation, noch in drei Einheiten unterteilen, die allerdings eine deutlich andere Abfolge aufweisen (Abb. 13): Während die untere (4a) und die obere Einheit (4c) ausschließlich aus massigen Riffkalken bestehen, weist die mittlere Einheit (4b) neben weiteren Riffkalken vor allem sublagunäre „back-reef“-Gesteine und – am Top – auch biogenführende Mikrite auf. Die Einheiten 4a und 4b können zusammen als ein regressiver Zyklus 2. Ordnung betrachtet werden. Über den abschließenden lagunären Mikriten setzt dann wieder mit scharfer Grenze der massive autochthone Riffkalk der Einheit 4c ein.

Einheit 4a: Dieser über 20 m mächtige autochthone Riffkalk (Faziestyp 6) ist als auffallend helle Zone über den ganzen Steinbruchbereich leicht zu verfolgen. Das massige Gestein ist im frischen Anschlag mittelgrau und nur schwach bituminös. Als Riffbildner überwiegen große domartige Stromatoporen, in den allermeisten Fällen deutlich in Lebendstellung. Untergeordnet kommen in manchen Lagen auch umgelagerte oder umgekippte domartige, ästige (*Amphipora*- und *Stachyodes*-Typus) sowie – vor allem in den höheren Partien – laminare Stromatoporen als Hauptbestandteile vor. Allerdings treten mehrfach matrixreiche Lagen auf, in denen Amphiporen und andere ästige Stromatoporen überwiegen. In diesen mikritreichen Lagen sind auch *Rugosa* und *Tabulata* häufiger.

Einheit 4b: Ein im untersten Teil schwarzgrauer, stark bituminöser, darüber nur wenig hellerer Peloid-/Intraklast-Kalk mit umgelagerten Stromatoporen von wenigen Metern Mächtigkeit bildet die Basis einer Folge von überwiegend dunkelgrauen, bitumenreichen, sublagunären „back-reef“-Gesteinen (Faziestyp 5), in denen neben nun weniger häufigen, meist domartigen Formen Amphiporen, rugose Korallen, Schalenschill sowie Schutt von diversen Riffbildnern und Echinodermen die Hauptbestandteile bilden. Die Grundmasse besteht meist aus Kalkarenit oder Sparit. Mehrfach sind dünnmächtige autochthone Stromatoporen-Biostrome („patch-reefs“) eingeschaltet. Dieser Teil der

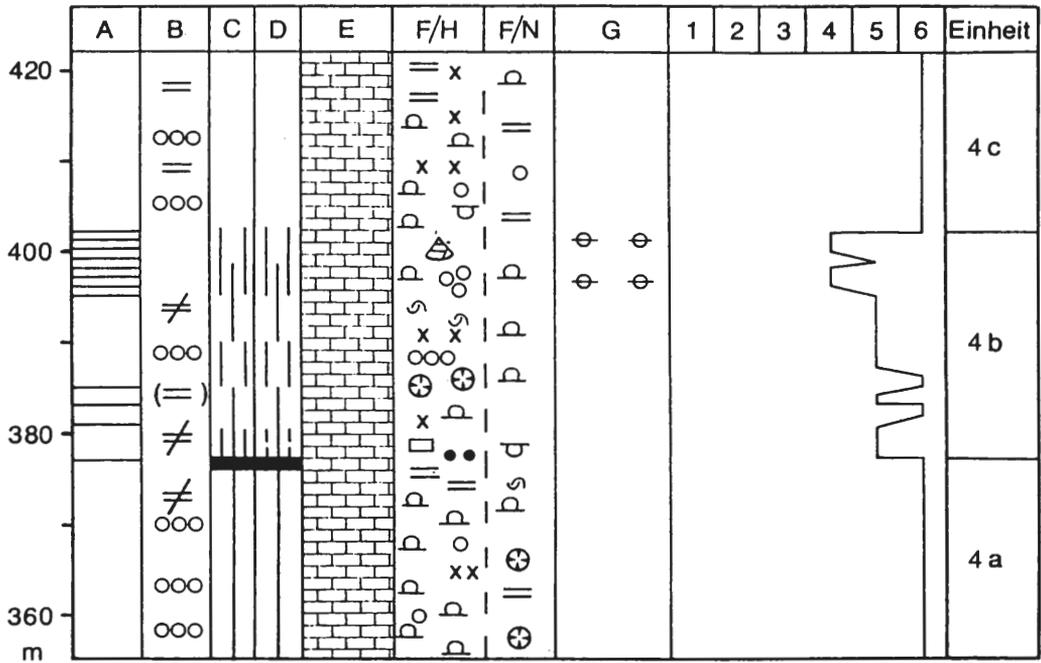


Abb. 13: Obere Stromatoporenkalk-Formation mit Untergliederung in die Einheiten 4a/4b/4c. Legende auf Abb. 3.

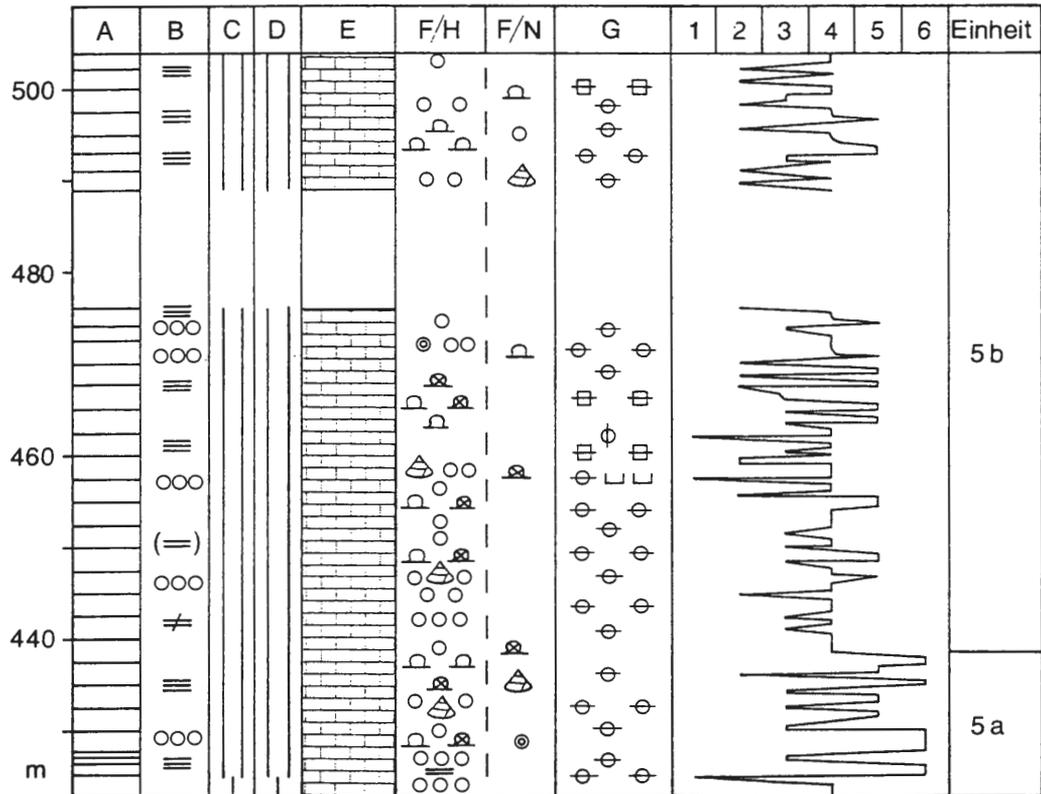


Abb. 14: Obere Mikrit-Formation mit Untergliederung in die Einheiten 5a/5b. Legende auf Abb. 3.

Einheit weist den im Gesamtprofil mit Abstand höchsten Anteil an rugosen Korallen auf. Im obersten Teil ist eine allmähliche Abnahme der makroskopischen Komponenten und eine damit verbundene Zunahme der Mikrit-Matrix zu beobachten. In den schließlich dichten, dunklen, bituminösen, biogenführenden Mikriten (Faziestyp 4) treten als Komponenten neben verschiedenen Stromatoporen auch Gastropoden sowie als Strukturmerkmale nicht laminare Hohlraumgefüge häufiger auf.

Einheit 4c: Die Untergrenze des zweiten ca. 20 Meter mächtigen, massigen Riffkalkes (Faziestyp 6) dieser Formation über den abschließenden lagunären Mikriten der liegenden Einheit ist wiederum äußerst markant. Er ähnelt in allen Merkmalen stark der Einheit 4a, allerdings sind in den beiden obersten Metern eine starke Abnahme des Komponentenanteils und eine Zunahme der Mikritmatrix im Übergang zur im Hangenden folgenden Oberen Mikrit-Formation zu beobachten.

4.5 Obere Mikrit-Formation

Von den laut EISERLO (1987) ca. 200 im Steinbruch erschlossenen Metern der Oberen Mikrit-Formation wurden nur etwa 80 detailliert aufgenommen (Abb. 14). Dieses Profilstück läßt sich in einen unteren Übergangsbereich mit wenigen noch auftretenden und zum Hangenden abnehmenden Biostromen (Einheit 5a) und einen oberen Anteil (Einheit 5b), in dem höchstens gelegentlich noch sublagunäre „back-reef“-Gesteine in den überwiegenden Mikriten vorkommen, unterteilen. Der hier nicht erfaßte Bereich im Hangenden bis Profilmeter 600 (vgl. Abb. 2) entspricht in seiner Ausbildung weitestgehend der Einheit 5b.

Einheit 5a: Eine wechselhafte Folge aus bankigen bis dickbankigen, meist dunkelgrauen und bituminösen Kalken aller sechs Faziestypen. In mehreren Horizonten sind noch Stromatoporen-Biostrome (Faziestyp 6) eingeschaltet, deren Häufig- und Mächtigkeit jedoch zum Hangenden abnimmt, während der Anteil der Amphiporen steigt. Als Riffbildner kommen alle Stromatoporen-Typen vor. In biogenführenden Mikriten (Faziestyp 4) sind neben diesen auch Gastropoden häufig. Auffallend ist das wiederholte Auftreten von Onkoiden. Die zunehmend regressive Tendenz wird auch durch die zahlreichen biogenarmen „birdseye“-Mikrite (Faziestyp 3) und vereinzelte Laminite (Faziestyp 2) sowie Auftauchbildungen (Faziestyp 1) deutlich.

Die Kleinzyklizität 3. Ordnung ist in dieser Einheit nicht so deutlich ausgeprägt wie z. T. in den liegenden Formationen: Zwar kommen mehrfach typische Zyklen mit der Faziesabfolge 6-5-4 (siehe Kap. 7 und Abb. 18) vor, in vielen Bänken ist jedoch auch die Basis mikritreich und komponentenarm, teils sogar ein Laminit, während der Anteil der Stromatoporen zum Hangenden steigt.

Einheit 5b: Schließlich dominieren bis zum Top der erschlossenen Schichtfolge bankige bis dickbankige dunkelgraue, bituminöse Mikrite der Faziestypen 2, 3 und 4 bei weitem. Ihre Abfolge ist allerdings äußerst wechselhaft, eine in bestimmter Weise wiederholt auftretende Zyklizität selbst im Bankbereich kaum anzutreffen. Der auffallendste Unterschied zu allen älteren Einheiten und Formationen des Profils, auch gegenüber der Mikrit-Stromatoporenkalk-Formation (Kap. 4.3), ist das nunmehr noch stärker gehäufte Vorkommen von biogenarmen „birdseye“-Mikriten (Faziestyp 3) und besonders von Laminiten (Faziestyp 2). Vielfalt und Anteil von Hohlraumgefügen sind immens hoch. Deutliche Auftauchbildungen (Faziestyp 1) wurden in zwei Horizonten, jeweils am Top von Bänken, beobachtet.

