



**Geologie
und Paläontologie
in Westfalen**

Heft 18

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

CLAUS DIETER CLAUSEN, DIETER KORN
UND FRIEDRICH WILHELM LUPPOLT

Gesteinsvielfalt im Riffgebiet um Brilon

KLAUS MALMSHEIMER, HANS MENSING
UND RÜDIGER STRITZKE

Zur Geologie am Südrand des Briloner Riffs

RÜDIGER STRITZKE

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*.

Autorennamen durch GROSSBUCHSTABEN wiedergeben.

Abbildungsvorlagen

8. In den Text eingefügte Bilddarstellungen 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 Photohochglanzpapier vorgelegt werden. Photographien 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
4400 Münster

Redaktion: Dr. Lothar Schöllmann

Geologie und Paläontologie in Westfalen

Heft 18

Herausgeber:
Westfälisches Museum für Naturkunde
und
Westfälisches Museum für Archäologie
– Amt für Bodendenkmalpflege –

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

Claus-Dieter Clausen, Dieter Korn & Friedrich Wilhelm Luppolt

Gesteinsvielfalt im Riffgebiet um Brilon

Klaus Malmshemer, Hans Mensink † & Rüdiger Stritzke

Zur Geologie am Südrand des Briloner Riffs

Rüdiger Stritzke

Geol. Paläont. Westf.	18	91 S.	26 Abb. 7 Tab. 13 Taf.	Münster April 1991
--------------------------	-----------	-------	------------------------------	-----------------------

ISSN 0176-148 X
ISBN 3-924590-23-0

© 1991 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

	Seite
CLAUSEN, C.-D., KORN, D. & LUPPOLD , F. W.: Litho- und Biofazies des mittel- bis oberdevonischen Karbonatprofiles am Beringhäuser Tunnel (Messinghäuser Sattel, nördliches Rheinisches Schiefergebirge)	7
MALMSHEIMER, K. W., MENSINK, H. & STRITZKE, R.: Gesteinsvielfalt im Riffgebiet um Brilon	67
STRITZKE, R.: Zur Geologie am Südrand des Briloner Riffs	85

Geol. Paläont. Westf.	18	7-65	6 Abb. 5 Tab. 13 Taf.	Münster April 1991
--------------------------	----	------	-----------------------------	-----------------------

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

Claus-Dieter Clausen, Dieter Korn & Friedrich Wilhelm Luppold*

[Litho- and biofacies of the middle- to Upper Devonian carbonate section at the Beringhausen tunnel (Messinghausen anticline, northern Rhenish Slate Mountains)]

Zusammenfassung:

Das von der Oberen Givet-Stufe (höheres Mitteldevon) bis zur Wocklum-Stufe (höchstes Oberdevon) reichende Karbonatprofil am Beringhäuser Tunnel wird faunistisch (Conodonten und Cephalopoden) und mikrofaziell analysiert. Die Produktion proximaler Riffschuttkalke des Vorriffbereiches hielt bis zur Mittleren Adorf-Stufe (*A. triangularis*-Zone) an. In der Nachriffzeit lagerten sich auf der Riffschwelle kondensierte Cephalopodenkalksteine ab, deren von Algen- zu Crinoidenkalksteinen reichende Abfolge eine allmähliche Vertiefung des Ablagerungsraumes verdeutlicht. Erst im höheren Teil der Dasberg-Stufe, mit dem Beginn der Hangenberg-Schichten, werden die Karbonate durch Silikate abgelöst.

Summary

The carbonate section near the Beringhausen tunnel is investigated by faunal and microfacies analysis. Sediments from the Givetian stage (Upper Middle Devonian) up to the Wocklum stage (Uppermost Upper Devonian) are represented in a continuous carbonate sequence. The production of proximal reef debris limestones of the fore reef area persisted to the Middle Adorfian stage (*A. triangularis*-zone). During the post reef time condensed cephalopod limestones were sedimentated on the Messinghausen anticline. The sequence from algal to crinoid limestone elucidates a gradual deepening of the sedimentation area. First in the upper part of the Dasberg stage (with the beginning of the Hangenberg beds) the carbonates were replaced by silicates.

Key words

Givetian, Upper Devonian, conodont and cephalopod fauna, reef debris limestones, fore reef area, cephalopod limestones, microfacies analysis, paleogeographical environment, Messinghausen anticline, Rhenish Massif, TK 25: 4518, 4618.

* Anschriften der Verfasser:

Dr. C.-D. Clausen,
Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen,
De-Greif-Strasse 195, D-4150 Krefeld.
Dieter Korn,
Institut und Museum für Geologie und Paläontologie,
Sigwartstraße 10,
D-7400 Tübingen.
Friedrich Wilhelm Luppold,
Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung,
Stilleweg 2,
D-3000 Hannover 51.

Inhaltsverzeichnis

	Seite
1. Einleitung	8
2. Aussagen zum Liegenden des Massenkalkes (C.-D. Clausen)	9
3. Mikrofaziesanalyse des Massenkalkes (C.-D. Clausen)	9
4. Mikrofaziesanalyse des Cephalopodenkalkes (C.-D. Clausen)	11
5. Faziesräumliche Rekonstruktion und Paläogeographie des Ablagerungsortes (C.-D. Clausen)	14
6. Conodontenbiofazies (F. W. Luppold)	16
7. Conodontensystematik (F. W. Luppold)	19
8. Die Ammonoideen der höheren Adorf-Stufe (C.-D. Clausen)	31
9. Die Ammonoideen des Famennium (D. Korn)	34
10. Literatur	35

1. Einleitung

Der etwa 6 km lange, WSW-ENE streichende Messinghäuser Sattel ist dem Briloner Massenkalksattel südlich vorgelagert. In seinem Kern treten givetische Tentakuliten-Schiefer und die spilittischen Vulkanite des Hauptgrünsteinzuges zutage (PAECKELMANN 1925). Die Kernschichten werden an beiden Sattelflanken von Massenkalk des Oberen Mittel- bis tieferen Oberdevons, von oberdevonischen Cephalopodenkalksteinen und unterkarbonischen Sedimenten in Kulmfazies überlagert.

Der Messinghäuser Sattel geht an seiner Nordflanke in die Rösenbecker Mulde, an seiner Südflanke in die Grottenberg-Poppenberg-Mulde über. An steil nach Südost einfallenden Schubbahnen sind die zum Teil überkippten Sattelsedimente auf die Kulmtonschiefer der Rösenbecker Mulde aufgeglichen, und auch die Südflanke ist örtlich komplizierter gestaltet. Streichende Randstörungen mit Schichtenausfall kennzeichnen so den Übergang des westlichen Sattelabschnittes in den südlichen Muldenbereich, wohingegen der allmählich nach Nordosten abtauchende Ostabschnitt eine geringmächtige, kondensierte, lückenlose Abfolge von Deckschichten aufweist. Am Nordostende des Sattels beim Enkenberg hatte WEDEKIND (1908) den Grundstein für die biostratigraphische Gliederung des in Karbonatfazies ausgebildeten Famenniums gelegt. Oberdevonische Kalksteine sind somit nur am Ostabschnitt des Messinghäuser Sattels erhalten, im Westabschnitt sind sie tektonisch unterdrückt oder primär ausgefallen. Dort grenzt Massenkalk unmittelbar an unterkarbonische Alaun- und Kieselschiefer. BÄR (1968: 281) nahm epirogene Vertikalbewegungen an. Das stellenweise diskordante Übergreifen von Kulmtonschiefern könnte auch auf primäre Schichtenlücken schließen lassen. Es wäre vorstellbar, daß das bewegte Flachwasser auf der westlichen Messinghäuser Riffschwelle während des Oberdevons und tieferen Unterkarbons die Sedimentation mächtigerer silikatischer und karbonatischer Schlämme vereitelte.

Im Übergangsbereich beider Sattelabschnitte tritt auf der Nordflanke östlich von Rösenbeck und auf der Südflanke an der Grenze der Blätter 4618 Adorf und 4518 Madfeld unvermittelt ein dünnes oberdevonisches Kalkband auf, das in seinem Fortstreichen nach Nordosten auf beiden Flanken zunehmend mächtiger wird.

Das bearbeitete Profil befindet sich am Südrande von Blatt 4518 Madfeld ca. 600 m südwestlich des Grottenberges oberhalb des Südportals des Beringhäuser Tunnels (R 79 860, H 96 450 bis R 79 980, H 96 380) und umfaßt einen vom höheren Mitteldevon bis tieferen Unterkarbon reichenden Abschnitt an der Südflanke des Messinghäuser Sattels. Die Kurzbeschreibung eines ganz ähnlich gestalteten, jedoch viel mächtigeren, am Sattelnordflügel am Westhang des Burg-Berges gelegenen Profiles hatten EDER et al. (1977) gegeben.

Zielsetzung der hier vorliegenden Bearbeitung sind die mikrofazielle Analyse der Karbonatfolge, ihre biostratigraphische Gliederung, die taxonomische Bearbeitung der Conodonten und Cephalopoden sowie die Erstellung eines paläogeographischen Modells.

Wir danken Herrn Dr. Dieter STOPPEL für die kritische Durchsicht des Manuskriptes. Für die Genehmigung und Erstellung der REM-Aufnahmen sind wir Herrn Dr. Reinhard WOLFART (ehemals BGR-Hannover) und Herrn Michael ZIKA zu Dank verpflichtet.

Alle abgebildeten Conodonten sind in der Typen-Sammlung der BGR-Hannover unter folgenden Nummern hinterlegt: T 325-T 330, T 420, T 432-T 434. Die An- und Dünnschliffe wurden von F. W. LUPPOLD angefertigt und als Negativ für die Tafelherstellung herangezogen. Sie sind in der BGR-Sammlung unter folgenden Nummern hinterlegt: d 1175-d 1195.

Alle abgebildeten Ammonoideen sind in der Sammlung des Museums für Naturkunde, Münster, hinterlegt.

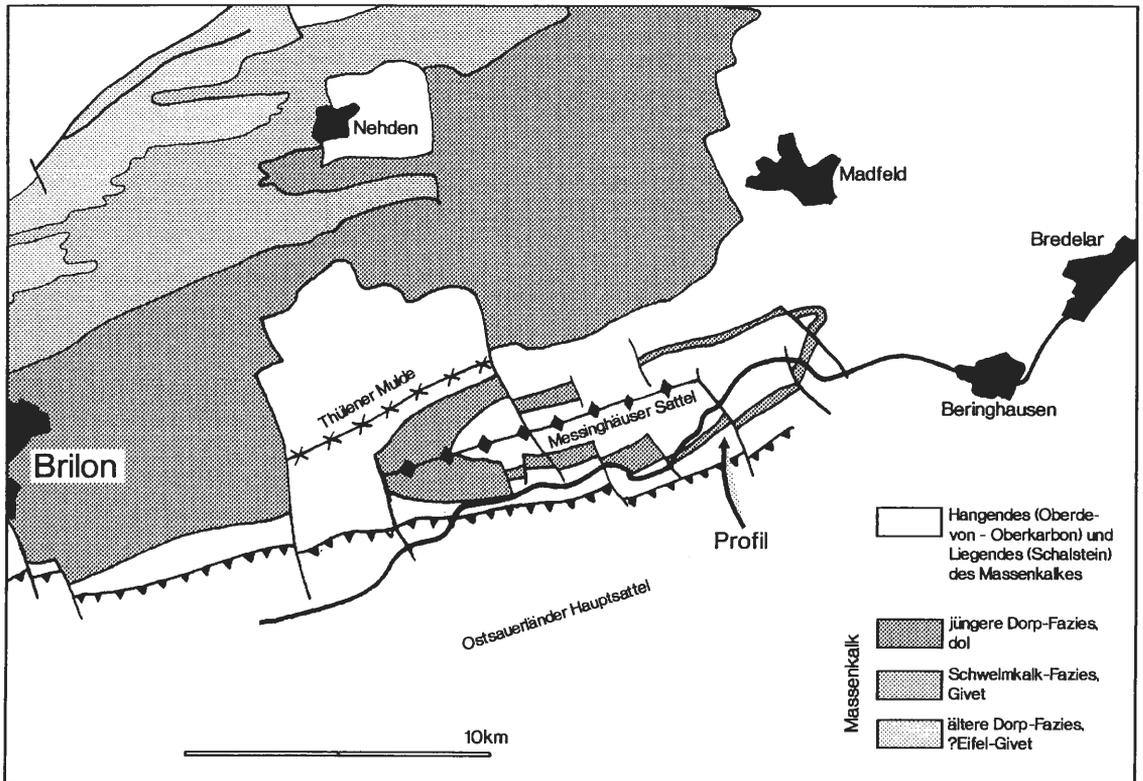


Abb. 1 Geologische Übersicht über das Gebiet des Messinghäuser Sattels und seiner näheren Umgebung.