Geschlossene Biostrome (Faziestyp 6) kommen in der Einheit nicht mehr vor. Allenfalls sind in einer Reihe von dünnmächtigen Lagen sublagunäre „back-reef“-Gesteine (Faziestyp 5) eingeschaltet: Mikrite mit lückenhafter Besetzung verschiedener Riffbildner in Lebendstellung oder typische Amphiporenkalke. In den biogenführenden Mikriten (Faziestyp 4) treten – neben Stromatoporen – z. T. auch Gastropoden auf, selten Onkoide.

5. Fossilführung und Biostratigraphie

5.1 Fossilführung

Die Verbreitung der wichtigsten Fossilgruppen in den ausscheidbaren Fazieszonen devonischer Riffkomplexe wurde schon in zahlreichen Arbeiten im Detail beschrieben (z. B. KREBS 1974, BURCHETTE 1981, weitere Literatur siehe dort). Zusammen mit sedimentologischen Kriterien

bildeten diese bekannten Standardverbreitungen die Grundlage für die in Kap. 6 vorgestellte und auf Abb. 16 dargestellte Gliederung in sechs Fazies-Grundtypen. Wie bereits in Kap. 3 kurz erläutert, wurden die Rifffeldner arbeitstechnisch meist lediglich bestimmten Wuchstypen zugeordnet. In Abb. 15 ist die Gesamtentwicklung der Fossilführung im Profil zusammenfassend dargestellt.

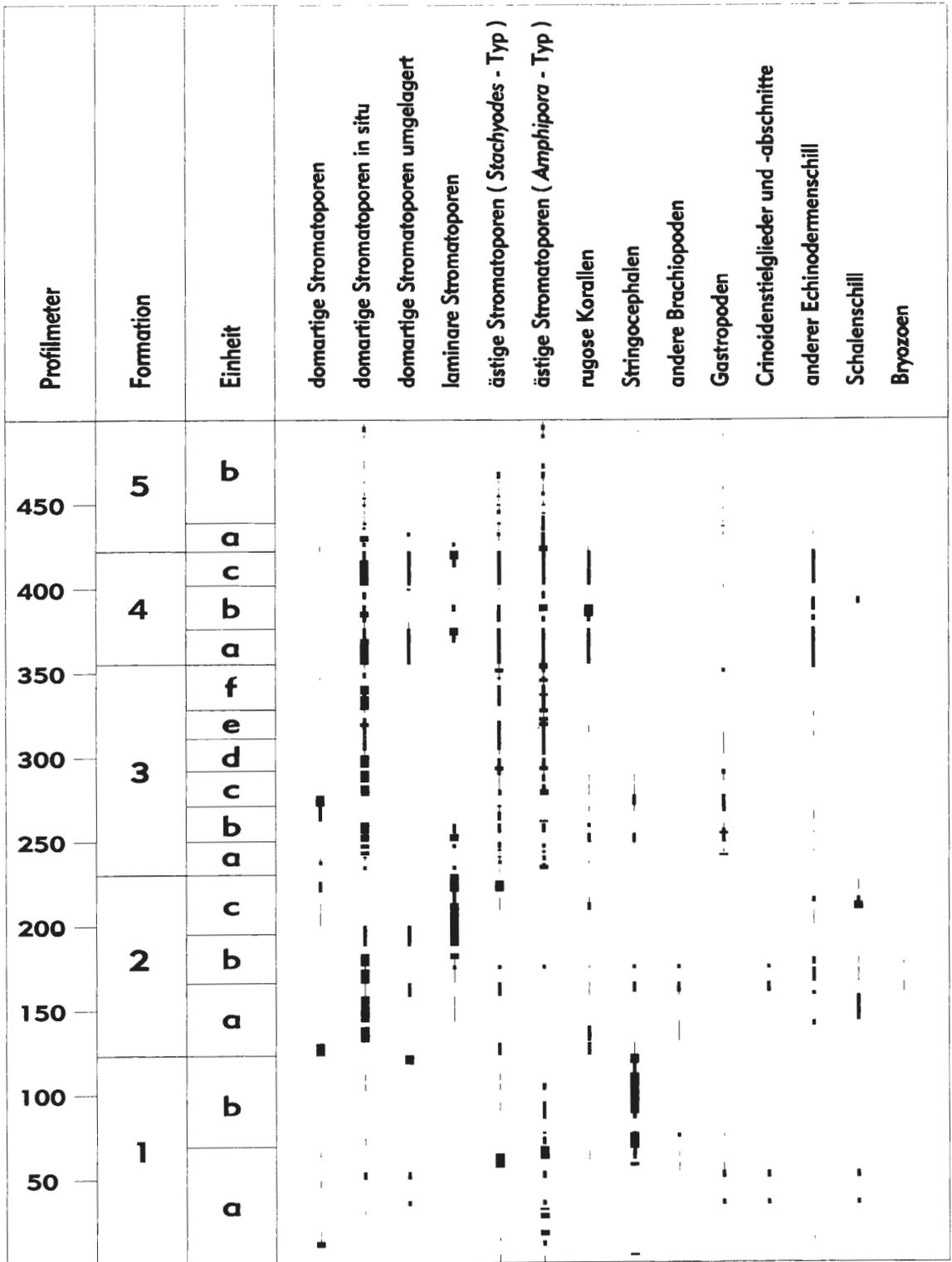


Abb. 15: Faunengesamtentwicklung. Die Breite der Balken entspricht dem massenhaften, häufigen oder seltenen Vorkommen der einzelnen Fossiltypen im Verlaufe des Profils.

Stromatoporen stellen die mit Abstand wichtigsten Riffbildner. Domartige und laminare Wuchsformen sind in Faziestyp 6 besonders häufig, wobei in mehreren Großzyklen eine vertikale Entwicklung von domartigen Stromatoporen im unteren Teil zu einem höheren Anteil an laminaren Formen im oberen Teil zu beobachten ist. Ästige Stromatoporen vom *Amphipora*- und vom *Stachyodes*-Typ dominieren in den sublagunären Hinterriff-Gesteinen (Faziestyp 5). Allerdings kommen domartige wie ästige Stromatoporen (v. a. *Amphipora*) auch in „patch-reefs“ im Intertidalbereich in Lebendstellung vor.

MAY (1988) nennt aus dem Steinbruch Asbeck die Gattungen *Actinostroma*, *Hermatostroma*, *Parallelopora*, *Stromatopora*, *Stromatoporella*, *Syringostroma*, *Trupetostroma* und *Clathrocoilon* sowie die ästigen Stromatoporen *Amphipora*, *Stachyodes*, *Idiostroma* und *Dendrostroma*.

Tabulate Korallen sind demgegenüber im Steinbruch Asbeck nur untergeordnet verbreitet und wurden für die Sequenzanalyse den entsprechenden Wuchsformen der Stromatoporen (domartig, laminar, ästig vom *Stachyodes*-Typus) zugeordnet. Entsprechend kann ihre Verbreitung in den einzelnen Fazieszonen hier nicht spezifiziert werden. Die Bestimmungen von MAY (1988) ergaben für Asbeck nur wenige und selten vertretene Arten der Gattungen *Alveolites*, *Alveolitella*, *Squamalveolites*, *Platyaxum*, *Caunopora*, *Syringoporella* und *Heliolites*. Lediglich *Thamnopora* und *Scoliopora* sollen etwas häufiger vorkommen.

Rugose Korallen sind ebenfalls seltener. Dennoch wurden die solitären Arten sowie phaceloide, dendroide und ramoso Wuchsformen wegen der einfachen makroskopischen Ansprache als eigener Fossiltyp bei der Profilaufnahme erfaßt. Demnach kommen diese Formen vor allem im sublagunären Hinterriffbereich vor (Faziestyp 5), während sie im Riffkernbereich (Faziestyp 6) vereinzelter auftreten bzw. zumindest bei der Profilaufnahme weniger auffallen. Am häufigsten sind rugose Korallen in einigen sublagunären Kalken von Einheit 4b. In der eigentlichen Lagune (Faziestypen 2–4) fehlen sie.

MAY (1988) nennt aus dem Steinbruch Asbeck nur seltene Funde der Gattungen *Siphonophrenitis*, *Acanthophyllum*, *Mesophyllum*, *Donia* und *Dendrostella*.

Brachiopoden haben ihre Hauptverbreitung in den lagunären Mikriten des Faziestyps 4, kommen jedoch auch in sublagunären Hinterriffgebieten (Faziestyp 5) vor. Sowohl im Gezeitenbereich (Faziestypen 2 und 3) als auch im Riffkern (Faziestyp 6) sind sie sehr selten oder fehlen ganz. Neben den im unteren Teil des Profils überwiegenden Stringocephalen (siehe Kap. 5.2), die vor allem in Einheit 1b vielfach in Lagen angereichert sind (Abb. 5), treten auch Rhynchonelliden und weitere, hier nicht näher bestimmte Taxa auf.

Das gehäufte Vorkommen von *Stringocephalus* (oder möglicherweise nahe verwandter Gattungen) in Einheit 1b wirft einige ökologische Fragen auf: Noch vor wenigen Jahrzehnten galt diese Brachiopodengruppe wegen ihrer Dickschaligkeit als typischer Bewohner des hydrodynamisch turbulenten Milieus des Riffkerns. Nach STRUVE (1963, 1982, 1989 und briefl. Mitt. vom 9. 3. 1988) deuten aber sowohl alle genaueren Daten über die mit *Stringocephalus* (und nahe verwandten Gattungen) assoziierten Sedimente und Organismen als auch Argumente aus der Funktionsmorphologie (z. B. Verlust des Stieles bei adulten Exemplaren) auf einen bevorzugten Lebensraum in der Lagune nicht weit hinter dem eigentlichen Riff (Faziestypen 4 und 5 dieser Arbeit) hin. Im Riffkern- sowie im Vorriffbereich sind Vertreter dieser Gruppe wesentlich seltener (siehe auch BOUCOT, JOHNSON & STRUVE 1960). Die Massenvorkommen (wahrscheinlich zumindest z. T. Tempestite) treten in Asbeck allerdings nur in fossilführenden Mikriten vom Faziestyp 4 auf und unterstützen somit im Zusammenhang mit den obengenannten Fakten auch deren fazielle Deutung.

Gastropoden stellen die typische Makrofauna der fossilarmen Mikrite mit Hohlraumgefügen (Faziestyp 3) dar, während ihre Häufigkeit sowohl zu den Laminiten (Faziestyp 2) als auch zu den biogenreichen Mikriten ohne Hohlraumgefüge (Faziestyp 4) hin abnimmt. Im sublagunären Hinterriff- und eigentlichen Riffkernbereich (Faziestypen 5 und 6) sind sie selten. Entsprechend liegen ihre Häufigkeitsmaxima im Profilverlauf (Abb. 15) in den Formationen 1, 3 und 5.

Echinodermereste sind in den Riffkern- und sublagunären Gesteinen (Faziestypen 5 und 6 in den Formationen 2 und 4) am häufigsten, wobei in seltenen Fällen möglicherweise Übergänge zu einer Vorriff-Fazies bestehen. Sehr ausgeprägt ist diese Tendenz allerdings nicht, und entsprechend gering ist der Gesamtanteil von Echinodermen im Steinbruch Asbeck. In anderen Riffkomplexen, in denen vollständigere Riffzonierungen vorliegen, werden Echinodermen-, insbesondere

Crinoiden-Massenvorkommen, ja als typisch für das Vorriff genannt. In lagunären Mikriten (Faziestyp 4) kommen Echinodermen kaum vor.

Calcisphären, Foraminiferen und Ostracoden stellen den überwiegenden Anteil der Mikrofossilien in den lagunären Faziestypen (2–4) sowie – in geringerer Zahl – in Gesteinen mit Mikritmatrix aus den sublagunären Hinterriff- und aus den Riffkernbereichen (Faziestypen 5 und 6). Die Calcisphären und Foraminiferen sind meist Formen, wie sie auch FLÜGEL & HÖTZL (1971) aus dem Massenkalk von Letmathe, der dem gleichen Riffkomplex angehört, beschrieben haben. Eine detaillierte Beschreibung der Mikrofauna und -flora von Asbeck befindet sich in Vorbereitung (SCHUDACK i. Vb.).

Kalkalgen (im weiteren Sinne) kommen in mehreren Faziesbereichen vor. Stromatolith-Krusten oder -matten, erzeugt durch Cyanobakterien (hier zu den Kalkalgen gerechnet), sind sowohl in Laminiten (Faziestyp 2) als auch als Gerüstbinder in Riffkerngesteinen (Faziestyp 6) vertreten. Auch einige Calcisphären-Typen mögen zu den Kalkalgen gehören, wobei spezielle Formen (Umbellinaceen) wahrscheinlich verkalkte weibliche Gametangien von Charophyten sind. Die Hauptverbreitung dieser „höheren“ Algen liegt in den lagunären Mikriten (Faziestyp 3–4).

5.2 Biostratigraphie

Für die Einstufung der Massenkalk von Asbeck ergaben leider weder die Kartierung von EISERLO (1987) noch die neue Profilaufnahme sicher verwertbare Leifossilien. Die Tatsache allerdings, daß Brachiopoden der Gattung *Stringocephalus* nur in lagunären Mikriten der unteren Hälfte des Profils vorkommen (bis Profilmeter 288, vgl. Abb. 15), nicht jedoch in grundsätzlich ähnlichen Gesteinen darüber, wertete MAY (1988) als Hinweis, daß für diese oberen Teile der Verdacht auf bereits oberdevonisches Alter (Frasnium) bestehen könnte. Grundlage für diese Vermutung ist die Tatsache, daß nach derzeitiger Grenzziehung die stratigraphische Verbreitung dieser Gattung etwa an der Mittel-/Oberdevon-Grenze endet (siehe hierzu auch JOHNSON, KLAPPER & TROJAN 1980).

Nun ist allerdings seit langem bekannt, daß am Nord- und Nordostrand des Remscheid-Altener Sattels vielerorts Flinze und Schiefer den Massenkalken aufliegen, in welchen neben *Stringocephalus burtini* auch Goniatiten des oberen Mitteldevon vorkommen (zusammenfassend dargestellt in CLAUSEN & ZIEGLER 1989). Das muß allerdings noch nicht bedeuten, daß der gesamte Massenkalkzug von Hagen – Iserlohn – Balve ein Givetium-Alter aufweist, denn die örtliche Differenzierung in Riffkalkschwelen und zwischengeschaltete Ton- und Flinzschlammbecken kompliziert die stratigraphischen Verhältnisse. So geben wiederum CLAUSEN & ZIEGLER (1989) an, daß zwischen Iserlohn und Hemer (westlich des untersuchten Steinbruches) die letzten Riffkomplexe erst in der mittleren *asymmetricus*-Zone, also schon im tiefsten Oberdevon, abstarben. Auch andere Indizien veranlaßten die genannten Autoren zu der Aussage, daß die Mittel-/Oberdevon-Grenze in manchen geschlossenen Karbonatkörpern auch in diesem Raum mitten durch den Massenkalk hindurch verläuft. Im übrigen gibt auch KREBS (1974: Fig.6) für den Riffkomplex von Balve ein Ober-Givetium bis Mittel-Frasnium-Alter an.

Da dies im Steinbruch Asbeck selbst jedoch weder durch Goniatiten noch durch Conodonten belegt ist, sollte das Aussetzen von *Stringocephalus* nur als Hinweis auf eine mögliche Positionierung der Mittel-/Oberdevon-Grenze (Abb. 2 und 19) gewertet werden, keinesfalls als sichere Datierung.

6. Faziestypen

Die Vielfalt der erschlossenen Gesteine kann in Hinblick auf eine Analyse ihrer zyklischen Entwicklung grob in sechs Faziestypen untergliedert werden. Diese lassen sich problemlos in einem räumlichen Modell zur Entstehungsweise der Riff- und Lagunengesteine von Asbeck nebeneinander anordnen (Abb. 16). Die Interpretation des Riffkomplexes mit Hilfe eines Rampenmodells ist in Kap. 8 näher erläutert.

Faziestyp 1:

Subaerische Bildungen: Hier werden sämtliche Phänomene zusammengefaßt, die Hinweise auf ein Trockenfallen des Sedimentationsbereiches zulassen (Supratidal). Neben auch makroskopisch

erkennbaren, vertikal, subvertikal oder konzentrisch angeordneten Rißmustern (Abb. 12), die als Trocken- und Schrumpfungsrisse interpretiert werden können, sind dies vor allem vadose Zemente. Die Art der vorkommenden Organismen richtet sich nach dem Typus des Gesteines, welches trocken gefallen ist: Meist sind dies fossilführende Mikrite (Faziestyp 4) oder autochthone Riffgesteine (Faziestyp 6), wenn diese gegenüber den benachbarten Sedimentationsbereichen eine deutliche morphologische Erhöhung darstellten und somit bei sinkendem Meeresspiegel zuerst aus dem Wasser ragten. Letzteres scheint jedoch im Gebiet von Asbeck nicht der Normalfall gewesen zu sein.

Im Profilverlauf treten solche Auftauchphänomene nur in den Formationen 3 und 5 auf. Im unteren Teil der Mikrit-Stromatoporenkalk-Formation (3a/3b/3c) sind sie besonders häufig.

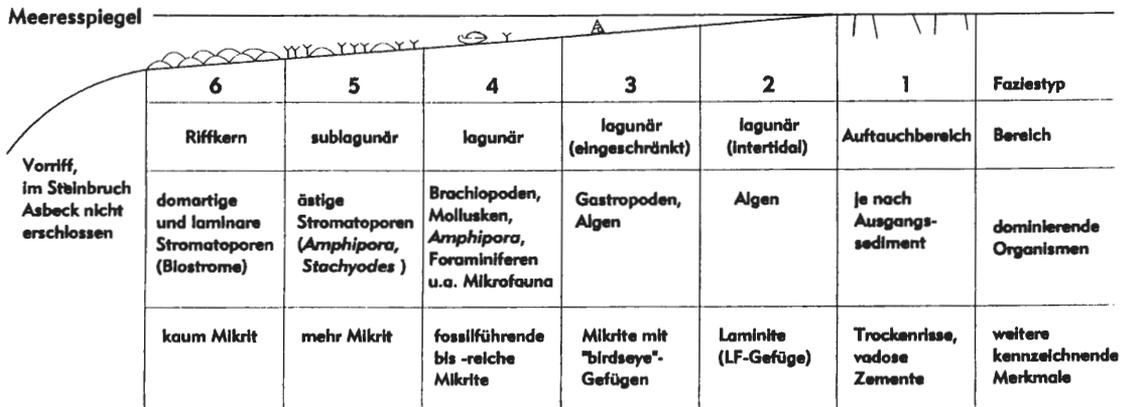


Abb. 16: Faziesmodell des untersuchten Riffkomplexes mit Einteilung der zur Analyse der zyklischen Entwicklung verwendeten Faziestypen 1 bis 6.

Faziestyp 2:

Laminite: Mikrite mit einer mm-Bänderung aus deutlich laminar angeordneten und vielfach auch horizontal gelängten Fenstergefügen (Abb. 12). Die Makrofauna ist stark verarmt. Lediglich Gastropoden kommen hin und wieder vor, selten vereinzelt Riffbildner als Bioklasten. Häufig sind allerdings Algen (bzw. Cyanobakterien), die letztlich das laminoide Gefüge dieser „Loferite“ hervorgerufen haben. In Dünnschliffen lassen sich darüber hinaus Calcisphären, Foraminiferen und Ostracoden mit einem Volumenanteil von bis zu 15% in der oft krümelig-peloidischen Mikritgrundmasse nachweisen (Dismikrit, Mudstone bis Wackestone). In einzelnen dünnen Lagen (hier als Tempestite gedeutet) können jedoch umgelagerte Riffbildner auch bis zu 40% Volumenanteil einnehmen (Grain- und Packstone).

Gesteine dieses Typs weisen auf intertidale Bildungsbedingungen hin (Tidalite). Nach seltenerem Vorkommen in der Mikrit-Stromatoporenkalk-Formation (3) treten sie erst in der Oberen Mikrit-Formation (5) häufiger auf. In der Unteren Mikrit-Formation (1) fehlen sie.

Faziestyp 3:

Mikrite mit nicht laminoiden Hohlraumgefügen: Meist sind dies komponentenarme Mud- und Wackestones, die verschiedenste Hohlraumgefüge („birdseyes“, Stromatactis) aufweisen, welche jedoch nicht, wie bei Faziestyp 2, auffällig horizontal aufgereiht oder gelängt sind. Diese Fenstergefüge sind z. T. von erheblicher Größe (bis mehrere cm lang) und können die verschiedensten regulären bis irregulären Formen annehmen (Abb. 12). Es bestehen Übergänge zu vermutlichen Trocken- und konzentrischen Schrumpfungsrissen (Faziestyp 1).

Die häufigsten Makrofossilien sind Gastropoden. Riffbildner (allermeist Stromatoporen) kommen autochthon gelegentlich in kleinen „patch-reefs“ sowie allochthon in Tempestit-Lagen (Pack- und

Grainstones) vor. In Dünnschliffen kann eine ähnliche Assoziation wie bei Faziestyp 2 beobachtet werden (Calcisphären, Foraminiferen, Ostracoden).

Solche fossilarmen Dismikrite treten in der Unteren Mikrit-Formation (1) noch selten auf. Ihre Hauptverbreitung liegt in der Mikrit-Stromatoporenkalk-Formation (3) und ganz besonders in der Oberen Mikrit-Formation (5). Derartige Gesteine deuten, wie diejenigen des Faziestyps 2, ebenfalls auf intertidale Bildungsbedingungen hin, wobei die „regressive Tendenz“ jedoch geringer ausgeprägt ist als bei den Laminiten. Insbesondere Hohlräume vom Stromatactis-Typus, wie sie im oberen Teil von Einheit 3a auftreten, können auch im subtidalen Bereich entstehen. Für eine geringere Emersionshäufigkeit und generell etwas größere Wassertiefen sprechen auch die etwas höhere Faunendiversität und die häufigere Verbreitung von „patch-reefs“.

Faziestyp 4:

Faunenführende bis -reiche Mikrite: Unter diesem Typ ist eine ganze Vielzahl verschiedenster lagunärer Gesteine zusammengefaßt, die sich, bei wechselndem Fossilgehalt, meist durch eine dichte oder auch krümelig-peloidische Mikritmatrix ohne oder zumindest mit nur gelegentlichem und dann sehr geringem Anteil an Hohlraumgefügen auszeichnen (Mud-, Wacke-, Pack- und Floatstones). Die authochthone Fauna und Flora umfaßt neben verschiedensten Riffbildnern vor allem Brachiopoden, Gastropoden und unbestimmbare Zweischaler sowie, im mikroskopischen Bereich, wiederum und noch häufiger als in den Faziestypen 2 und 3 die typischen lagunären Arten der Calcisphären, Foraminiferen und Ostracoden (SCHUDACK i. Vb.). Seltener sind verschiedene Echinodermereste sowie Bryozoen.

Riffbildner (vor allem domartige Stromatoporen sowie ästige Stromatoporen vom *Amphipora*-, weniger vom *Stachyodes*-Typ) treten in kleinen, seitlich auskeilenden „patch-reefs“ sowie als grobklastische Bestandteile von Tempestit-Lagen auf. Auch die in Einheit 1b besonders häufigen Stringocephalen-Lagen (Abb. 5) können als Folgen solcher Sturmereignisse gedeutet werden. In solchen besonders fossilreichen Lagen treten auch mikrofaziale Gesteinstypen mit Orthosparit-Grundmasse häufiger auf (Grainstones, Rudstones).