2. Aussagen zum Liegenden des Massenkalkes (C.-D. Clausen)

Das Liegende des Massenkalkes bilden die Extrusiva und Pyroklastika des Hauptgrünsteinzuges. Unter den Pyroklastika wiegen besonders die spilitischen Tuffe, die sogenannten Schalsteine, vor. Es handelt sich um bunt gesprenkelte Gesteine mit auffälligen, rasch wechselnden Farbtönungen (braunroter Hämatit, grau-grüner Chlorit, weißgrauer Calcit). Nach Dünnschliffuntersuchungen liegen folgende petrographische Merkmale vor:

In einer Matrix aus grobkörnigem, allotriomorphem Calcit mit Zwillingstreifen, ferner aus Quarz und feinblättrigem Chlorit sind 1 bis 3 cm große Schalstein-Lapilli eingebettet. Die Lapilli sind direkt oder über den Matrixzement miteinander verbunden. Sie bestehen aus einer Grundmasse von Chlorit und Hydromuskovit, in welche zahlreiche, 10-200 μm große, calcit- und chloritgefüllte Blasen und langgestreckte Albitleisten eingelagert sind. Die Albite sind meistens chloritisiert oder serizitisiert. Die Blasen enthielten ursprünglich Gas und sind später bei der Umwandlung der Lapilligrundmasse mit Palagonit gefüllt worden, aus welchem wiederum Chlorit hervorging. In anderen Fällen wurden die Blasen Hohlräume mit Calcit und Quarz angereichert.

Das Gestein enthält ferner Pyritaggregate sowie einige feinkörnige Leukoxenbildungen (Verwitterungssäume von Titaneisen). Etliche verbogene Zwillinglamellen in den grobkörnigen Calciten weisen auf eine postkristalline Deformation hin. Ein 400-500 μm breiter pseudosparitischer Gang hat im Schliffbereich die Lapilli durchschlagen.

3. Mikrofaziesanalyse des Massenkalkes (C.-D. Clausen)

Aus dem höchsten, ca. 28 m mächtigen Anteil des grauen bis hellblaugrauen, dichten bis spätigen, fossilreichen Massenkalkes wurde durchschnittlich alle 3 Meter eine Faziesanalyse durchgeführt; die hierfür untersuchten 16 Dünnschliffe entstammen aus insgesamt 10 Entnahmestellen (vgl. Tab. 1). Den Dünnschliffanalysen zufolge liegen bei allen Proben durchweg Biogenschuttkalke vor. Sie lassen sich als ein echinodermen- bis korallenführender Biomicrodit, Biospararenit bis Biosparrudit klassifizieren. Als weitere Mikrofaziestypen treten untergeordnet Biosparit, Biomicrosparit und Biomicrosparrudit auf (Tab. 1).

Die Gesteine sind z.T. dolomitisiert. Gelbbraune bis ockerige, von den Trennflächen aus vorgreifende, unregelmäßig begrenzte Verwitterungsfronten weisen auf Dedolomitierungen hin. Einige mm bis allenfalls weni-

Bezeichnung (Proben-/Dünnschliffnummer) und Lage der Probe im Profil	Beschreibung
601/22 + 23 sowie Stück-Anschliff 1 m unter Top Massenkalk	Echinodermenführender Biomicrudit bis Biosparrudit Ausgelängte Biofragmente, Ansatz von Faser- oder Drusenzement, reichlich Crinoidenmaterial Fossilien: Korallen, Bryozoen, Algen, Schwämme, Echinodermen, Mollusken, Calcisphären, Filamente <i>Renalcis turbitus</i> WRAY
605/24 4,7 m unter Top Massenkalk	Biomikrosparrit bis Biosparrudit <i>Stromatactis</i> -Structuren, Biofragmente mit Ansatz von Faser- oder Drusenzement Fossilien: Bryozoen, Algen (<i>Renalcis</i>), Brachiopoden, Schwämme, Foraminiferen, Tentaculiten, Echinodermen, Ostracoden <i>Parathuramina dagmarae</i> SULEIMANOV (Foraminifere)
606/25 + 26 6 m unter Top Massenkalk	Biomicrudit, Biospararenit bis Biosparrudit, Biomikrosparrit bis Biomikrosparrudit, z. T. dolomitisiert Fossilien: Korallen, Stromatoporen, Ostracoden, Algen (<i>Renalcis</i>), Echinodermen (Crinoiden), Brachiopoden, Schwämme, Calcisphären
607/27 8 m unter Top Massenkalk	Biomikrosparrit Fossilien: Echinodermen, Algen (<i>Renalcis</i>), Tentaculiten, Ostracoden, Bryozoen, Schwämme, Calcisphären
609/28 10 m unter Top Massenkalk	Biosparrit bis echinodermenführender Biospararenit bis -rudit <i>Stromatactis</i> -Strukturen, Pseudosparritgänge, Hartgrund Fossilien: Korallen, Stromatoporen, Ostracoden, Echinodermen (Crinoiden), Algen (<i>Renalcis</i>), Brachiopoden, Schwammfragmente, Calcisphären
610/29 + 30 14 m unter Top Massenkalk	Echinodermenführender Biosparrudit, z. T. dolomitisiert Fossilien: Korallen, Echinodermen, Brachiopoden, Bryozoen, Conodonten, Algen, Schwämme
611/31 + 32 18 m unter Top Massenkalk	Echinodermenführender Biosparrudit, z. T. dolomitisiert, Mikritsäume um Biogenfragmente Fossilien: Korallen, Stromatoporen, Algen (<i>Renalcis</i>), Echinodermen, Bryozoen, Filamente
612/33 + 34 22 m unter Top Massenkalk	Biosparrit, Biospararenit bis -rudit, <i>Stromatactis</i> -Strukturen Fossilien: Korallen, Ostracoden, Algen (<i>Renalcis</i>), Echinodermen, Bryozoen, Brachiopoden-Filamente
613/35 + 36 25 m unter Top Massenkalk	Korallenführender Biosparrudit, Pseudosparritgänge, Korallenpolypare als fossile Wasserwaagen Fossilien: Korallen, Stromatoporen, Algen (<i>Renalcis</i>), Echinodermen, Bryozoen
614/37 28 m unter Top Massenkalk	Korallenführender Biosparrudit Fossilien: Korallen, Stromatoporen, Algen (<i>Renalcis</i>), Echinodermen, ?Brachiopoden (wellenförmig gestaltete Schalenrelikte)

Tab. 1 Mikrofazielle Merkmale des Massenkalks

Erläuterungen zu den Tabellen

Bei den Tabellen 1-3 ist in der rechten Spalte die Anzahl der ausgelesenen Elemente/Probe eingetragen. Zu den Tabellen 1 + 2 befinden sich die Probenpunkte auf der Innenseite der Zonenspalten. Bei den Tabellen 3-5 entsprechen die Mächtigkeitsangaben den Probenpunkten. Zur Übersicht wird auf die nachfolgende Aufstellung verwiesen.

ge cm mächtige, sparitgefüllte Spalten durchschneiden Matrix und die Fossilkomponenten.

Die Biogene sind weitgehend unsortiert und ziemlich regellos in die sparitische Matrix eingebettet (Taf. 1, Fig. 3). Inselartig auftretende mikritische Relikte deuten darauf hin, daß die primäre Grundmasse ursprünglich stärker feinkörnig war, dann später durch bodenberührende Strömungen ausgewaschen, fortgespült und durch Sparit ersetzt wurde. In der Regel weisen die mikritischen Relikte einen sparitischen Überwuchs auf. Die im allgemeinen nur wenig gerundeten bis höchstens kantengerundeten Biogene verdeutlichen einen nur kurzen Transportweg. Sie sind durchweg umkristallisiert und mit dünnen Mikritsäumen versehen. Solche Säume lassen sich besonders bei den örtlich stark angereicherten, in die sparitische Matrix eingebetteten Crinoidenstiengliedern beobachten. Sie können auf die Tätigkeiten von bohrenden Pilzen oder Kalkalgen zurückgeführt werden. *Stromatactis*-Strukturen, sparitische Hohlraumfüllungen und Wasserwaagen sind nicht selten. Fossilienhöhlräume (z. B. Ostracoden, Korallenpolypare) zeigen Geopetalgefüge (Taf. 1, Fig. 4), wobei ein an der Basis angehäuftes mikritisches Internsediment zum Hangenden hin in sparitischen Zement übergeht. Viele Biogene sind angelöst. Im Druckschatten hat sich Calcit abgesetzt, so daß die Fragmente ausgelängt erscheinen. Eine Faserzementkruste in Form speerförmiger Kristalle überkleidet bisweilen den neugebildeten Calcit wie auch die angelösten Partien (Schliff 22 bis 24). Die biogenen Komponenten stützen sich gegenseitig ab oder sind in spätige Grundmasse eingebettet. Hohlräume zwischen den Skelettresten enthalten Säume und Tapeten wandständigen Calcites in faseriger bis säuliger Ausbildung.

An Fossilrelikten liegen solitäre sowie koloniebildende rugose Korallen (*Phillipsastraea*), dendroide und koloniebildende tabulate Korallen (*Thamnopora*; Taf. 1, Fig. 1), dendroide und inkrustierende Stromatoporen, Brachiopoden, Crinoiden, Kalkschwämme, Algen und Bryozoen vor. Die Begleitfauna besteht aus Calcisphären, Foraminiferen, Ostracoden, Conodonten und Trilobiten. Pellets lassen sich in den sparitischen Partien der Grundmasse finden. Kleinindividuen und Fossilschill sind in die Zwickelräume zwischen größeren Skelettresten eingelagert und bilden dort oft monotypische biogene Anreicherungen. Fast in allen Schliffen konnten Algen vom Typ *Renalcis* sp. WRAY gefunden werden, teils in Einzelexemplaren, teils in Kolonien. Algenmatten sind nicht ausgeprägt. Infolgedessen gibt es auch keine in ein Algengeflecht eingebundenen mikritischen Schlammlagen. Die *Renalcis*-Kolonien liegen in einer dichten mikritischen bis mikrosparitischen Grundmasse, die sich deutlich gegen den sich weiter nach außen anschließenden granulären Sparit abhebt.

Nach BÄR (1966) sind die höheren Partien des Massenkalkes an beiden Flanken des Messinghäuser Sattels in Dorp-Fazies, nicht in Iberg-Fazies ausgebildet. Die untersuchten Anteile oberhalb des Südportals des Beringhäuser Tunnels entsprechen dem fore-reef-Typ innerhalb der Dorp-Fazies. Hierauf deutet die Vorherrschaft der Biogenschuttkalke ebenso wie das Vorwiegen von *Renalcis*, einer allerdings fraglichen Alge unsicherer systematischer Stellung, hin. *Renalcis* kann nach den Untersuchungen von PLAYFORD & LOWRY (1966) in den Riffkomplexen Westaustraliens geradezu als ein Indexfossil für die fore-reef-Fazies angesehen werden. Das gilt mit Einschränkung auch für europäische Riffe (KREBS 1974: 194). Vergesellschaftungen von dendroiden Riffbildnern und *Renalcis* sind nach FRANKE (1973: 32) jedoch im Iberger Riff/NW-Harz sowohl im Vorriff- als auch im Hinterriff-Bereich anzutreffen.