Die Gesteine dieses Faziestyps sind im Subtidal entstanden. Im Rahmen des hier angenommenen Faziesmodells nahm dieser Bereich wohl den Hauptteil der Lagune hinter einem Riffkerngürtel ein. Hinweise für Ablagerungen im Vorriff-Bereich finden sich nicht. Auch die im Vorriff oft so typischen Crinoiden treten im Profil Asbeck nur selten auf.

Faziestyp 5:

Sublagunäre *Amphipora*- und *Stachyodes*-Kalksteine überwiegen in dieser Fazieszone. Neben den genannten ästigen Stromatoporen kommen auch domartige Wuchsformen vor. Es finden sich alle Übergänge von parautochthonen Amphiporenrasen, die manche Schichtflächen in Form von dezimeterlangen verästelten Coenocien überdecken (oftmals übrigens als dünne Lagen mit besonders hohem Bitumengehalt), bis hin zu rein allochthonen Stromatoporenschuttkalken. Typisch sind jedoch Faziesbilder, wie sie die Abbildungen 9 und 10 zeigen: Die ästigen Stromatoporen nehmen den ganz überwiegenden Anteil des Gesteins ein, sind kaum umgelagert und nur schwach zerbrochen, wohingegen domartige Stromatoporenkolonien oft in Lebendstellung vorliegen.

Während es sich bei den im Rahmen der makroskopischen Profilaufnahmen als *Amphipora*-Typen notierten Fossilresten wohl auch immer tatsächlich um Stromatoporen handelt, zeigten Dünnschliffuntersuchungen, daß unter der Bezeichnung „*Stachyodes*-Typ“ auch vielfach ästige tabulate Korallen (*Thamnopora* u.a.) subsummiert wurden (siehe auch MAY 1988). Für den eigentlichen Zweck der vorliegenden Arbeit, die Analyse und Dokumentation der zyklischen Entwicklung der Karbonate, spielt diese Unterscheidung aufgrund prinzipiell ähnlicher Faziesansprüche jedoch keine allzu große Rolle (siehe auch Kap. 5.1). Entsprechend den Angaben bei zahlreichen Autoren (z. B. KREBS 1974, BURCHETTE 1981, MACHEL 1990) ist dagegen die Unterscheidung zwischen *Amphipora* und *Stachyodes* insofern von Bedeutung, als die erstgenannte Gattung mehr den lagunenwärts gelegenen, ruhigeren Teil des Hinterriffes und die „patch-reefs“ in der Lagune bevorzugt, während *Stachyodes* besonders häufig im unmittelbaren Übergangsbereich vom Riffkern sowohl zum Vor- als auch zum Hinterriff auftritt, aber auch im zentralen Riffgürtel gern wächst und somit höhere Strömungs- und Wellenenergien duldet.

Die genannten Angaben decken sich mit den im Steinbruch Asbeck beobachteten Verhältnissen. *Amphipora* ist häufiger in Gesteinen mit Mikritmatrix (je nach Komponentenanteil und -größe Mud-, Wacke-, Pack- oder Floatstones), während Stromatoporen vom *Stachyodes*-Typus (und Tabulata

vom *Thamnopora*-Typus, s. o.) viel häufiger auch mit domartigen Stromatoporen assoziiert sind (Abb. 10), bei den durch sie charakterisierten Gesteinen Übergänge zu Riffkalcken vom Faziestyp 6 bestehen und nicht selten auch ein hoher Anteil von Orthosparit-Zement auftritt (Grain- oder Rudstones). Auch dies unterstreicht das Bild eines im Durchschnitt höheren Energieniveaus im Lebens- und Ablagerungsbereich von *Stachyodes* im Vergleich zu jenem der Gattung *Amphipora*.

In der Grundmasse der Mikrite dieses Faziestyps kommen die bereits genannten Calcisphären, Foraminiferen und Ostracoden ebenfalls vor, meist jedoch in geringerer Zahl als in der eigentlichen Lagune. An Makrofossilien finden sich, neben Stromatoporen und Tabulata, häufiger auch rugose Korallen sowie wenige Brachiopoden, Bryozoen und Echinodermenreste.

Entstehungsort für die Gesteine war der flach-subtidale Bereich des proximalen Hinterriffes im Übergang vom Riffkern zur Lagune, wobei die *Amphipora*-Kalke eine stärker lagunäre (und somit regressive) Tendenz anzeigen als die *Stachyodes*-Kalke. Auch größere „patch-reefs“ innerhalb der Lagune werden diesem Fazies-Grundtyp zugeordnet.

Faziestyp 6:

Riffkern-Gesteine: Autochthone bis parautochthone Riffkalke mit hohem Anteil an domartigen und/oder laminaren Stromatoporen in Lebendstellung (Biolithite: Frame- und Bafflestones), jedoch z. T. auch Riffschutt-Kalke (Abb. 8). Die autochthonen Riffkalke weisen, auch wenn sie überwiegend aus großen domartigen Stromatoporen aufgebaut sind (Abb. 7), einen lagigen, biostromartigen Charakter auf. Außerdem lassen sich selbst diese Einheiten in annähernd gleicher Mächtigkeit und Ausbildung über den gesamten Steinbruchbereich (ca. 1 km) verfolgen. Für der Umgebung gegenüber morphologisch deutlich herausragende Bioherme finden sich keine überzeugenden Hinweise, mit Ausnahme weniger Fälle, in denen solche Riffkalke an der Oberseite Auftauchphänomene aufweisen (vgl. Faziestyp 1).

Bei den vier Einheiten aus ganz überwiegenden Riffkalcken innerhalb des Profils (2b/2c/4a/4c) ist jeweils die Entwicklung zu beobachten, daß diese an der Basis mit großen domartigen Stromatoporen einsetzen, während im oberen Teil laminare Stromatoporen häufig werden oder gar dominieren: Die Einheiten 2b und 2c bilden zusammen einen solchen Zyklus, die Einheiten 4a und 4c jeweils einen eigenen.

Typisch für viele Riffkalke ist auch die Tatsache, daß in manchen Lagen ein hoher Prozentsatz der Riffbildner nicht mehr in Lebendstellung vorliegt, sondern mehr oder weniger stark umgelagert ist (Abb. 8). Ausgesprochener Vorriff-Schutt dürfte hier jedoch kaum vorliegen, denn dazu fehlen die meisten der typischen Faziesassoziationen: So ist z. B. auch die im letzten Absatz beschriebene *Stachyodes*-Fazies nicht als jene des Vorriffes, sondern aufgrund der Anwesenheit von *Amphipora* und der gut ausgebildeten Schichtung als jene des Hinterriffes zu deuten (vgl. KREBS 1974). Vielmehr erscheint mir ein Entstehungsort dieser fast parautochthonen Gesteine, durch Stürme bedingt, in riffinternen Rinnen und Kanälen wahrscheinlich.

In der Grundmasse überwiegt sparitischer Zement deutlich gegenüber mikritischer Matrix. Liegt Mikritmatrix vor, treten wiederum in geringer Zahl Calcisphären, Foraminiferen und Ostracoden auf. Besonders auffallend ist jedoch ein oft hoher Gehalt an Echinodermenschill. In Einzelfällen liegen sogar reine Echinodermenschuttkalke (als Grainstones mit Sparitzement) vor.

Als Riffbildner fungieren neben den überwiegenden domartigen und lagigen auch ästige Stromatoporen vom *Stachyodes*-, weniger vom *Amphipora*-Typus, sowie Tabulata und Rugosa. Letztere sind jedoch wesentlich weniger häufig als in den sublagunären Hinterriff-Gesteinen (Faziestyp 5), zumindest die makroskopisch leicht erkennbaren Typen (siehe Kap. 5.1). Riffbindende Funktion erfüllten vor allem die häufig vorkommenden stromatolithischen Krusten (Cyanobakterien).

Die Riffkalke entstanden im flach-subtidalen Bereich, in einer gegenüber den vorher beschriebenen Faziestypen seewärts gelegenen Position von vermutlich unwesentlich größerer Wassertiefe. Problematisch ist die Deutung der drei genannten Großzyklen von überwiegenden domartigen zu häufig laminaren Stromatoporen: Diese scheinen den meist verbreiteten regressiven Zyklen gegenüber gegensätzlich zu verlaufen (Diskussion in Kap. 7).

Interessant ist ein Vergleich mit anderen für devonische Riffkomplexe erarbeiteten Modellen und Faziestypen: So hat z. B. MACHEL (1990) ein solches Modell für die Karbonate der Bohrung Romberg im „Briloner Riff“ vorgestellt. Diese erfaßt allerdings nicht wie der Steinbruch Asbeck nur einen Teilbereich, sondern die gesamte Entwicklung des Komplexes von einer Initialphase über eine

Bank-Phase („Schwelm-Fazies“) und die Hauptphase mit ausgeprägter Riffzonierung („Dorp-Fazies“) bis hin zur Auflösung derselben („Iberg-Fazies“). Somit sind aufgrund der größeren Vollständigkeit auch Vorriff-Gesteine erhalten, in denen für die Grenzziehung auch die maximale Wellenbasis eine größere Rolle spielt.

Gesteine wie die der im Vorriff-Bereich angesiedelten Zonen If, IIf und IIIf nach dem Modell von MACHEL sind in Asbeck nicht vorhanden. Lediglich in seine proximale Vorriff-Zone IVf könnten manche der in meiner Arbeit unter Faziestyp 5 subsummierten, jedoch als durch Sturmfluten vom Riff in die Lagune transportiert interpretierten Gesteine hineinpassen. Ansonsten gibt es gute Übereinstimmungen: Zone IV/V und V nach MACHEL entspricht dem Faziestyp 6 (Riffkernzone) der vorliegenden Arbeit, die Zonen IVb und IIIb dem Faziestyp 5 (sublagunäres Hinterriff), wobei die Untergliederung desselben in zwei unterschiedlich stark lagunär geprägte Typen u. a. durch das Vorherrschen von entweder *Amphipora* oder *Stachyodes* auch in Asbeck möglich ist. MACHELs Zone IIb wiederum konnte noch spezifiziert werden (Faziestypen 3 und 4 der Lagune), während seine Zone Ib mit Faziestyp 2 (Laminite, jedoch mit Übergängen zu Faziestyp 3) identisch ist.

Auch in zahlreichen weiteren Arbeiten jüngerer Datums über devonische Riffkomplexe in Mitteleuropa sind sehr ähnliche Faziestypen beschrieben worden, so z. B. für das Bergische Land (BURCHETTE 1981, STÄDTER 1989), das Sauerland (STÄDTER & KOCH 1987, MAY 1987, MALMSHEIMER et al. 1991) und den Harz (WELLER 1991), um nur wenige Beispiele zu nennen.

7. Zyklizität

Schon bei der Profilaufnahme im Steinbruch fällt die große Zahl von regressiven Kleinzyklen auf, die häufig in der vertikalen Entwicklung innerhalb einzelner, bis zu mehrere Meter mächtiger Kalkbänke repräsentiert sind. Bänke, die auf diese Weise intern gegliedert sind, sind im Profilverlauf unterschiedlich häufig. Am typischsten sind sie in der Mikrit-Stromatoporenkalk-Formation (3) des mittleren Abschnittes. Sie werden hier als Zyklen 3. Ordnung bezeichnet.

Zyklen 3. Ordnung:

Ein typischer derartiger Kleinzyklus, eine ca. 1 m mächtige Bank aus Einheit 3a, ist auf Abb. 17 skizziert: Sie setzt an der Basis mit scharfer Grenze ein und besteht in der unteren Hälfte überwiegend aus domartigen Stromatoporen in Lebendstellung (Faziestyp 6). Laminare Stromatoporen sind seltener, während in den Zwischenräumen Stromatoporen vom *Stachyodes*-Typ und rugose Korallen, zum Hangenden zunehmend auch *Amphipora*, teils autochthon, teils parautochthon auftreten. Etwa in der Mitte der Bank überwiegt *Amphipora* (Faziestyp 5), und sofort darauf folgen biogenführende Mikrite ohne Hohlraumgefüge (Faziestyp 4), u. a. mit *Stringocephalus* und Gastropoden. In der Mitte der oberen Hälfte dominieren noch einmal sublagunäre Amphiporenkalke mit wenigen domartigen Stromatoporen in Lebendstellung (Faziestyp 5), vermutlich ein „patch-reef“ innerhalb der Lagune repräsentierend, bis der Zyklus schließlich am Top der Bank über fossilarme Mikrite mit „birdseye“-Strukturen und wenigen Gastropoden (Faziestyp 3) in Laminite (Mikrite mit laminaren Hohlraumgefügen) übergeht (Faziestyp 2). Häufig setzt hierüber dann der nächstfolgende Kleinzyklus ein, ebenfalls wieder mit scharfer Grenze und biostromalen Riffkalken an der Basis.

Wenn man diese bankinterne Abfolge der Faziestypen unter Berücksichtigung leichter Schwankungen (Amphiporenkalke innerhalb der Mikrite im oberen Teil) idealisiert, läßt sich in diesem kleinzyklischen Bereich in vielfacher Wiederholung die Abfolge der Faziestypen 6-5-4-3-2 (+ evtl. 1 = Auftauchen) konstatieren, was einer regressiven Tendenz vom Subtidal zum Inter- und schließlich Supratidal entspricht. Natürlich ist diese ideale Abfolge in vielen Einzelfällen etwas modifiziert, an der Basis oder am Top unvollständig, doch herrscht generell ein derartiger Trend in vielen Einzelbänken, vor allem der Formation 3, vor.

Ganz ähnliche regressive Zyklen mit ebenfalls nur wenigen Metern Mächtigkeit beschrieb BURCHETTE (1981) aus devonischen Riffkomplexen im Bergischen Land sowie, in nicht ganz so idealer Ausbildung, aus der Eifel. Er interpretierte sie als wiederholte allmähliche Auffüllungen von Lagunen bei seewärtigem Vorwachsen von Riffgürteln (regressive Phase), welche mit sehr schnell erfolgten Transgressionen wechselten. Während dieser Transgressionen kam es meist nicht zu einer Sedimentation. Allerdings führte BURCHETTE einen Zyklus als typisch auf, der zuunterst mit

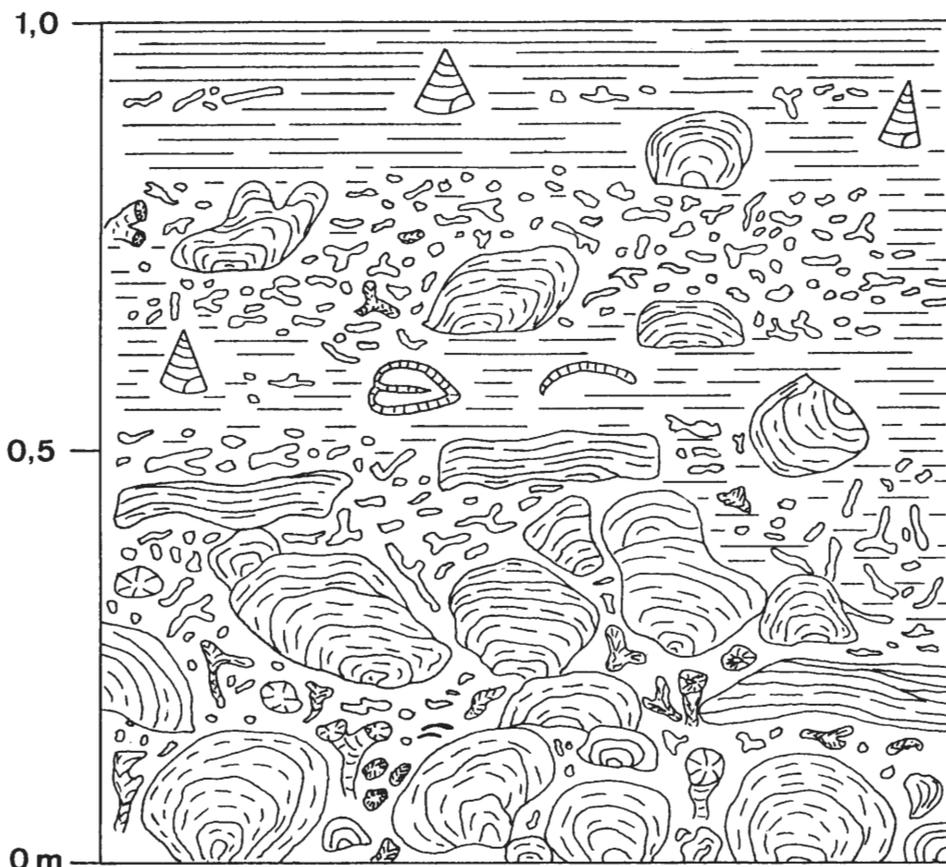


Abb. 17: Schematische Skizze einer Bank in Einheit 3a, die einen in Asbeck häufigen Kleinzyklus (Zyklizität 3. Ordnung) in typischer Weise repräsentiert. Erläuterung im Text.

Amphiporenkalken einsetzt, während erst darüber das Biostrom mit domartigen Stromatoporen folgt. Diese Amphiporenkalke wären somit noch als Produkt des transgressiven Astes einer Meeresspiegelschwankung zu interpretieren. Im Steinbruch Asbeck ist selbst dies bei den typischen Kleinzyklen kaum der Fall.

Auch MALMSHEIMER, MENSINK & STRITZKE (1991) diskutierten solche regressiven Kleinzyklen aus dem Bereich des Briloner Riffkomplexes. Sie wurden u. a. von MESTERMANN (1988) detailliert untersucht und weisen vergleichbare Faziesabfolgen auf, meist jedoch mit geringerem Anteil an biostromalen Riffkalken. Wie bei BURCHETTE (1981) und auch bei den Kleinzyklen von Asbeck finden sich am Top dieser Sequenzen gelegentlich subaerische Bildungen.

Zyklen 2. Ordnung:

Über die im Bankbereich vorhandene Kleinzyklizität hinaus wurde der Versuch gemacht, zu einer objektivierten Ansprache von Großzyklen zu kommen, indem jeder ausgegliederten Schichteinheit des Gesamtprofils der jeweils volumenmäßig dominierende Faziestyp (1–6) zugeordnet und dann für diese sechs Typen die jeweilige Übergangshäufigkeit in einen anderen Faziestyp im Hangenden berechnet wurde. Im Prinzip entspricht dies, in vereinfachter Form, den Wahrscheinlichkeitsberechnungen einer Sequenzanalyse.

Die Ergebnisse der Analyse sind auf Abb. 18 dargestellt. Es wird sehr deutlich, daß z. B. die Wahrscheinlichkeit, daß auf Riffkerngesteine (6) sublagunäre Kalke (5) folgen, wesentlich höher ist als jene, daß diese zum Hangenden direkt in fossilführende lagunäre Mikrite (4) übergehen. Entsprechend ist auch die Wahrscheinlichkeit eines direkten Überganges vom Faziestyp 5 in Faziestyp 4 besonders hoch. Beides entspricht einem Progradieren des Riffgürtels zum offenen

		Hangendes					Gesamtzahl Übergänge	
		6	5	4	3	2		1
L i e g e n d e s	6	-	64,4	11,1	6,6	2,2	15,5	45
	5	28,2	-	57,7	9,9	2,8	1,4	71
	4	13,7	29,9	-	26,4	17,2	10,3	87
	3	11,1	33,3	47,2	-	5,5	2,7	36
	2	4,8	14,2	66,6	14,2	-	0	21
	1	38,8	16,6	27,8	5,5	11,1	-	18

Abb. 18: Übergangshäufigkeiten zwischen den sechs Faziesgrundtypen im Profil, berechnet in Prozent für die jeweiligen Liegendschichten (in Zeilen = horizontal). Am rechten Rand ist die Gesamtzahl von Übergängen für die sechs möglichen Grundtypen von Liegendschichten dargestellt, auf die sich die Prozentberechnungen beziehen.
Lesebeispiel: Von einer Liegendschicht des Faziestyps 6 (autochthones Riffwachstum) kommt es im Verlaufe des Gesamtprofils 45mal zum Übergang in einen anderen Faziestyp. 64,6% dieser Übergänge sind solche in Faziestyp 5 (sublagunär, back-reef), jedoch nur 11,1% solche in Faziestyp 4 (biogenführende Mikrite).

Meer, also einer Regression. Bei den verschiedenen Typen lagunärer Mikrite (Faziestypen 2–4) sind diese Tendenzen allerdings nicht mehr so eindeutig, da hier sehr viele Einzelwerte aus der Oberen Mikrit-Formation, in der kaum typische regressive Zyklen und kaum noch autochthones Riffwachstum auftreten, in die Berechnung eingingen (siehe hierzu auch Kap. 8).

Tatsächlich ergaben sich auf diese Weise über einige wenige, schon bei der Betrachtung des Profils augenfällige Großzyklen hinaus eine Reihe weiterer Zyklen 2. Ordnung (Abb. 19). Solche Großzyklen können im einzelnen, so z. B. in den Einheiten der Mikrit-Stromatoporenkalk-Formation (3), aus einer Abfolge von Kleinzyklen bestehen, in denen zum Hangenden der Anteil lagunärer Mikrite jeweils steigt.

Großzyklen von ähnlichem Maßstab (10–50 Meter Mächtigkeit) beschrieben MAY (1987) aus dem Gebiet nördlich von Brilon (jedoch als transgressive Zyklen mit unterdrücktem regressivem Ast) sowie STÄDTER & KOCH (1987) vom Südrand des Briloner Riffkomplexes. Auch die letztgenannten Autoren sahen die zyklische Entwicklung mit lagunären Kalken an der Basis und Riffkalken am Top, unterstützt durch geochemische und Rückstandsuntersuchungen, genau entgegengesetzt zu der hier für den Steinbruch Asbeck vorgestellten Großzyklizität. Allerdings war die paläogeographische Lage dort auch eine ganz andere als im untersuchten Gebiet: Das Riff am Südrand des Briloner Komplexes saß direkt der Schelfkante auf, nahm offenbar der dahinterliegenden Lagune gegenüber eine deutlich erhöhte Position ein und repräsentiert damit die ehemals geringere Wassertiefe. Demnach können auch hier, wie in Asbeck, die Großzyklen möglicherweise jeweils den regressiven Ast einer Meeresspiegelschwankung repräsentieren, während in der transgressiven Phase nicht sedimentiert wurde. Andeutungen zu einer solchen Interpretation (neben anderen Gründen) finden sich auch in der genannten Arbeit.