4. Mikrofaziesanalyse des Cephalopodenkalkes (C.-D. Clausen)

Aus einem den Massenkalk überlagernden, durchweg aus Cephalopodenkalken bestehenden, ca. 21 m mächtigen Profil wurden 21 Dünnschliffe, 6 Großdünnschliffe und 11 ± senkrecht zur Schichtung gesägte Handstücke untersucht. Die Probendichte war unterschiedlich. Bis auf 4 Dünnschliffe, einen Großdünnschliff und zwei Handstücke entfielen alle anderen Untersuchungsobjekte auf einen 4,5 m umfassenden Bereich unmittelbar über dem Top des Massenkalkes. Der Schwerpunkt der Mikrofaziesanalyse lag mithin bei Cephalopodenkalksteinen des höchsten Frasniums und tiefsten Famenniums, welche das unmittelbare Dach des Massenkalkes bildeten und von denen zu erwarten war, daß sie sich faziell noch stark an den unterlagernden Riffkomplex anlehnen.

Der blaugraue Kalkstein ist teils gut gebankt mit deutlichem Interngefüge, teils flaserig-knollig ausgebildet. Schon makroskopisch fällt eine zum Teil reichhaltige Fossilführung mit sehr viel Kleinschill ins Auge. Die Fossilien sind ungleichmäßig verteilt, zum Teil schichtparallel angereichert. Von den Rändern und von das Gestein durchziehenden Rissen her greift die Verwitterung vor. Pyrite sind in Limonit übergeführt. Die von Eisenlösungen durchtränkten Partien sind gelb, gelbbraun bis ockerig. Verbreitet ist in solchen Fällen eine durch braune, an Porenhöhlräume geknüpft Eisenoxidaggregate verursachte Sprengelung in Form von Pünktchen und Flecken.

Trotz des nur geringmächtigen Profilausschnittes ist eine große Anzahl von Mikrofaziestypen anzutreffen (Tab. 2). Es überwiegen Biomikrit und Biosparit, darüber hinaus sind Biopelmikrit und -sparit, Biointramikrit bis Biointramikrosparit und Biospararenit bis -rudit vorhanden.

Bezeichnung (Proben-/Dünnschliffnummer) und Lage der Probe im Profil	Beschreibung
523/1 + 2 Profilmeter 0	Biomikrit Glatte und stachelbewehrte Ostracoden, Filamente (Brachiopoden, Muscheln), Trilobiten, Bryozoen, Foraminiferen, Conodonten, Crinoiden, Hohlstacheln
525/Großdünnschliff 41 sowie Stück-Anschliff Profilmeter 2	Ostracodenführender Biopelmikrit bis Biomikrospatit <i>Stromatactis</i> -Strukturen, fossile Wasserwaagen, Pellets Fossilien: Glatte und stachelbewehrte Ostracoden, Cephalopoden, Trilobiten, Crinoiden, Bryozoen, Filamente, Conodonten
531/3 + 4 Profilmeter 8	Ostracoden- und crinoidenschillführender Biomikrit bis Biospatit Fossilien: Glatte und stachelbewehrte Ostracoden, Filamente (Brachiopoden, Muscheln), Crinoiden, Bryozoen, Conodonten
590/Großdünnschliff 38 Profilmeter 16,5	Biomikrit bis Biomikrospatit <i>Stromatactis</i> -Strukturen, fossile Wasserwaagen Fossilien: Ostracoden, Trilobiten, Conodonten, Crinoiden, Brachiopoden, Orthoceren, Pellets
681/Großdünnschliff 39 Profilmeter 16,7	Biomikrit bis Mikrospatit <i>Stromatactis</i> -Strukturen, fossile Wasserwaagen Fossilien: Ostracoden, Echinodermen, Bryozoen
680/Großdünnschliff 40 Profilmeter 16,75	Biopelmikrit bis Mikrospatit <i>Stromatactis</i> -Strukturen, Pellets Fossilien: Ostracoden, Filamente (Brachiopoden), Bryozoen, Crinoiden, Hohlstacheln
591/5 + 6 + 7 sowie Stück-Anschliff Profilmeter 17,5	Biomikrit bis Biospatit sowie Biosparrudit Dedolomitierungserscheinungen; Pyritvererzungen, z. T. in Limonit umgewandelt Fossilien: Ostracoden, Crinoiden, Filamente, Trilobiten, Conodonten, Hohlstacheln
-/8 + 9 sowie Stück-Anschliff Profilmeter 17,9	Tentaculitenführender Biospatit, etwas mikritisch Fossilien: Tentaculiten, Crinoiden, Conodonten, Filamente, Ostracoden, Algen (<i>Renalcis</i>), Hohlstacheln
787 oberhalb Profilmeter 17,9	Fossilführender Intramikrit bis Intramikrospatit Zahlreiche in Limonit umgewandelte Pyritminerale, Birdseyes-Strukturen, mikritische Intraklasten, fossile Wasserwaagen Fossilien: Crinoiden, Ostracoden, Tentaculiten, Filamente
788 unterhalb Profilmeter 17,9	Wechselfolge von fein- bis großkörnigen Mikrospatiten bis Spariten mit Fasercalcitlagen Fossilien: Knochenrelikt (20 x 5 mm), Knochensplitter, Ostracoden, Crinoiden, Tentaculiten, Filamente
Großdünnschliff sowie Stück-Anschliff unterhalb Profilmeter 17,9	An der Basis Mikrit bis Mikrospatit mit schichtparallelen Pseudospatitgängen, zum Hangenden übergehend in einen grobkörnigen Biospatit, der taschenförmig in den basalen Mikrospatit vorgreift. Fossilien: <i>Renalcis</i> sp., Ostracoden, Crinoiden, Tentaculiten, Filamente
541/10 + 11 + 12 sowie Stück-Anschliff Profilmeter 18	Spatit bis Biomikrospatit, z. T. Mikrospatit, mikritisch, untergeordnet Intraklasten Fossilien: Tentaculiten, Crinoiden, Styliolinen, Algen, Conodonten, Filamente, Hohlstacheln
542/13 + 14 + 15 Profilmeter 19	Biomikrit und Biopelmikrit bis Biospatit, Biosparrudit <i>Stromatactis</i> -Strukturen, fossile Wasserwaagen, Pellets Fossilien: Filamente, Conodonten, Crinoiden, Tentaculiten, glatte und stachelbewehrte Ostracoden, Cephalopoden, Bryozoen, Foraminiferen



-/18 + Großdünn Schliff 42 sowie Stück-Anschliff Profilmeter 20 Top	Biointramikrit und -mikrospatit, z. T. grob sparitisch Fossilien: Algen (<i>Renalcis</i>), Bryozoen, Crinoiden, Filamente, Calcisphären, Korallenfragmente, Brachiopoden, Ostracoden, Tentaculiten
543/16 + 17 + 19 sowie Stück-Anschliff Profilmeter 20	Biomikrit/Biopelmikrit bis Biosparit/Biopelsparit, auch Sparit bis mikritischer Sparit Limonit in Porenräumen, fossile Wasserwaagen, Pellets Fossilien: Tentaculiten, Conodonten, Algen (<i>Renalcis</i>), Cephalopoden, Filamente, Ostracoden, Crinoiden, Foraminiferen, Orthoceren, Brachiopoden, Hohlstacheln
-/20 + 21 sowie Stück-Anschliff Profilmeter 20,3	Renalcisführender Biomikrospatit, Biomikrit bis Biosparit <i>Stromatactis</i> -Strukturen Korallen, Crinoiden, Conodonten, Ostracoden, Trilobiten, Algen (<i>Renalcis</i>), Filamente, Calcisphären, Foraminiferen, Brachiopoden, Bryozoen
595/Großdünn Schliff 43 sowie Stück-Anschliff Profilmeter 21	Fossile Wasserwaagen, Schwefelkiesvererzungen Fossilien: Filamente, Trilobiten, Ostracoden, Tentaculiten, Brachiopoden, Crinoiden

Tab. 2 Mikrofazielle Merkmale des Cephalopodenkalkes

Der mikritische Anteil setzt sich aus einer aus Tonmineralen, Limonit und Grundmassecalcit bestehenden Grundmasse zusammen, in welche sporadisch kleine angulare bis subangulare detritische Quarze eingebettet sind. Eingestreut in Einzelexemplaren oder nesterweise sind Pyritkristalle. Grobkörniger Sparit füllt die Zwischenräume zwischen den Fossilien, vor allem Crinoidenstielgliedern, aus. Schichtflächen sind an einem wiederholten Wechsel von Lagen mit grobkörnigem Sparit und Lagen mit Mikrit und Mikrospatit gut erkennbar. Die Lagen ziehen in den seltensten Fällen durch, sondern sind unterbrochen. Mikritisches Material ist unregelmäßig streifenartig, zum Teil senkrecht zur Schichtfläche gerichtet, mit dem Sparit vermischt. Die Lagen wurden biogen (Wühlgefüge), zum Teil auch durch bodenberührende Strömungen aufbereitet. Die wirr verlaufenden Einzelkomponenten sind durch eine sparitische Sammelkristallisation später miteinander verkittet.

Diskontinuitätsflächen sind häufig beobachtbar (z. B. Schliff 6, 18, 20; Taf. 3, Fig. 2 u. 3). Sie zeichnen sich durch auffallende, wellenförmig bis gezackt verlaufende, in der Regel mit Farbunterschieden verknüpfte Suturen aus. Ockerige bis rostfarbene Färbungen weisen auf Eisenanreicherungen mit Pyritrelikten hin. Die hangende Partie greift bisweilen zapfenartig in das Liegende hinein. Bioturbation ist in manchen Fällen nicht ausgeschlossen. Man wird infolgedessen nicht überall bei den angetroffenen Diskontinuitätsflächen von einem Hartgrund sprechen dürfen. Zeitweilige Sedimentationsunterbrechnungen, welche zu einer Mikroreliefbildung und Zementation des Meeresbodens führten, sind für den Bildungsort der beschriebenen Cephalopodenkalksteine jedoch anzunehmen.

Geopetalgefüge sind an Korngradierung und fossilen Wasserwaagen immer wieder erkennbar (Taf. 2, Fig. 1 u. 3, Taf. 3, Fig. 4). In Schliff 15 gehen mehrere 500 bis 850 μm große Fossilenschill-Ansammlungen jeweils in 400 bis 800 μm große Mikritlagen über (Taf. 2, Fig. 4). Zwischen die einzelnen Gradierungsdoppelbänder schieben sich bisweilen 350 bis 1400 μm mächtige Pseudosparitlagen mit zum Hangenden hin zahnartig ausgerichteten, subidiomorph ausgebildeten Calcitkristallen (Taf. 2, Fig. 4). Schichtflächenparallel ausgerichtete Fossilien können als fossile Wasserwaagen dienen, wobei das an der Basis angereicherte mikritische Sediment zum Hangenden hin durch eine Sparithaube abgelöst wird. Auch die vorwiegend spatgefüllten Hohlraumgefüge vom Typ *Stromatactis* zeigen an der Basis feine Mikritlagen. Die Hohlräume können durch die Lösungsfähigkeit kälteren Tiefenwassers vergrößert worden sein. BANDEL & MEYER (1975: 22) diskutieren eine sekundäre Erweiterung der vom Endobenthos geschaffenen Wühl- und Grabgänge durch selektive Kalklösung.

Während oder nach Verfestigung des Sedimentes entstanden durch Setzungen, Sackungen und Rutschungen der noch zum Teil wassererfüllten, zähplastischen Schichten vom feinen Riß bis zur klaffenden Fuge reichende Spalten. Sie wurden von der Oberfläche her submarin mit jungem Sediment angefüllt. Solche Spaltenfüllungen heben sich farblich bisweilen vom Trägergestein gut ab und sind in Bereichen mit größerer Bodenunruhe (z. B. Seebeben mit Verstärkungen des Untergrundes) ein häufiges Merkmal. Im Mikrobereich konnten bei Schliff 5 und 6 solche 500 bis 700 μm große Kleinspalten beobachtet werden: In einer jeweils mikritischen limonitreichen Füllung befanden sich zahlreiche kleinste Ostracoden und Filamente. Die letzteren sind mit ihren Längsachsen parallel zu den Spaltenwänden eingeregelt. Entlang der Begrenzung zum Trägergestein sind Pyritkristalle aufgereiht.

Neben den oben beschriebenen schichtparallelen Pseudosparitlagen sind auch senkrecht bis spitzwinklig zur Schichtung verlaufende grobkörnige Pseudosparitgänge mit granulärem Calcit zu vermerken.

Die fossilreichen Kalksteine enthalten Goniatiten, Orthoceren, Brachiopoden, Trilobiten, Mollusken, Crinoiden, Bryozoen, Ostracoden, Tentaculiten, Styliolinen, Foraminiferen, Conodonten, Algen, Calcisphären und Pellets (Taf. 4, Fig. 7 bis 12, 14). Nur die kleinwüchsigen oder frühontogenetischen Individuen sind gut erhalten; von größeren Exemplaren liegen in der Regel nur Relikte vor. Besonders die Echinodermenreste, aber auch andere Fossilgruppen, sind randlich angelöst und von dünnen mikritischen Säumen umgeben. Schalen von Brachiopoden und Mollusken sind in der „Gewölbt-oben-Lage“, aber auch mit nach oben offenem Hohlraum sedimentiert. Das Schaleninnere diente als Sediment- und Fossilfalle für feinen Mikrit und biogenen Detritus. Algen vom Typ *Renalcis turbitus* WRAY ließen sich in den Schriffen 8 bis 21, d. h. innerhalb der ersten 3 m über dem Massenkalk, nachweisen. In den Schriffen 20 und 21 bildeten sie Kolonien und treten derart häufig auf, daß man von einem Algenkalk sprechen kann (Taf. 1, Fig. 5; Taf. 2, Fig. 5). Die Festlegung der Frasn/Famenne-Grenze bei Profilmeter 17,9 (entsprechend der neuen internationalen Definition) bringt es mit sich, daß sowohl unterhalb als auch oberhalb der Grenzlage tentaculitenführende Schichten auftreten (Taf. 5, Fig. 1 u. 2). Früher galt als wichtiger Fixpunkt in der Tentaculiten-Phylogenie, daß die Tentaculiten an oder noch vor der Frasn/Famenne-Grenze erlöschen.

Die Kalksteine reichen nicht über die Untere *expansa*-Zone (Dasberg-Stufe, do V α) hinaus, da der die höhere Dasberg- und die Wocklum-Stufe enthaltende Anteil an einer Störung unterdrückt ist. Die Schriffe 1-4 und Großschiff 41 charakterisieren Kalksteine der höheren Hemberg- bis tieferen Dasberg-Stufe. Typisch sind für sie massenhaft auftretende, spatgefüllte, glatte bis stachelbewehrte Ostracoden, wie sie in gleicher Ausbildung auch in anderen Teilen des Rheinischen und des Thüringisch-Vogtländischen Schiefergebirges in Kalksteinen der Wocklum- bis *Gattendorfia*-Stufe um die Devon/Karbon-Grenze herum auftreten.

5. Faziesräumliche Rekonstruktion und Paläogeographie des Ablagerungsortes (C.-D. Clausen)

Das Briloner Korallenriff wuchs am Schelfrand als atollförmiger Riffkörper auf einer von terrigener Trübe weitgehend abgeschirmten Hochscholle, der Carbonatplattform, empor. Erste Riffansätze reichen im Norden der Plattform bis in die Eifel-Stufe zurück. Dort bildete sich dank fortwährenden Absinkens der Unterlage ein wallartiger biohermaler Riffkörper in Dorp-Fazies. Während der Givet-Stufe verlagerte sich auf der Plattform der Bereich stärkster Absenkung nach Süden. Dort wuchs nun spiegelbildlich zum nördlichen Riffsaum ab dem höheren Givet ein südliches Bioherm empor. Die einzelnen Riffanteile schlossen sich zusammen, das Briloner Atoll entstand.

Südlich des Atolls lag ein ausgedehntes Becken, in welchem sich Tonschlämme in herzynischer Fazies (Tentaculitenschiefer) anreicherten. Gelegentlich strömten am Briloner Atoll vorbei sandige Turbidite (Nenstenquarzit) in dieses Becken ein. In der Oberen Givet-Stufe, während noch auf der Briloner Carbonatplattform das südliche Bioherm emporwuchs, drangen entlang tiefgreifender Bruchzonen spilitsche Vulkanite nach oben, ergossen sich auf den Meeresboden und stapelten mehrere Decken auf. Die Vulkanite, welche heute als Hauptgrünsteinzug vorliegen, bildeten zahlreiche submarine Schwellen und belebten so die Morphologie des vorher nur wenig gegliederten Sedimentationsraumes. Eine dieser Schwellen, unmittelbar südlich des Briloner Atolls, ist die Messinghäuser Schwelle. Nach Abschluß der vulkanischen Fördertätigkeit griff dort die Riff-Fazies mit Korallen- und Stromatoporenbauten auf die spilitsche Unterlage über. Besonders der nordwestliche Teil der Messinghäuser Schwelle wurde von den Riffbildnern besiedelt. Die Mächtigkeit der Riffbauten und der sich innerhalb des Schwellenbereiches nach Südosten anschließenden Riffschuttansammlungen war hier bedeutend geringer als im Briloner Riff und ging nicht über 200 m hinaus, betrug stellenweise wie am Beringhäuser Tunnel nur wenige Zehner Meter oder im Extremfall nur wenige Meter.

Der Bildungsbereich der Riffbauer lag innerhalb der Turbulenzzone. Die durch Wellenschlag aus der Zerstörung des Riffkernes hervorgegangenen Trümmer sammelten sich seeseitig zu einem ausgedehnten Schuttfächer, dem Vorriff, Vorderriff oder „fore-reef“, an. Aus diesem Bereich stammen die untersuchten Massenkalkanteile des Beringhäuser Tunnelportals. Die Riffvorderseite fiel mit 15-35° seewärts ab. Der riffdetritogene Schutt war durch Übergänge mit dem Riffkern verzahnt. Die riffkernnäheren Partien der Außenflanke wurden von lagigen und dendroiden Stromatoporen, die riffkernferneren von Brachiopoden, Echinodermen und Bryozoen besiedelt. Entsprechend ihrem Faunenspektrum lassen sich die untersuchten Kalksteine riffkernferneren tieferen Meeresbereichen innerhalb des fore-reef-Hanges zuweisen (vgl. Abb. 2). Die noch den proximalen Riffschuttkalken zuzuweisenden biogenen Trümmer sedimentierten dort in einem Bereich, in dem die Wellenenergie schon nachließ. Das Auftreten von Algen in den Kalksteinen weist darauf hin, daß das Wasser kaum tiefer als 60 m gewesen sein kann. Die Kalksteine entsprechen dem Typ 6 der fore-reef-facies-Typen nach KREBS (1969: 288) mit Übergängen zu Typ 4. Crinoiden treten überreichlich auf, so daß in vielen Fällen von Crinoidenkalksteinen (Crinoiden-Biospariten) gesprochen werden kann. Zwar fehlen zusammenhängende Stielglieder, jedoch deuten die auf fehlender Abrollung basierenden eckigen Skelettreste sowie die unregelmäßige Einbettung und mangelnde Sortierung dieser wie auch anderer Relikte darauf hin, daß der Ablagerungsort nicht allzu weit vom Lebensraum entfernt gewesen sein kann.

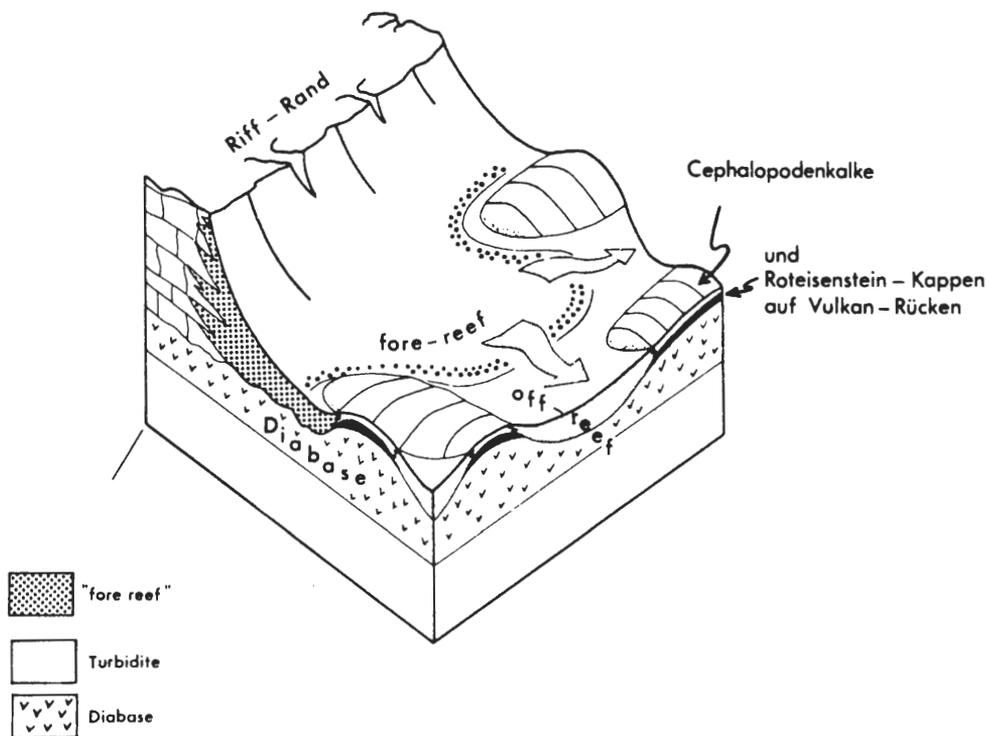


Abb. 2 Schematisiertes Paläorelief der Adorf-Stufe am Südrande des Briloner Riffatolls (nach EDER, ENGEL & FRANKE 1977, Abb. A12).

Nach STRITZKE (1986: Fig. 5 b-f) wechseln sich während des Riffwachstums in dem sich südöstlich an das Messinghäuser Korallen-Stromatoporen-Riff anschließenden Vorriffbereich wiederholt Arenit- und Mikrit-Faziesbezirke ab. Die Mikritfazies weist auf ruhige Sedimentationsbedingungen in einem strömungsärmeren Vorderriffabschnitt, die Arenit-(bis Rudit-)Fazies auf starke Zertrümmerungs- und Transportmechanismen in einem Bewegtwasserbereich hin. Diese Faziesverschiebungen in Raum und Zeit künden das stetige Pendeln und Wechseln unterschiedlich zusammengesetzter Detrituskörper im unmittelbaren Vorfeld des aktiv wachsenden Riffes an und spiegeln sich in der Zusammensetzung der periodisch beckenwärts abströmenden Turbidite wider:

Von den bathymetrischen Hochgebieten des Briloner Atolls und der Messinghäuser Schwelle lösten sich während der Zeit des Riffwachstums riffdetritische Turbidite und wurden nach Süden abtransportiert. Die Suspensionsströme nahmen in den Senken des durch Schalstein- und Cephalopodenkalkschwelen gegliederten Meeresraumes als allodapische Biogenschuttkalke Platz. Die proximalen Turbidite verfestigten sich zum Padberger Kalk, die distalen zu feinkörnigen, mit Tonstein wechsellagernden Flinzkalklagen. Deren riffdetritogene Herkunft ist noch erkennbar.