Bei den auf Abb. 19 dargestellten Großzyklen (Zyklen 2. Ordnung) von Asbeck gibt es nur in drei Fällen Schwierigkeiten bei der Interpretation: Sowohl im Gesamtzyklus, zu dem die Einheiten 2a und 2b zusammengefaßt werden können, als auch bei den leichter anzusprechenden Großzyklen Einheit 4a–4b und Einheit 4c–5a dominieren im unteren Teil der Riffkalke domartige Stromatoporen, während im oberen Teil laminare Stromatoporen häufiger werden, bevor dann, zumindest bei den beiden letztgenannten Zyklen, die regressive Entwicklung weiter über sublagunäre Kalke zu lagunären Mikriten verläuft. Nun werden allerdings bei den für die devonischen Riffkomplexe üblichen Zonierungen (KREBS 1974, BURCHETTE 1981 u. a.) laminare Stromatoporen standardmäßig dem Vorriff-Bereich oder zumindest doch dem see- und brandungswärts gelegenen Teil des Riffkerns zugeordnet. Die beschriebenen Entwicklungen würden somit der sonst so eindeutigen regressiven Tendenz der Zyklen widersprechen. Im Falle der Unteren Stromatoporenkalk-Formation (2), in deren oberem Teil das Überwiegen laminarer Wuchsformen besonders augenfällig ist, ließe

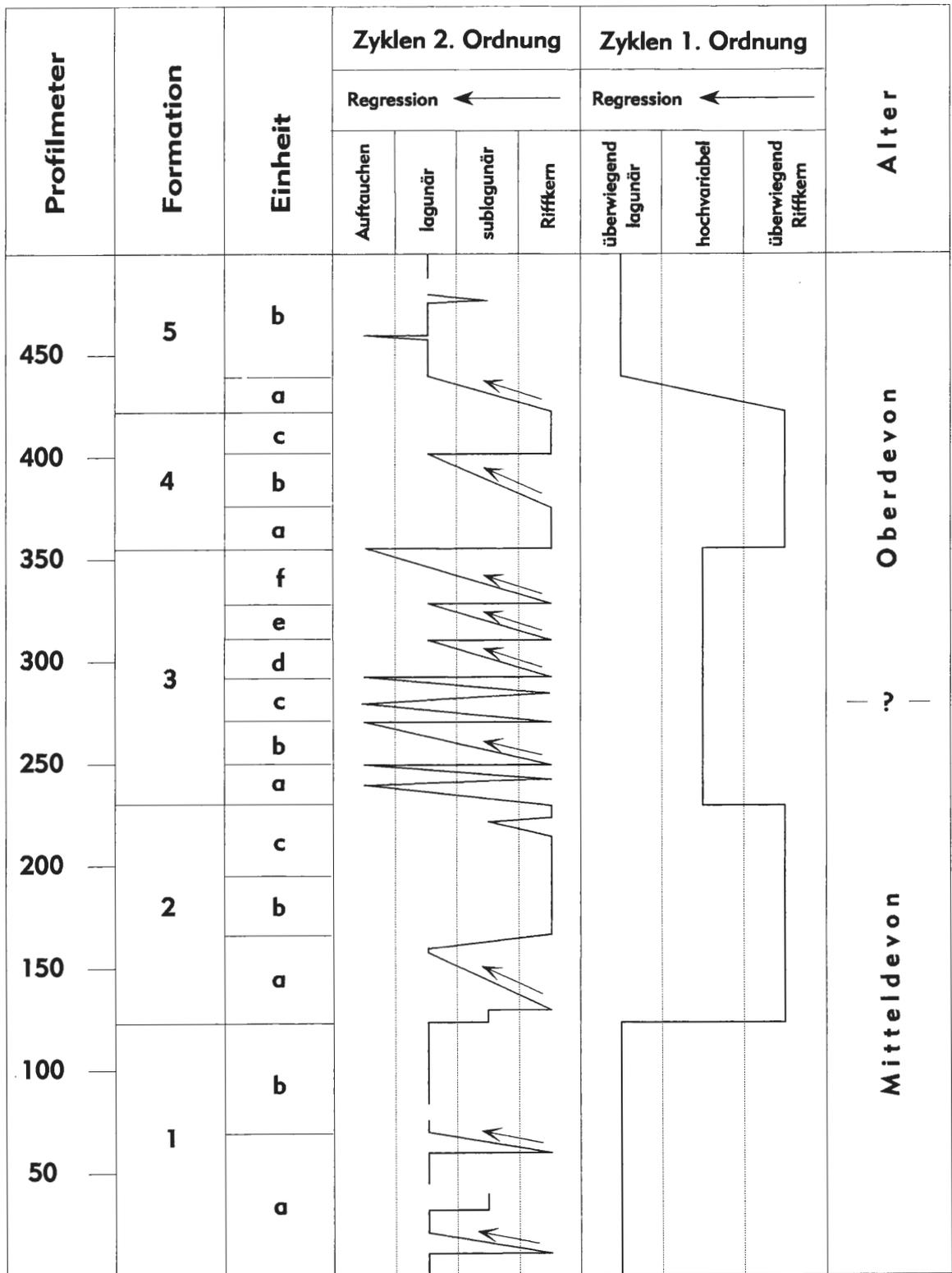


Abb. 19: Zyklen-Gesamtentwicklung im Profil. In der Spalte „Zyklen 2. Ordnung“ sind die besonders deutlichen regressiven Großzyklen mit zusätzlichen Pfeilen markiert (siehe jedoch Einschränkungen bezüglich der regressiven Zyklen in den Einheiten 4a/4b und 4c/5a im Text).

sich diese Tendenz noch durch die ausnahmsweise gute sedimentäre Dokumentation des transgressiven Astes einer Meeresspiegelschwankung erklären, da im unmittelbar Hangenden eine Aufschlußblöcke vorliegt und somit der gesamte Zyklus nicht repräsentiert ist. In den anderen beiden genannten Fällen bleiben die offensichtlichen Widersprüche nach derzeitigem Kenntnisstand allerdings noch ungelöst.

Zyklen 1. Ordnung:

Im Gesamtverlauf des 600 m mächtigen Profils ist eine den Großzyklen (2. Ordnung) noch übergeordnete Zyklizität, hier als solche 1. Ordnung bezeichnet, deutlich (Abb. 19). Sie verläuft von ganz überwiegenden lagunären Mikriten im untersten Teil (1 = Untere Mikrit-Formation) über mächtige autochthone bis parautochthone Riffkalke (2 = Untere Stromatoporenkalk-Formation) zu einer besonders wechselhaften Mischfazies (3 = Mikrit-Stromatoporenkalk-Formation), dann wieder über eine zweite Phase vorherrschenden Riffwachstums (4 = Obere Stromatoporenkalk-Formation) zu der das Profil abschließenden lagunären Oberen Mikrit-Formation (5). Die Mächtigkeiten dieser Zyklen liegen im Bereich von 200–300 Metern, denn man muß ja hier jeweils zwei der durch sie definierten kartierbaren Einheiten (= Formationen) zusammenfassen. Auch diese Megazyklen lassen sich durch relative Meeresspiegelschwankungen erklären (siehe Kap. 8), allerdings wird dabei eine bevorzugt in der Sedimentfolge dokumentierte Tendenz (transgressiv oder regressiv) nicht so deutlich wie bei den beschriebenen Zyklen 2. und 3. Ordnung.

8. Gesamtentwicklung und Interpretation

Der Gesamtverlauf des bearbeiteten Profilsabschnittes (Abb. 19) zeigt eine ähnliche Entwicklung wie in benachbarten Profilen sowie auch in einigen anderen devonischen Riffkomplexen des Sauerlandes. In der Terminologie von KREBS (1974) folgt vielfach über einer Initialphase der Karbonatsedimentation zuerst eine Bankfazies ohne Riffzonierungen (Schwelm-Fazies), darüber eine Phase, in der diese sehr deutlich ausgeprägt sind (Dorp-Fazies), und schließlich das Ende der Riffentwicklung mit einer relativ gleichförmigen, wiederum mikritreichen Iberg-Fazies.

Ob die ältesten im Steinbruch erschlossenen Schichten (Untere Mikrit-Formation) nach dieser Terminologie noch der Schwelm- oder schon der Dorp-Fazies zuzurechnen sind, soll hier nicht weiter diskutiert werden, denn eigentlich sind solche Schemata oft zu streng, um sie auf alle in der Natur vorkommenden Fälle anwenden zu können. Auf jeden Fall liegt die Profilbasis bereits deutlich oberhalb des Riff-(oder Karbonat-)Initialstadiums. Unter Verwendung dieser Begriffe sind allerdings die beiden Stromatoporenkalk-Formationen (2 und 4) sowie die diesen zwischengelagerte hochvariable Mischfazies mit ihren sechs regressiven Großzyklen (Formation 3) unter Einschluß von Einheit 5a auf jeden Fall als Dorp-Fazies zu bezeichnen, während der darüberfolgende Hauptteil der Oberen Mikrit-Formation (5) die typischen Merkmale der Iberg-Fazies zeigt. Ähnliche Gesamtentwicklungen devonischer Massenkalk-Profile beschrieben, zumindest in Teilen, auch MACHEL (1990) und MALMSHEIMER, MENSINK & STRITZKE (1991) aus dem Briloner Riffkomplex sowie, von HLADIL (1986) zu vergleichbaren großzyklischen Abfolgen zusammengefaßt, zahlreiche weitere Autoren aus vielen Teilen der Welt.

Die bei MACHEL (1990) postulierte Zunahme der Wassertiefe in seiner „Iberg“-Fazies bestätigte sich im Steinbruch Asbeck jedoch nicht, wie durch die häufigen intertidalen Laminite und subaerischen Bildungen in Einheit 5b verdeutlicht wird. Die hier vorliegenden Ergebnisse erhärten statt dessen die Ansicht von STÄDTER & KOCH (1987), die zumindest am Südrand des Briloner Komplexes für eine abnehmende Wassertiefe gegen Ende der Riffsedimentation plädierten. Auch MALMSHEIMER, MENSINK & STRITZKE (1991) beschrieben entgegen den Annahmen von MACHEL (1990, S. 65: weder intra- bis supratidale Laminite in der Iberg-Fazies noch eine präkarbonische Verkarstung) Karstbildungen bereits aus dem Adorfium. Das Ende dieser „Iberg“-Sedimentation und die weitergehende Entwicklung sind in dem im Steinbruch Asbeck untersuchten Profilschnitt jedoch nicht repräsentiert.

Die Interpretation der regressiven Zyklen sowohl 2. als auch 3. Ordnung ist am überzeugendsten, wenn man relative Meeresspiegelschwankungen als Ursache heranzieht. Wie bereits in Kap. 7 kurz erläutert, wurden vor allem die Kleinzyklen bereits von mehreren Autoren derart interpretiert, daß sie die Folge kurzfristiger Meeresspiegelschwankungen sind, deren transgressive Phase sehr

schnell erfolgte und nicht (oder nur untergeordnet) durch Sedimente repräsentiert ist. Auch die Häufigkeit dieser Kleinzyklen in ihrer oft schnellen Aufeinanderfolge spricht nicht gegen eine solche Deutung, denn in derart flachen Meeresgebieten wie den hier untersuchten Riffkern- und Lagunenbereichen genügen zur Entwicklung der beschriebenen Faziesabfolgen bereits sehr geringfügige Niveauunterschiede.

Andere mögliche Ursachen, die schon als Erklärung ähnlicher Phänomene herangezogen wurden, sind z. B. die zyklische Einbringung von Sediment durch Sturmfluten (EBERLI & GINSBURG 1988), wandernde Karbonatinseln im Gezeitenraum (PRATT & JAMES 1986), wandernde „patch-reefs“ in der Lagune, zyklische Änderungen in der Stärke der Karbonatproduktion und Schwankungen in der Absenkungsgeschwindigkeit der Massenkalkkomplexe. Mit Ausnahme des letztgenannten Punktes lassen sich all diese Erklärungen aber nicht mit den im Steinbruch Asbeck beobachteten typischen Kleinzyklen in Übereinstimmung bringen, zumindest nicht, wenn diese die vollständige Idealabfolge (Kap. 7 und Abb. 17) aufweisen.

Schwankungen in der synsedimentären Absenkungsgeschwindigkeit der Massenkalkkomplexe können sich auf die horizontale Verlagerung von Riffkomplex-Zonen, die ja schließlich die beschriebenen zyklischen Vertikalabfolgen herbeiführten, ähnlich ausgewirkt haben wie relative Meeresspiegelschwankungen. Deshalb kann an dieser Stelle nicht entschieden werden, welche von beiden Möglichkeiten die eigentliche Ursache war. Letztlich sind beide Faktoren auch miteinander kombiniert, wenn als tieferer Grund für diese Schwankungen eine wechselnde Intensität der Lokaltektonik angenommen wird.