Das Riffwachstum endete im Laufe der Mittleren bis Oberen Adorf-Stufe. Die Riffkomplexe gerieten – zunächst unmerklich, später stärker – in etwas größere Wassertiefe und wurden mit geringmächtigen oberdevonischen Cephalopodenkalksteinen überkleidet. Hierdurch wird der Übergang vom Hochschwelen- zum Tiefschwelen-Stadium dokumentiert. Auch auf den submarinen Erhebungen des Hauptgrünsteinzuges, die nicht der Bildungsort von Korallenriffen waren, bildeten sich Cephalopodenkalksteine, so daß solche geringmächtigen Karbonatüberkleidungen im Oberdevon sowohl am Rifftrand, am Riffabhang als auch auf den vulkanischen Kuppen zu finden sind. An der Wende Mittel-/Oberdevon stiegen mit Kieselsäure und Eisen angereicherte Hydrothermen empor, welche zur Bildung vorwiegend kieseliger und kalkiger, sich am Top und den Flanken der Schwelle mit Cephalopodenkalken verzahnenden Hämatiterzen führten. Solche linsenförmigen Eisensteinlager befinden sich am Grottenberg wenige 100 m östlich des bearbeiteten Profiles.

Die basalen, ca. 3 m mächtigen Cephalopodenkalksteine über dem Massenkalk enthalten reichlich Algen. Diese Algenkalke sind Anzeiger für flaches und gut durchlichtetes Wasser und kamen oberhalb der 50-m-Tiefenlinie zum Absatz. Die Sedimente entstanden in einer deutlichen Abhängigkeit vom abgestorbenen Riffkörper. Erst vom Famennium ab vertiefte sich der Sedimentationsraum. Kalkschlämme wurden unterhalb der Zone stärkerer Wasserbewegung gefällt, aber nicht tiefer als einige hundert Meter (vgl. TUCKER 1973).

Der Reichtum an freischwimmenden (planktonischen, pseudoplanktonischen und nektonischen) Organismen (Cephalopoden, Conodonten, Tentaculiten, Styliolinen) kennzeichnet den pelagischen Charakter der Kalksteine. Diese Fauna vermischte sich in Taphocoenosen am Bodenbereich mit dem aus Brachiopoden, Trilobiten, Muscheln und Ostracoden bestehenden Benthos. Korallenfragmente in den Kalksteinen (Schliff 18, Großdünn Schliff 42) und zahlreiche große Echinodermerelikte rühren von der Aufbereitung freiliegender Riffabschnitte mit Flachwasserfauna oder der Resedimentierung von Biogenschuttkalken her und zeigen an, daß der Herkunftsort der Biogene bathymetrisch höher als die Region der Platznahme gelegen war.

Karbonate in der Fazies der Cephalopodenkalke vertreten im Profilbereich fast das gesamte Famennium bis in die tiefere Wocklum-Stufe hinein. In der höheren Wocklum-Stufe setzt die Fazies der Hangenberg-Schichten (grüngraue Tonsteine mit Kalksteinknollen) ein, welche – die Devon-/Karbon-Grenze überschreitend – auch noch das Unterkarbon I (*Gattendorfia*-Stufe) umfaßt. Mit dem Unterkarbon II (*Pericyclus*-Stufe) beginnt die Transgression der Liegenden Alaunschiefer. Mit diesem markanten paläogeographischen Wendepunkt trat die Kulmfazies mit ihren gleichförmigeren Sedimenten (Alaunschiefer, Kieselschiefer, Kieselkalke, Lydite) an die Stelle der oberdevonischen Cephalopodenkalkfazies. Ein noch bestehendes Relief über dem Riffbereich wurde nun endgültig ausgeglichen.

6. Conodontenbiofazies (F. W. Luppold)

Das Liegende des Profils bilden ungebankte Stromatoporen-Riffschuttkalke der mittleren *varcus*-Zone, die auf Schalsteinen des Hauptgrünsteinzuges sedimentierten. Eine Probe unmittelbar über dem Top des Schalsteins lieferte folgende Fauna:

Con 5680(545) *Belodella resima* (PHILIP)
Belodella triangularis (STAUFFER)
Bryantodus macrodentatus (BRYANT)
Panderodus sp.
Polygnathus ansatus ZIEGLER, KLAPPER & JOHNSON
Polygnathus sp. aff. *Pol. beckmanni*
Polygnathus linguiformis weddigei CLAUSEN, LEUTERITZ & ZIEGLER
Polygnathus linguiformis Morphotypen indet.
Polygnathus timorensis KLAPPER, PHILIP & JOHNSON
Polygnathus cf. *varcus* STAUFFER
Prioniodina macrodentata BRYANT

Conodontenfazies: *Polygnathus*-Fazies des proximalen Ablagerungsraumes, unmittelbar am Riffabhäng. Die Fazies ändert sich mit dem Erscheinen der Gattung *Ancyrodella*, die hier an der Wende Givetium/Frasnium in einer crinoidenreichen gebankten Riffschuttfazies erscheint und auch prozentual den Faunenanteil gegenüber *Polygnathus* bestimmt. Die *Ancyrodellen* und *Polygnathiden* prägen das Bild des gesamten riffnahen Ablagerungsraumes. Zwei Proben aus dem nicht aufgeschlossenen Bereich zwischen erster Klippe und Beginn des zweiten Profilabschnittes (vgl. CLAUSEN, KORN & LUPPOLD 1990: S. 263, Fig. 2), der aus teilweise dolomitisierten Riffschuttkalken besteht, lieferten die nachfolgenden Faunen: 40 Schritte unt. Pr. 26 m

Con 5785(600) *Ancyrodella africana* → *gigas*
Ancyrodella alata GLENISTER & KLAPPER
Ancyrodella gigas MILLER & YOUNGQUIST
Ancyrodella rugosa BRANSON & MEHL
Icriodus nodosus (HUDDLE)
Icriodus symmetricus BRANSON & MEHL
Nothognathella zieglerei (CLARK & ETHINGTON)
Polygnathus asymmetricus asymmetricus BISCHOFF & ZIEGLER
Polygnathus asymmetricus unilabius HUDDLE
Polygnathus sp. sp.

Datierung: mittlere – obere *Polygnathus asymmetricus*-Zone

Con 5784(599) 10 Schritte unt. Pr. 26 m
Ancyrodella lobata BRANSON & MEHL
Ancyrodella nodosa BRANSON & MEHL
Ancyrodella rugosa BRANSON & MEHL
Icriodus nodosus (HUDDLE)
Icriodus symmetricus BRANSON & MEHL
Palmatolepis punctata (HINDE)
Palmatolepis transitans MÜLLER
Polygnathus sp. sp.

Datierung: obere *Polygnathus asymmetricus*-Zone

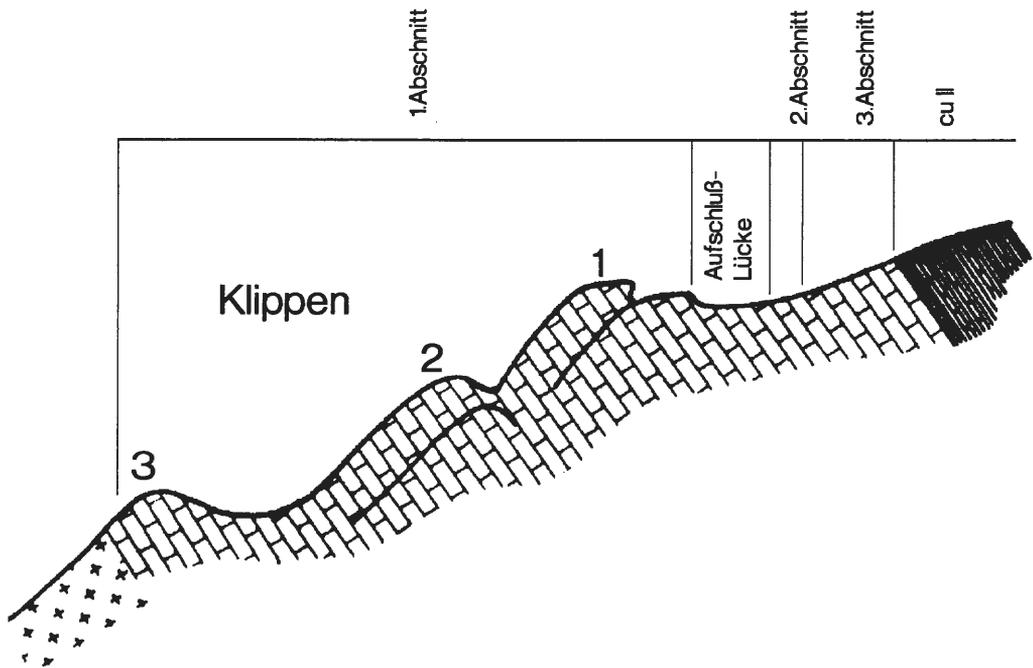


Abb. 3 Schematische Darstellung des Aufschlusses.

Der zweite Profilabschnitt wird von Cephalopodenkalken in sparitisch/mikritischer Fazies gebildet. Dies ist gleichzeitig der Beginn der *Palmatolepis*-Fazies. Dieser Bereich bis zur Frasnium-/Famennium-Grenze wird z. T. noch von riffbildenden Algen (*Renalcis turbitus*) aufgebaut, die den äußeren proximalen Teil des fore-reefs bilden (vgl. CLAUSEN: diese Arbeit).

An der Wende Frasnium/Famennium (3. Profilabschnitt) setzt ein abrupter Fazieswechsel ein. Es kommen keine reinen Biosparite, sondern nur noch Biomikrite in plattiger und knolliger Form (Knollenkalk) mit hohem Schluffanteil vor. Diese Karbonate leiten schon die distale fore-reef-Fazies ein und werden hauptsächlich durch die Gattung *Palmatolepis* repräsentiert. In der *trachytera*-Zone ist die Gattung *Scaphignathus/Alternognathus* neben *Palmatolepis* vorherrschend. Die ersten beiden Gattungen sind Faziesanzeiger für den Gezeiten- und Lagunenbereich [vgl. SANDBERG & ZIEGLER 1979, SANDBERG & DREESEN (1984)], also eine Faziesverzahnung im Sinne von SANDBERG & ZIEGLER (1979: 176). Die Fazies der *postera*- und *expansa*-Zone wird wieder von den Gattungen *Palmatolepis* und *Polygnathus* geprägt. STRITZKE (1989: 77) gibt zwei Profile mit Faunenlisten in unmittelbarer Nähe unseres Profils an. Es sind dies: Profil Niederhof (3) und Westhang Grottenberg (4). Dort sind im unteren Profilabschnitt grobgebankte debris-flow-Kalke aufgeschlossen, wie sie auch in unserem Profil im ersten Profilabschnitt vorkommen (untere – mittlere *Polygnathus asymmetricus*-Zone). Nach einer Profilunterbrechung beschreibt STRITZKE im Profil 3 Knollenkalksteine mit dünnen Tonschieferlagen, die auch hier die *Palmatolepis*-Fazies repräsentieren.

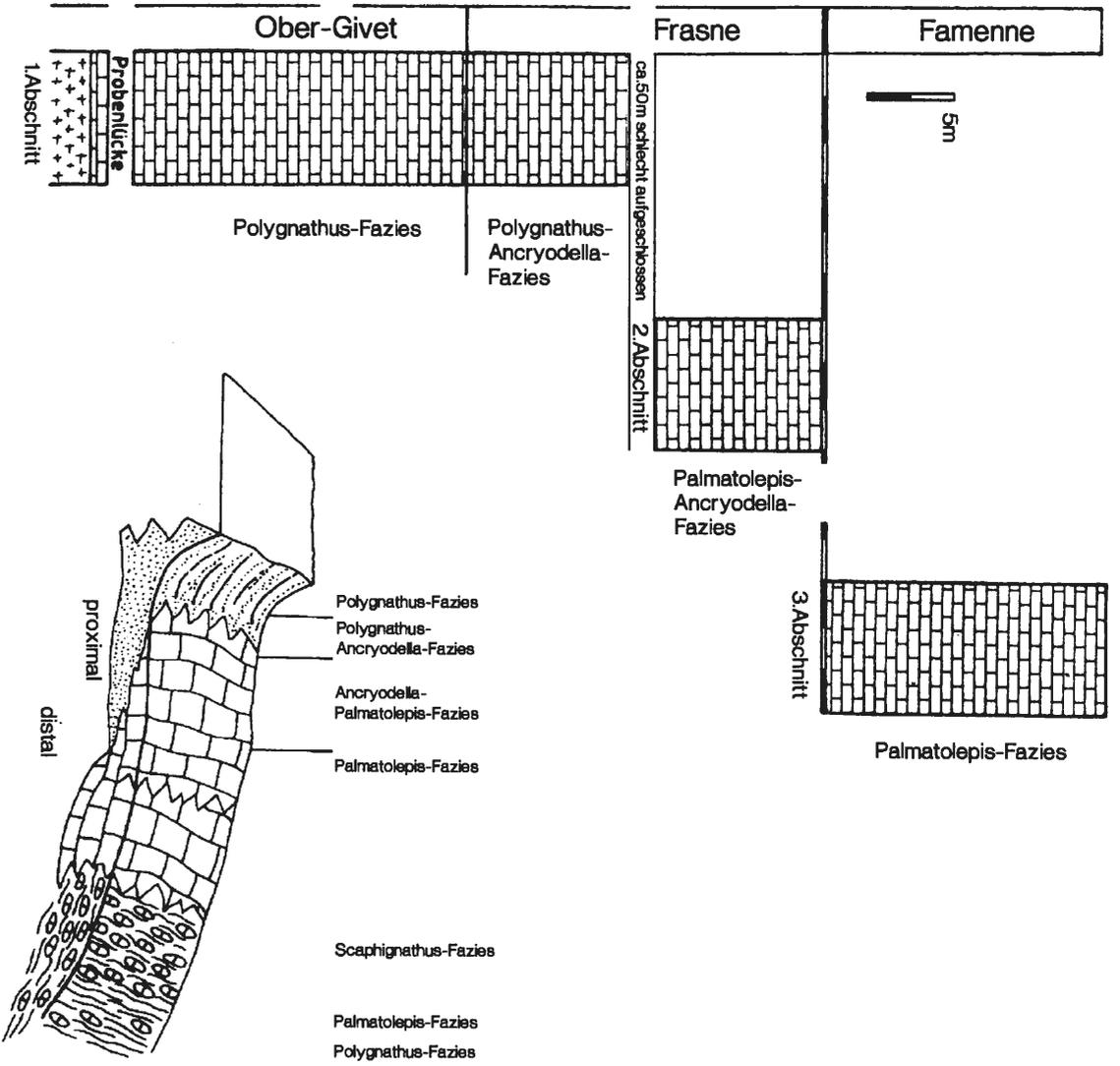


Abb. 4 Schematische Darstellung der Conodontenbiofazies.

7. Conodontensystematik (F. W. Luppold)

***Ancyrodella binodosa* UYENO, 1967**

Taf. 6, Fig. 1-4

Vorbemerkung:

Seit einiger Zeit hat sich um die Gattung *Ancyrodella* und deren Ursprungsarten *binodosa* und *rotundiloba* ein Meinungsstreit über die Ontogenese entfacht. Ich möchte dazu keine Stellung nehmen, lediglich Meinungen gegenüberstellen. Dabei beziehe ich mich auf die Arbeit von UYENO (1967), der die Art aufgestellt hat.

Aus der Probe Con 5851 stammen mehrere Exemplare dieser Art. Auffälliges Merkmal ist die große ausge dehnte Basalgrube, die fast die gesamte Plattformunterseite einnimmt (Taf. 6, Fig. 2, 3). BULTYNCK & JACOBS (1981) unterschieden drei Morphotypen. Alle hier abgebildeten Arten gehören demnach zum Morphotyp α . Sie repräsentieren das phylogenetische Frühstadium der Gattung *Ancyrodella* (vgl. BULTYNCK & JACOBS 1981, Taf. 8, Fig. 1-8). Es können je nach Entwicklungsgrad ein oder mehrere Knoten am äußeren Plattformrand angeordnet sein. KLAPPER (1985) dagegen stellt die bei BULTYNCK & JACOBS (1981) als *Ancyrodella binodosa* dargestellten Formen zum größten Teil zu *Ancyrodella rotundiloba* (Früh-Form).

Ancyrodella* aff. *Ancyrodella binodosa

Taf. 6, Fig. 5

Ein Exemplar, das eine deutliche triangulare Plattform mit randständigen Knoten aufweist (vgl. KLAPPER 1985, Taf. 1, Fig. 2, 3 und BULTYNCK & JACOBS 1981, Taf. 8, Fig. 6, 7).

***Ancyrodella rotundiloba* (BRYANT, 1921)**

Taf. 6, Fig. 6-12

Die hier abgebildeten Exemplare stellen einen Teil der Variationsbreite dieser Art dar. Die Merkmale sind: breite- bis spitztriangulare Plattform mit grober und feiner Beknotung. Ausbildung eines Sekundärkiels, der von der auslaufenden Basalgrube, die mal größer und mal kleiner ausgebildet sein kann, bis kurz vor den Außenrand verläuft. Der Größenunterschied bei der Ausbildung der Basalgrube ist für KLAPPER (1985) das Unterscheidungsmerkmal zwischen ontogenetischer Früh- und Spät-Form.

***Ancyrodella alata* GLENISTER & KLAPPER, 1966**

Taf. 6, Fig. 13, 16, 17

Ancyrodella alata unterscheidet sich von *Ancyrodella rotundiloba* durch die feinere Beknotung der Plattformoberseite. Der Sekundärkiel ist besonders stark ausgeprägt (Taf. 6, Fig. 13). Auffällig ist auch die Ab wandlung von einer einfach triangularen Plattform zu einer lobenbetonten Plattform.

***Ancyrodella africana* GARCÍA – LÓPEZ, 1981**

Taf. 6, Fig. 14

Besonderes Merkmal dieser Art ist die Zweiteilung des Sekundärkiels, der im Gegensatz zu *Ancyrodella alata* nur sehr mäßig entwickelt ist. Die Basalgrube ist klein bis mäßig groß.

***Ancyrodella pramosica* PERRI & SPALLETTA, 1981 b**

Taf. 6, Fig. 15

Die Art zeichnet sich durch einen fast symmetrischen Aufbau der Plattform aus. Das abgebildete Exemplar zeigt jeweils zwei große Knoten auf den Loben, die im gleichen Abstand voneinander stehen.

***Ancyrodella rugosa* BRANSON & MEHL, 1934**

Taf. 6, Fig. 18

Der Plattformumriß ist wieder triangular. Der Sekundärkiel ist gut ausgebildet und reicht bis an die Lobenenden. Die Basalgrube ist klein bis mäßig groß ausgebildet.

***Ancyrognathus ubiquitous* SANDBERG, ZIEGLER & DREESEN, 1988**

Taf. 8, Fig. 8

Einziges Exemplar aus der *linguiformis*-Zone. *Ancyrognathus ubiquitous* wurde von SANDBERG, ZIEGLER & DREESEN (1988) als wichtiges Indexfossil für die *linguiformis*-Zone ausgewiesen.

***Alternognathus beulensis* ZIEGLER & SANDBERG, 1984**

Taf. 11, Fig. 5, 9

Bei dem vorliegenden Material fällt, im Gegensatz zu den Exemplaren bei BEINERT et al. (1971), Taf. 1, Fig. 14-17, der asymmetrische Plattformaufbau auf. Die Berippung zeigt stets zur Carina. Das freie Blatt ist kurz und hoch.

***Hemilistrona depkei* CHAUFF & DOMBROWSKI, 1977**

Taf. 11, Fig. 7

Charakteristisch für die Gattung *Hemilistrona* sind der große Hauptzahn und eine nach innen ausgeweitete Plattform. Eine Plattformaußenseite sowie ein freies Blatt sind nicht entwickelt. Auf der Plattform sind kleine Knoten, die sich perlschnurartig aneinanderreihen.

***Icriodus* sp. aff. *Icriodus cornutus* SANNEMANN, 1955**

Taf. 10, Fig. 5

Die Spindel ist gerade bis schwach nach innen gebogen. Die Lateralknoten sind kleiner als die Medianknoten. Zum Hinterende werden die Knotenabstände größer. Die Medianknoten sind am Vorderende zu einem Grat zusammengewachsen. Lateralknoten fehlen im vorderen Teil der Spindel. Der Sporn wird von zwei Zähnen gebildet, der aber nicht so kräftig entwickelt ist wie bei *Icriodus cornutus*. Eine große, fast symmetrische Basalgrube befindet sich unter dem vorderen Teil der Spindel.

***Icriodus* sp. A**

Taf. 9, Fig. 7

Ein *Icriodus* mit unregelmäßig aufgebauter Spindel mit alternierenden Zahnleisten. Eine Medianreihe ist nicht vorhanden. Das Hinterende wird durch einen kräftigen Sporn gebildet, ähnlich wie bei *Icriodus cornutus*. Beziehungen bestehen zu *Icriodus deformatus* (vgl. auch Taf. 8, Fig. 7).

***Icriodus* sp. B**

Taf. 9, Fig. 16

Außergewöhnlich schmale Spindel mit weitständigen flachen Knotenreihen. Da eine Medianreihe nicht vorhanden ist, werden die Knotenreihen von zwei sehr dichtstehenden Knoten gebildet.

***Icriodus* sp. C**

Taf. 8, Fig. 7

Bemerkenswerte Form mit weitständigen Zahnleisten und einem Hauptzahn, der ebenfalls als Zahnleiste ausgebildet ist. Die Spindel ist stark nach innen gebogen. Die Basalgrube ist im hinteren Teil beidseitig der Spindel fast symmetrisch stark gewölbt. Beziehungen bestehen zu *Icriodus deformatus* HAN, 1987 (vgl. HUI-CHEN et al. 1988, Taf. 3, Fig. 11-15).

***Nothognathella? abnormis* BRANSON & MEHL, 1934**

Taf. 10, Fig. 14, 15

Bemerkenswert ist die Bildung eines Seitenastes, wie ihn SANNEMANN (1955), Taf. 6, Fig. 16, 17, aus dem Oberdevon II α angibt. SANNEMANN deutet die Seitenastbildung als pathologisch.

***Palmatolepis marginifera marginifera* HELMS, 1959**

Taf. 10, Fig. 9

Eine untypische Form mit *quadrantinodosa*-Skulptur auf der Plattforminnenseite.

***Palmatolepis quadrantinodosa* subsp. indet.**

Taf. 10, Fig. 8

Eine Art aus der *quadrantinodosa*-Reihe mit kräftigen Längsknoten auf der Außenseite, wie sie bei *Palmatolepis rugosa* vorhanden sind. Die Plattform-Innenseite wird ebenfalls von kräftigen Knoten gebildet, die aber zum Vorderende kleiner werden.