Theoretisch könnten solche kurzfristigen Meeresspiegelschwankungen auch weltweiter (eustatischer) anstatt nur regionaler (relativer) Natur sein. Diese könnten im Sinne der bekannten Milankovitch-Zyklen extraterrestrisch induzierte klimatische Ursachen haben, wie das ja mittlerweile für viele auch präpleistozäne Sedimentfolgen angenommen wird. Allerdings wäre dies im vorliegenden Falle sehr schwer konkret nachzuweisen oder auch nur wahrscheinlich zu machen, da die Datierung der untersuchten Schichtfolge viel zu schlecht ist, um auch nur annähernd die absolute Zeitdauer eines Einzelzyklus abzuschätzen und mit den Milankovitchschen Strahlungskurven und den Zeitdauern der durch diese zu fordernden Klimazyklen (in mehreren Größenordnungen) zu vergleichen. Dieser Mangel an biostratigraphischen Daten erschwert auch den Versuch, das durch die Abfolge der Großzyklen untergliederte Asbeck-Profil mit ebenfalls gut untersuchten, den Massenkalk von Brilon vollständig oder fast vollständig durchteufenden Bohrungen zu korrelieren, sei es im Sinne einer Korrelation mit Hilfe eustatischer Meeresspiegelschwankungen, oder sei es mit Hilfe von tektonischen „Phasen“, die sich möglicherweise auf diese benachbarten Riffkomplexe in etwa zeitgleich auswirkten. Beim derzeitigen Stand der Datierungen in Asbeck müssen solche Versuche zwangsläufig scheitern.

Die derzeit beste Erklärung für die regressiven Klein- sowie die ihnen übergeordneten Großzyklen von Asbeck bietet, im Zusammenhang mit der paläogeographischen und lokaltektonischen Situation (Abb. 1), somit folgendes Modell:

Nach neueren Arbeiten (z. B. PAPROTH 1987) war der Bereich des heutigen Remscheid-Altener Sattels bereits im Devon eine tektonisch aktive Inversionsstruktur (Lenne-Struktur). Mit dem Unter-Givetium hatte diese ihre Entwicklung abgeschlossen und fungierte im weiteren Verlauf des Devons als relativ stabiles Hochgebiet, in dessen Umrandung der heute als Massenkalk von Hagen – Iserlohn – Balve bekannte Riffkomplex sich bei stetiger Absenkung zu einer Mächtigkeit von bis zu 1000 und mehr Metern (KREBS 1974) akkumulierte. Eine solche Saumriff-Position mit einer „land-“ bzw. lagunenwärts sinkenden Wassertiefe und einer rampenartigen Morphologie (wie in Abb. 16 dargestellt) paßt m. E. wesentlich besser zu den im Steinbruch Asbeck beobachteten Phänomenen als die von KREBS (1974) für möglich gehaltene Atoll-Struktur mit zentraler Lagune.

Lokaltektonisch bedingte Schwankungen der Absenkungsrate führten zu den relativen Meeresspiegelschwankungen. Ein Einzelzyklus kann dabei folgendermaßen entstanden sein: Durch ein (im geologischen Zeitrahmen) ruckartiges Absinken der Lenne-Struktur kam es zu einer besonders schnellen Transgression und Überflutung des Sedimentationsbereiches, so daß der Riffkern-Gürtel sich in flacherem Wasser („landeinwärts“) neu ansiedeln mußte. In einer darauffolgenden Stillstandsphase (bzw. einer Phase normaler, sehr langsamer Subsidenz) baute sich der Riffkern-Gürtel allmählich wieder seewärts vor, und die dahinterliegende Lagune wurde, wie von BURCHETTE (1981) diskutiert, allmählich aufgefüllt, geriet in den Gezeitenbereich und (bei vollständig ausgebildetem Idealzyklus) verlandete schließlich, bis bald darauf die nächste ruckartige Senkung mit

schneller Transgression erfolgte. Auf diese Weise kamen die in der Vertikalfolge regressiven Sedimentationszyklen auf der flach geneigten rampenförmigen Fläche in der Umrandung der Lenne-Struktur zustande. Am deutlichsten sind diese ruckartigen Bewegungen während der Hauptphase der Riffentwicklung mit ihrer ausgeprägt entwickelten Lateralzonierung dokumentiert.

9. Dank

Prof. Dr. H. Mensink † (Bochum) regte die vorgestellten Untersuchungen an. Seiner stets engagierten und geduldigen Unterstützung sei hier besonders gedacht. Dipl.-Geol. U. Eiserlo (Bochum) überließ mir zum Vergleich und als Arbeitsgrundlage die Karten und Profile aus seiner Kartierung und gab mir Anregungen für die Arbeit im Steinbruch. Dipl.-Geol. U. Schudack (Berlin) half bei der Profilaufnahme und analysierte die Mikrofazies zahlreicher Dünn- und Anschliffe. Dr. W. Struve (Frankfurt) gab mir wertvolle Hinweise zur Palökologie der Stringocephalen. Allen genannten Personen bin ich zu großem Dank verpflichtet, außerdem Herrn M. Ress für Fotoarbeiten im Steinbruch, Herrn W. Malcherek für Zeichenarbeiten und Herrn W. Gilsing für die Herstellung von Dünn- und Anschliffen (alle Bochum).

Mein Dank gilt auch den Rheinisch-Westfälischen Kalkwerken AG (Menden) für die Erlaubnis, im Steinbruch Asbeck Untersuchungen durchführen zu dürfen, der Wintershall AG (Barnstorf) für finanzielle Unterstützung sowie Herrn Dr. R. Stritzke (Krefeld) und Dipl.-Geol. U. Schudack für die kritische Durchsicht des Manuskriptes. Zahlreiche Anregungen zum Devon des Sauerlandes erhielt ich bei Diskussionen mit Dr. R. Th. Becker (Berlin).

10. Literatur

- BOUCOT, A. J., JOHNSON, J. G. & STRUVE, W. (1966): *Stringocephalus*, ontogeny and distribution. – J. Paleontol., **40**: 1349–1364; Tulsa.
- BURCHETTE, T. P. (1981): European Devonian reefs: a review of current concepts and models. – S. E. P. M. Spec. Publ., **30**: 85–142; Tulsa.
- CLAUSEN, C.-D. & ZIEGLER, W. (1989): Die neue Mittel-/Oberdevon-Grenze – ihre Anwendungsmöglichkeiten im Rheinischen Schiefergebirge. – Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **35**: 9–30; Krefeld.
- EBERLI, G. P. & GINSBURG, R. N. (1988): The potential of platform carbonates to record eustatic sea-level fluctuations – exemplified on seismic data from the Great Bahama Bank. – Colloque paléobathymétrie, eustatisme et séquences de dépôts, Marseille 1988, **5**: 61.
- EISERLO, U. (1987): Die geologische Gliederung des Steinbruches Asbeck/Hönnetal. – Dipl.-Kart. Univ. Bochum: 31 S. (unveröff.)
- FLÜGEL, E. & HÖTZL, H. (1971): Foraminiferen, Calcisphaeren und Kalkalgen aus dem Schwelmer Kalk (Givet) von Letmathe im Sauerland. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **137**: 358–395; Stuttgart.
- HLADIL, J. (1986): Trends in the development and cyclic patterns of Middle and Upper Devonian buildups. – Facies, **15**: 1–34; Erlangen.
- JOHNSON, J. G., KLAPPER, G. & TROJAN, W. R. (1980): Upper range of *Stringocephalus* (Devonian Brachiopoda). – Newsl. Stratigr., **8**: 232–235; Berlin und Stuttgart.
- KERSHAW, S. & RIDING, R. (1978): Parameterization of stromatoporoid shape. – Lethaia, **11**: 233–242; Oslo.
- KÖNIGSHOF, P., GEWEHR, B., KORNDER, L., WEHRMANN, A., BRAUN, R. & ZANKL, H. (1991): Stromatoporen-Morphotypen aus einem zentralen Riffbereich (Mitteldevon) in der südwestlichen Lahnmulde. – Geologica et Palaeontologica, **25**: 19–35; Marburg.
- KREBS, W. (1974): Devonian carbonate complexes of Central Europe. – S. E. P. M. Spec. Publ., **18**: 155–208; Tulsa.
- MACHEL, H.-G. (1990): Faziesinterpretation des Briloner Riffs mit Hilfe eines Faziesmodells für devonische Riffkarbonate. – Geol. Jb., D **95**: 43–83; Hannover.
- MALMSHEIMER, K. W., MENSINK, H. & STRITZKE, R. (1991): Gesteinsvielfalt im Riffgebiet um Brilon. – Geol. Paläont. Westf., **18**: 67–83; Münster.
- MAY, A. (1987): Der Massenkalk (Devon) nördlich von Brilon (Sauerland). – Geol. Paläont. Westf., **10**: 51–84; Münster.
- MAY, A. (1988): Fossilführung und Palökologie des lagunären Massenkalkes (Devon) im Sauerland (Rheinisches Schiefergebirge). – Paläont. Z., **62**: 175–192; Stuttgart.

- MESTERMANN, B. (1988): Fenstergefüge in einem lagunären Kalkzyklus des Briloner Riffes nördlich Brilon. – Dipl.-Arb. Univ. Bochum: 48 S. (unveröff.)
- PRATT, B. R. & JAMES, N. P. (1986): The St. Georg Group (Lower Ordovician) of western Newfoundland: tidal flat island model for carbonate sedimentation in shallow epeiric seas. – *Sedimentology*, **33**: 313–343; Oxford.
- SCHUDACK, M. E. (i. Vb.): Die lagunäre Mikrofauna und -flora im devonischen Riffkomplex von Asbeck (Hönnetal, Rheinisches Schiefergebirge).
- STÄDTER, T. (1989): Mikrofazies, Strukturverhältnisse und Diagenese der Wülfrather Kalksteinlagerstätte (Devon, Rheinisches Schiefergebirge). – *Facies*, **21**: 57–98; Erlangen.
- STÄDTER, T. & KOCH, R. (1987): Mikrofazielle und diagenetische Entwicklung einer devonischen Karbonatfolge (Givet) am SW-Rand des Briloner Sattels. – *Facies*, **17**: 215–230; Erlangen.
- STRUVE, W. (1963): Das Korallen-Meer der Eifel vor 300 Millionen Jahren – Funde, Deutungen, Probleme. – *Natur und Museum*, **93**: 237–276; Frankfurt.
- STRUVE, W. (1982): Schalthier-Faunen aus dem Devon des Schwarzbach-Tales bei Ratingen, Rheinland. – *Senckenbergiana lethaea*, **63**: 183–283; Frankfurt.
- STRUVE, W. (1989): Zur Lebensweise von Schalentieren auf mittel-devonischen Karbonat-Plattformen. – *Natur und Museum*, **119**: 128–139; Frankfurt.
- WELLER, H. (1991): Facies and development of the Devonian (Givetian/Frasnian) Elbingerode reef complex in the Harz area (Germany). – *Facies*, **25**: 1–50; Erlangen.

Bisher sind in dieser Reihe erschienen:

Heft 1

KAMPMANN, Hans:

Mikrofossilien, Hölzer, Zapfen und Pflanzenreste aus der unterkretazischen Sauriergrube bei Brilon-Nehden.

Beitrag zur Deutung des Vegetationsbildes zur Zeit der Kreidesaurier in Westfalen.

November 1983, 146 S., 20 Abb., 1 Tab., 61 Taf.

DM 28,00

Heft 2

MINNIGERODE, Christian; KLEIN-REESINK, Josef:

Das Dörentruper Braunkohleflöz als Zeuge eines fossilen Moores.

Petrographische und palynologische Untersuchungen zur Flözgenese.

Juli 1984, 68 S., 17 Abb., 12 Tab., 9 Taf.

DM 16,00

Heft 3

BRAUCKMANN, Carsten; KOCH, Lutz; KEMPER, Michael:

Spinnentiere (Arachnida) und Insekten aus den Vorhalle-Schichten (Namurium B; Ober-Karbon) von Hagen-Vorhalle (Westdeutschland).

Januar 1985, 132 S., 57 Abb., 23 Taf.

DM 25,00

Heft 4

AVLAR, Hüseyin; DOHMEN, Maria:

Bemerkungen zur Schwarzschiefer-Fazies der Remscheider Schichten und erste Untersuchungsergebnisse der Vertebraten-Fundstelle NE-Kierspe (Sauerland, Rheinisches Schiefergebirge).

SCHALLREUTER, Roger:

Ein ordovizisches Kalksandstein-Geschiebe aus Westfalen.

SPRINGHORN, Rainer; DIEKMANN, Sieghard:

Böden in Lippe.

Anwendung moderner Präparationsmethoden bei der Darstellung ostwestfälischer Bodentypen.

Mai 1985, 65 S., 14 Abb., 1 Tab., 10 Taf.

DM 16,00

Heft 5

SCHÖNFELD, Joachim:

Zur Lithologie, Biostratigraphie und Fossilführung des Ober-Santon Mergels von Westerwiehe (Ostwestfalen).

SCHALLREUTER, Roger:

Eine weitere kalkschalige Foraminifere aus einem ordovizischen Geschiebe Westfalens.

Dezember 1985, 56 S., 28 Abb., 2 Tab., 3 Taf.

DM 14,00

Heft 6

JORDAN, Hartmut & GASSE, Wolfgang:

Bio- und lithostratigraphisch-fazielle Untersuchungen des glaukonitisch-sandigen Santon und Campan im südwestlichen Münsterland.

FRIEG, Clemens:

Planktonische Foraminiferen zwischen Ober-Alb und Mittel-Turon im Ruhrgebiet.

SVÁBENICKÁ, Lilian:

Coccolithen aus der Ober-Kreide der Bohrung Werne 8, westlich Hamm in Westfalen (NW-Deutschland).

August 1986, 88 S., 10 Abb., 3 Tab., 14 Taf.

DM 19,50

Heft 7

Beiträge zur Geschiebekunde Westfalens I

SCHALLREUTER, Roger:

Geschiebekunde in Westfalen

SCHALLREUTER, Roger:

Ostrakoden aus ordovizischen Geschieben Westfalens I

SCHALLREUTER, Roger & SCHÄFER, Rainer:

Cruminata (Ostracoda) aus Silurgeschieben Westfalens I

SCHALLREUTER, Roger:

Ostrakoden aus silurischen Geschieben Westfalens I

SCHALLREUTER, Roger & SCHÄFER, Rainer:

Gibba (Ostracoda) aus einem Silurgeschiebe Westfalens

SCHALLREUTER, Roger & SCHÄFER, Rainer:

Karbonsandsteine als Lokalgeschiebe

SCHÄFER, Rainer:

Erfahrungen beim Geschiebesammeln im Münsterländer Hauptkiessandzug

Mai 1987, 88 S., 8 Abb., 11 Taf.

DM 24,00

Heft 8

NORMAN, David B. & HILPERT, Karl-Heinz mit einem Beitrag von HÖLDER, Helmut:

Die Wirbeltierfauna von Nehden (Sauerland), Westdeutschland.

August 1987, 77 S., 54 Abb., 2 Taf.

DM 19,50

Heft 9

SCHÖLLMANN, Lothar:

Sporen und Phytoplankton aus den Raumländer Schichten

(Bl. 4916 Bad Berleburg).

ZYGOWSKI, Dieter W.:

Hydrologische Markierungsversuche in Westfalen:

Ein historischer Überblick.

November 1987, 68 S., 7 Abb., 6 Tab., 3 Taf.

DM 18,50

Heft 10

SCHUDACK, Michael:

Charophytenflora und Alter der unterkretazischen Karsthöhlen-Füllung von Nehden (NE-Sauerland).

WILDE, Volker; GOTH, Kurt:

Keimlinge von Araukarien aus der Unterkreide von Brilon-Nehden.

MAY, Andreas:

Der Massenkalk (Devon) nördlich von Brilon (Sauerland).

Dezember 1987, 87 S., 22 Abb., 1 Tab., 5 Taf.

DM 19,50

Heft 11

KORN, Dieter:

Die Goniatiten des Kulmplattenkalkes (Cephalopoda, Ammonoidea; Unterkarbon; Rheinisches Schiefergebirge).

November 1988, 293 S., 88 Abb., 60 Taf.

DM 65,00

Heft 12

KAPLAN, Ulrich:

Die Ammoniten-Subfamilie Collignoniceratinae WRIGHT & WRIGHT 1951 aus dem Turon (Ober-Kreide) von Westfalen und Niedersachsen (NW-Deutschland).

KAPLAN, Ulrich; SCHMID, Friedrich:

Die heteromorphen Ammoniten der Gattungen *Eubostrioceras* und *Hyphantoceras* aus dem Turon NW-Deutschlands.

Juni 1988, 90 S., 10 Abb., 1 Tab., 20 Taf.

DM 21,00

Heft 13

LIEBAU, Alexander:

Skulptur-Evolution bei Ostracoden am Beispiel europäischer Quadracytheren.

März 1991, 395 S., 103 Abb., 8 Tab., 95 Taf.

DM 21,00

Heft 14

MÜLLER, Arnold:

Selachier (Pisces, Neoselachii) aus dem höheren Campanium (Ober-Kreide) Westfalens (NRW, NW-Deutschland)

Dezember 1989, 161 S., 39 Abb., 4 Tab., 24 Taf.

DM 60,00

Heft 15

KAPLAN, Ulrich & SCHUBERT, Siegfried:

Metatyloceras smithi – ein seltener heteromorpher Ammonit aus dem Turon von Westfalen.

KORN, Dieter:

Weitere Goniatiten aus dem Ober-Visé des Sauerlandes (Cephalopoda, Ammonoidea; Unterkarbon, Rheinisches Schiefergebirge).

KAPLAN, Ulrich:

Die heteromorphe Ammonitengattung *Allocrioceras* SPATH aus dem Turon NW-Deutschlands.

Dezember 1989, 105 S., 23 Abb., 24 Taf.

DM 35,00

Heft 16

SPEETZEN, Eckhard:

Die Entwicklung der Flußsysteme in der Westfälischen Bucht (NW-Deutschland) während des Känozoikums.

OTTO, Roland:

Der saalezeitliche Geschiebemergel am westlichen Stadtrand von Münster/Westfalen: Lithologie und seine Eigenschaften als Baugrund.

SPEETZEN, Eckhard:

Ziegelrohstoffe und Ziegeleien im zentralen Münsterland (Westfalen, NW-Deutschland).

April 1990, 61 S., 37 Abb., 6 Tab., 2 Taf.

DM 25,00

Heft 17

MAY, Andreas:

Die Fossilführung des westsauerländischen Givetiums (Devon; Rheinisches Schiefergebirge) in der Sammlung des Städtischen Museums Menden.

SCHULTKA, Stephan:

Das Profil der Tongrube am Hof Wersborg bei Ibbenbüren.

KAMPMANN, Hans:

Die fossilen Reste in einem Kalkspatbruch südlich Oberalme im Grubental.

März 1991, 84 S., 22 Abb., 11 Taf.

DM 47,00

Heft 18

CLAUSEN, Claus-Dieter; KORN, Dieter; LUPPOLD, Friedrich W.:

Litho- und Biofazies des mittel- bis oberdevonischen Karbonatprofils am Beringhäuser Tunnel (Messinghäuser Sattel, nördliches Rheinisches Schiefergebirge).

MALMSHEIMER, Klaus W.; MENSING, Hans & STRITZKE, Rüdiger:

Gesteinsvielfalt im Riffgebiet um Brilon.

STRITZKE, Rüdiger:

Zur Geologie am Südrand des Briloner Riffs.

April 1991, 91 S., 26 Abb., 7 Tab., 13 Taf.

DM 50,00

Heft 19

HESSE, Renate:

Untersuchungen an einem monotypischen Fund von *Encrinus liliiformis* aus dem Oberen Muschelkalk bei Bad Driburg.

MÖNNING, Eckhard:

Das Wittekind-Flöz (Mittlerer Jura) des Wiehengebirges (Nordwestdeutschland).

SCHULTKA, Stephan:

Beiträge zur oberjurassischen Flora des Wiehengebirges.

Mai 1991, 93 S., 22 Abb., 6 Tab., 16 Taf.

DM 50,00

Heft 20

MÜLLER, Arnold; DIEDRICH, Cajus:

Selachier (Pisces, Chondrichthyes) aus dem Cenomanium von Ascheloh am Teutoburger Wald (Nordrhein-Westfalen, NW-Deutschland).

Mai 1991, 105 S., 6 Abb., 2 Tab., 22 Taf.

DM 58,00

Heft 21

KAPLAN, Ulrich:

Die Oberkreide – Aufschlüsse im Raum Lengerich/Westfalen

MUTTERLOSE, Jörg:

Die Unterkreide – Aufschlüsse (Berrias-Hauterive) im nördlichen Wiehengebirgsvorland (N-Deutschland)

KAPLAN, Ulrich:

Das tiefe Turon von Allagen-Westendorf (Westfalen)

Mai 1992, 129 S., 37 Abb., 17 Taf.

DM 65,00

Heft 22

GRZEGORCZYK, Detlef:
Paläontologische Bodendenkmalpflege beim Landschaftsverband Westfalen-Lippe.

MERSMANN, Hildegard:
Litho- und biostratigraphische Dokumentation des Aufschlusses
„Sundern-Oberröhre“ südlich Sundern, Hochsauerlandkreis.

JENCHEN, Uwe; SCHULTKA, Stephan:
Die ehemalige Ziegeleitongrube Voßacker und die Abgrabung am Küchenberg,
zwei fossilführende Aufschlüsse im tiefen Oberkarbon.

MÜLLER, Arnold:
Geologisch-Paläontologische Aufschlußaufnahme und Dokumentation
der Ziegeleigruben Buldern.

Juli 1993, 103 S., 14 Abb., 2 Tab., 15 Taf.

DM 48,00

Heft 23

KORN, Dieter:
Stratigraphie und Fossilführung der Visé/Namuer – Aufschlüsse am Bau der A 46 bei
Arnsberg/Westfalen.

KOHNEN, Oliver:
Sedimentologie, Fazies und Diagnose der Schichten 10 bis 21 im
Oberoligozän des Dobergs (Bünde/Westfalen).

September 1993, 50 S., 15 Abb.

DM 30,00

Heft 24

MAY, Andreas:
Stratigraphie, Stromatoporen-Fauna und Paläökologie von Korallenkalken
aus dem Ober-Eifelium und Unter-Givetium (Devon) des nordwestlichen Sauerlandes
(Rheinisches Schiefergebirge).

Oktober 1993, 93 S., 3 Abb., 4 Tab., 12 Taf.

DM 48,00

Heft 25

SCHÖLLMANN, Lothar:
Die Tonsteine der Keratophyrkomplexe 3 und 4 im Unterdevon (Ems) des Sauerlandes:
Geochemische Milieuindikation, Fazies, Paläökologie.

November 1993

Preis bei Drucklegung
noch nicht bekannt.

Bestellungen an das

Westf. Museum für Naturkunde
Sentruper Str. 285, 48161 Münster
Tel.: 02 51/5 91-60 12

Preise zuzüglich Porto und Verpackung.