***Palmatolepis* sp. aff. *Palmatolepis rhenana* BISCHOFF, 1956**

Taf. 8, Fig. 9

Einziges Exemplar mit extrem langen Außenlappen und einer zweiten Carina, die vom Außenrand bis zum Zentralknoten deutlich entwickelt ist. Beziehungen bezüglich des Außenlappens bestehen zu *Palmatolepis semichatovae* und *Palmatolepis* aff. *Palmatolepis rhenana* (vgl. KLAPPER & LANE, 1988, Taf. 1, Fig. 6-13).

***Palmatolepis unicornis* MILLER & YOUNGQUIST, 1947**

Taf. 7, Fig. 4, 5

Beide Figuren zeigen die Bildung einer zweiten Carina, wie sie typisch für *Palmatolepis semichatovae* OV-NATANOVA, 1976 ist. Bemerkenswert ist die Bildung einer dritten Carina und eines zweiten Zentralknotens; beide Merkmale werden als pathologisch gedeutet.

***Palmatolepis* sp.**

Taf. 7, Fig. 16

Ein untypisches Exemplar der Gattung *Palmatolepis* mit fehlendem Ansteigen der Carina zum freien Blatt. Das Plattform-Vorderende ist krankhaft verändert. Ebenso fehlt die Bildung eines abgesetzten Außenlappens. Die Plattformoberfläche ist mit feinen Knoten überzogen.

***Polygnathus asymmetricus asymmetricus* BISCHOFF & ZIEGLER, 1957**

Taf. 7, Fig. 1

Das eher untypische Exemplar hat eine unregelmäßig beknotete Plattformoberfläche. Ein freies Blatt ist nicht deutlich ausgebildet (vgl. HUDDLE 1981, Taf. 8, Fig. 2). Typische Exemplare mit feiner Beknotung kommen erst im oberen Klippenbereich vor.

***Polygnathus caelatus* BRYANT, 1921**

Taf. 11, Fig. 14a-b, 16a-b

Figur 14 zeigt ein juveniles Exemplar mit geringer Beknotung. Ein freies Blatt ist hier nicht entwickelt. Die Unterseite wird in der Mitte von einer sehr großen Basalgrube geprägt. (vgl. HUDDLE 1981, Taf. 13, Fig. 6). Das Exemplar der Fig. 16 zeigt eine kräftige Beknotung der schmalen Plattform und kräftige hohe Zähnnchen der Carina, die zu einem Grat zusammengewachsen sind.

***Polygnathus cristatus* HINDE, 1879**

Taf. 7, Fig. 2, 3

Sehr breite Formvariante mit kurzem freiem Blatt. Die Beknotung wird zum Plattformrand feiner. Beziehungen bestehen zu *Polygnathus asymmetricus asymmetricus* (vgl. Taf. 7, Fig. 1).

***Polygnathus glaber* subsp. indet.**

Taf. 10, Fig. 6

Das freie Blatt zeigt alternierende Zähnnchen, die auf der Plattform zu einem Grat verschmelzen; zum Vorderende löst sich der Grat wieder in einzelne Zähnnchen auf. Der hintere Teil der Plattform wird beidseitig von kurzen Rippen gebildet, die aber nicht bis an die Carina reichen.

Polygnathus* ex gr. *nodocostatus

Taf. 9, Fig. 10, 13-15

Die Abbildungen zeigen verschiedene Varianten aus der *Polygnathus nodocostatus*-Gruppe, die z. T. aber deutlich andere Merkmale aufweisen.

Besonders deutlich wird das bei den Figuren 10 und 14. Die Figur 10 zeigt eine ovale, gekrümmte Plattform ohne freies Blatt. Die Oberfläche wird durch unregelmäßige Knoten und Knotenleisten gebildet. Eine Carina ist angedeutet. Hier bietet sich ein Vergleich mit *Nothognathella? cerebriiformis* SANDBERG & ZIEGLER, 1979 an. Allerdings fehlt bei *Nothognathella cerebriiformis* eine Carina (vgl. SANDBERG & ZIEGLER, 1979, Taf. 3, Fig. 24-26). Bei Fig. 14 ist eine Einschnürung zum freien Blatt angedeutet, aber ein freies Blatt ist nicht voll ausgebildet, so daß der Eindruck einer Gesamtplattform mit Ausbildung einer Carina entsteht. Die Figuren 13 und 15 stehen der *nodocostatus*-Gruppe am nächsten. Ausbildung eines kurzen freien Blattes und deutliche Beknotung, z. T. in Längsreihen angeordnet, auf der Plattformoberfläche. Hier zeichnen sich Entwicklungstendenzen ab.

***Polygnathus norrisi* UYENO, 1967**

Taf. 7, Fig. 12, 14

SANDBERG, ZIEGLER & BULTYNCK (1989) stellen diese Art zu einer neuen Gattung *Skeletognathus*. Sie unterscheiden ein Pa-Element und ein Pb-Element. Bei dem Pa-Element (Taf. 7, Fig. 12) handelt es sich um eine „*Spathognathodus*-Form“ mit meist asymmetrischer Plattform; das Pb-Element, eine „*Ozarkodina*-Form“ (Taf. 7, Fig. 14), weist im Gegensatz zum Pa-Element ein abknickendes freies Blatt mit einem nach hinten weisenden Hauptzahn auf. Das Pb-Element hat Ähnlichkeiten mit *Ozarkodina lacera* HELMS.

***Polygnathus* sp. nov. aff. *Pol. ordinatus* BRYANT, 1921**

Taf. 7, Fig. 7, 8

Ein *Polygnathus* mit länglich-ovaler Plattform und 6 dichtstehenden Knotenreihen, die parallel zur Carina verlaufen. Die Knoten der Carina sind etwas weitständiger als die sie begleitenden Nebenreihen. Bemerkenswert ist der Verlauf der Knotenreihen zum Vorderende. Sie passen sich nicht dem Plattformumriß an, sondern verlaufen gerade über den Plattformrand hinaus, so daß der Eindruck einzelner Loben entsteht. Das freie Blatt knickt scharf nach innen ab. Die Basalgrube ist länglich-oval und befindet sich dicht unterhalb des Plattform-

anfangs. HUDDLE (1981) bildet zahlreiche *Polygnathus* der *ordinatus*-Reihe ab. Sie zeigen einige Abweichungen der Oberflächenstrukturierung. So weist *Polygnathus ordinatus* (HUDDLE 1981, Taf. 16, Fig. 6) einige Ähnlichkeiten zu der hier vorgestellten Art auf. Es liegen 7 Exemplare aus Con 5854 (22 m unt. Top Klippe) vor.

***Polygnathus (Alternognathus) pseudostrigosus* DREESEN & DUSAR, 1974**
Taf. 10, Fig. 1-3

Eine Art der Gattung *Polygnathus* mit lanzettförmiger, schmaler Plattform. Die Oberfläche ist mit wenigen Knoten bzw. Zahnleisten versehen. Das freie Blatt steigt nach vorn steil an. Die Carina überragt die Plattform deutlich und löst sich zum Hinterende in Einzelzähne auf. Ein ähnliche Form beschreiben KLAPPER & LANE (1985) als *Polygnathus gracilis* aus dem älteren Oberdevon in *Polygnathus*-Fazies NW-Canadas. SANDBERG & ZIEGLER (1984) stellen die Art zur Gattung *Alternognathus* (vgl. SANDBERG & ZIEGLER 1984: 188).

***Polygnathus unilabius* HUDDLE, 1981**
Taf. 7, Fig. 9

Kennzeichnend für diese Art ist die spitzovale, asymmetrische Plattform mit feiner Beknotung. Die Unterseite wird von einer asymmetrischen Basalgrube geprägt.

***Polygnathus* sp. aff. *Polygnathus rhomboideus* ULRICH & BASSLER, 1926**
Taf. 11, Fig. 2

Abweichend von *Polygnathus rhomboideus* hat dieses Exemplar eine perlschnurartige Berippung, die in konzentrischen Ringen die Plattform nachzeichnet. Unterbrochen wird die Berippung von einer flachen Carina. Beiderseits der Carina sind am Vorderende kurze, kragenartige Rostren entwickelt, wie sie bei *Polygnathus perplexus* THOMAS entwickelt sind.

***Polygnathus* n. sp.?**
Taf. 9, Fig. 19, 20

Ein *Polygnathus* mit asymmetrischer Plattform und schwach angedeuteten Knotenreihen auf der Plattform. Die Carina ist in Form eines höckerigen Grates entwickelt. Das freie Blatt wird von 5-6 freistehenden Zähnen gebildet. Die Unterseite zeigt eine Einschnürung im inneren Teil der Plattform und eine große asymmetrische Basalgrube, die sich dem Plattformumriß anpaßt.

***Polygnathus* sp. A**
Taf. 7, Fig. 6, 13

Eine robuste Art der Gattung *Polygnathus* mit wulstartigen Plattformrändern und einer zweiten Carina am Plattformende. Die Ornamentierung der Plattformoberfläche setzt sich aus Knötchen und Leisten zusammen. Die Form weist Ähnlichkeiten mit *Polygnathus bifurcatus* HASS (1959) aus dem höchsten Oberdevon auf.

***Polygnathus* sp. B**
Taf. 7, Fig. 10

Die Plattformrippen sind weitständig und robust. Beziehungen bestehen zu *Polygnathus morgani* KLAPPER & LANE (1985).

***Polygnathus* sp. C**
Taf. 7, Fig. 11

Eine aberrante Form von *Polygnathus* mit krankhaft entwickelter Plattformaußenseite.

***Polygnathus* sp. D**
Taf. 7, Fig. 15

Stark taillierte *Polygnathus*-Art mit tiefen adcarinalen Trögen. Die Plattform ist bis zu $\frac{2}{3}$ mit feinen, dichtstehenden Querleisten versehen. Zum Vorderende hin fehlt jegliche Ornamentierung. Beziehungen zum Rippenverlauf bestehen zu *Polygnathus imparilis* KLAPPER & LANE (1985).

***Polygnathus* sp. E**
Taf. 7, Fig. 17

Ebenfalls wie *Polygnathus* sp. D hat diese Form dichtstehende feine Querleisten auf der Plattform; sie erscheint jedoch in einem stratigrafisch höheren Niveau.

***Polygnathus* sp. F**
Taf. 10, Fig. 11

Ein gestreckter *Polygnathus* mit einer bifurcaten Carina am Plattformvorderende. Die Plattform wird von unregelmäßig großen Rippen gebildet, die zum Vorderende ausgerichtet sind.

***Polygnathus* sp. G**

Taf. 11, Fig. 6

Eine Art der Gattung *Polygnathus* mit taillierter Plattformaußenseite, so das ein Rostrum vorgetäuscht wird. Die Plattform ist mit feinen, dichten Querrippen versehen. Am Hinterende löst sich die Berippung in feine Knötchen auf.

***Polygnathus* sp. sp.**

Taf. 9, Fig. 1-3

Die Figur 1 zeigt ein Exemplar mit aberranter Plattformaußenseite. Durch ein paar Knoten wird eine zweite Carina angedeutet, die rechtwinklig zum Plattformaußenrand verläuft. Das freie Blatt ist mit sehr kräftigen Zähnen ausgestattet.

Figur 2 zeigt einen *Polygnathus* mit rund-ovalem Umriß. Die Plattform wird von kurzen, kräftigen Querrippen gekreuzt. Das freie Blatt ist wiederum sehr kräftig.

Wie bei Figur 1 ist auch bei Figur 3 die Plattformaußenseite ungewöhnlich ausgeweitet. Die Plattformoberseite ist wieder gerippt.

***Scaphignathus velifer velifer* HELMS, 1959**

Taf. 11, Fig. 12, 13

Typisches Exemplar mit schmaler Plattform und sehr kurzem freien Blatt.

Scaphignathus velifer* → *Alternognathus regularis

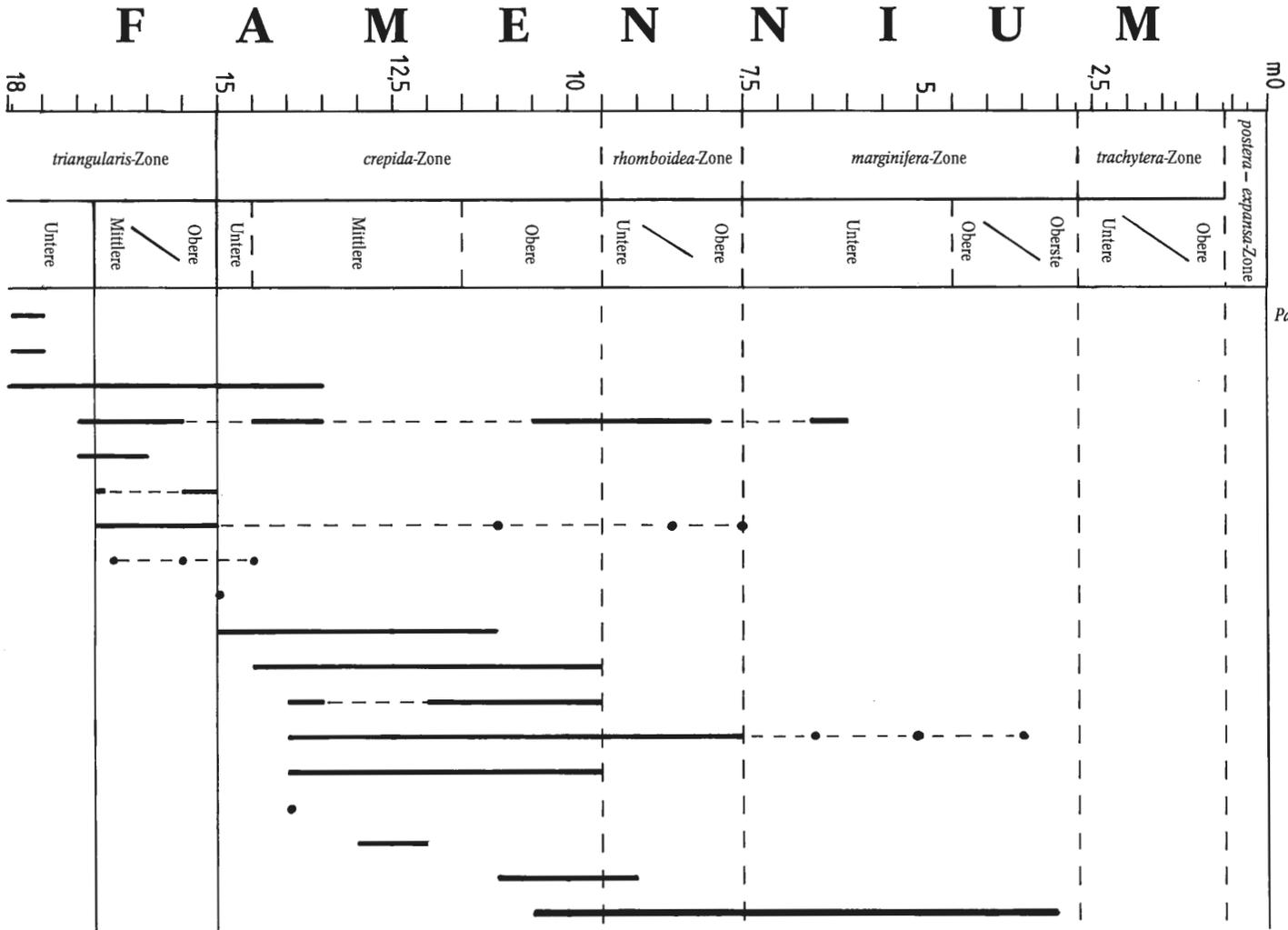
Taf. 11, Fig. 8, 11

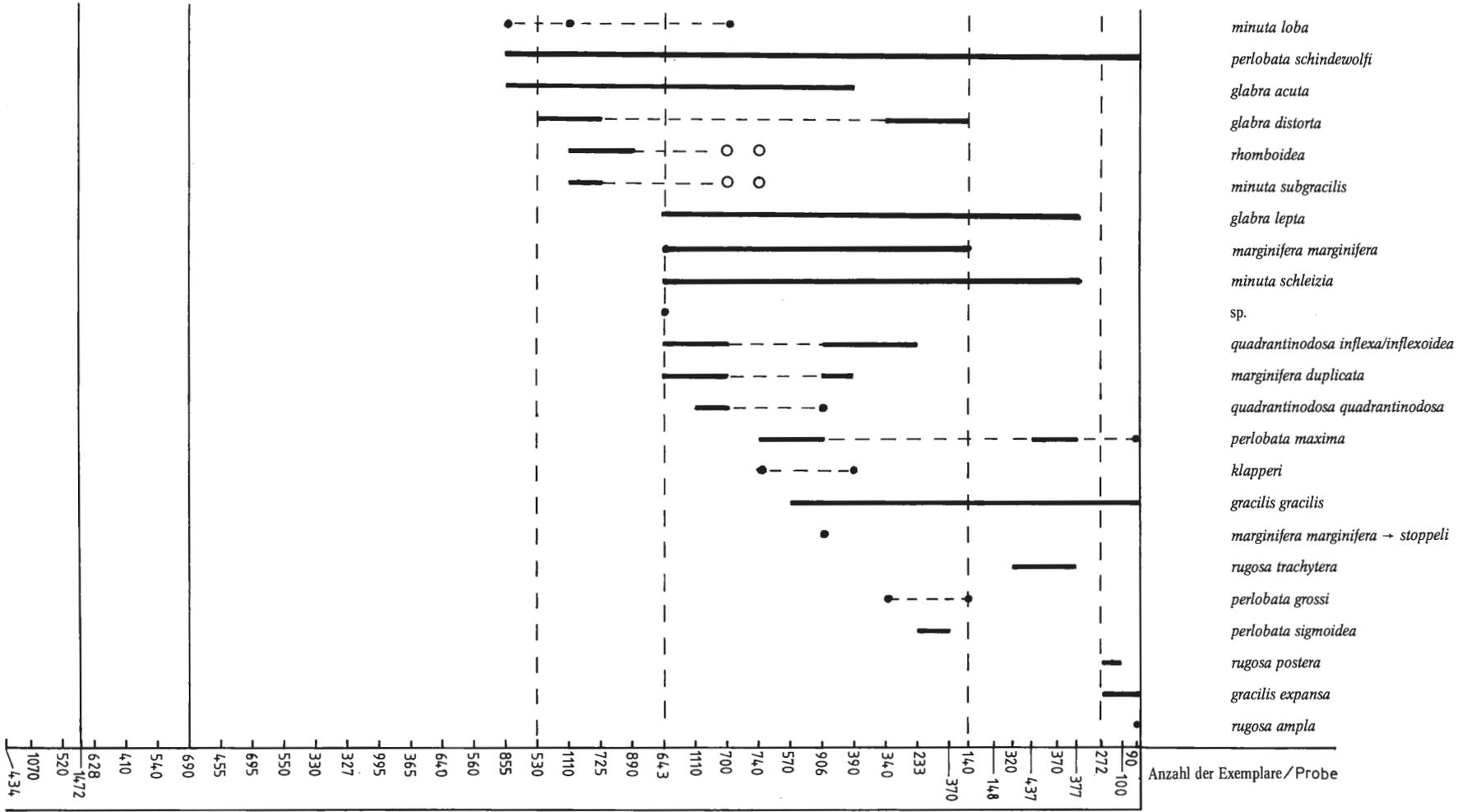
Bei den abgebildeten Exemplaren handelt es sich um Übergangsformen.

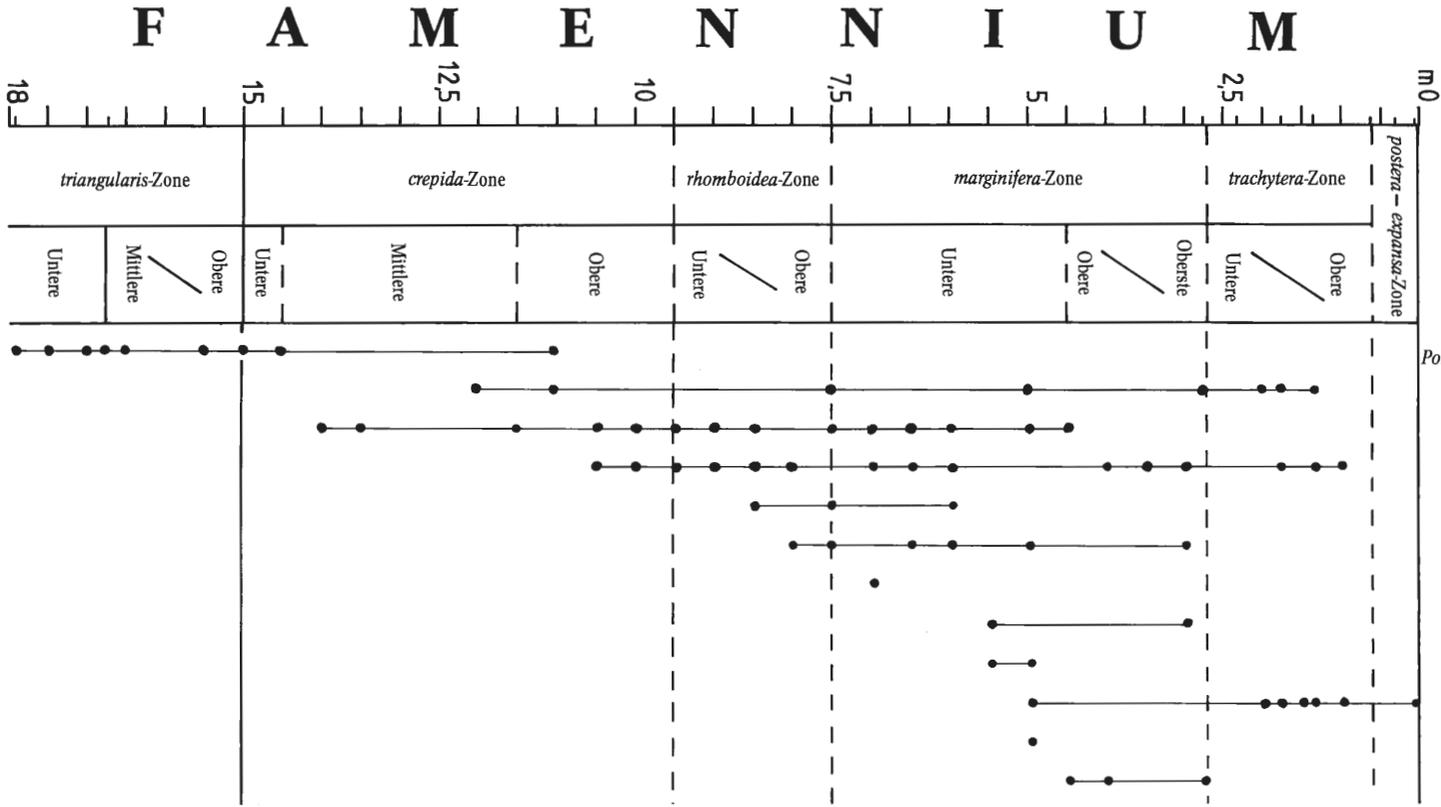
***Scaphignathus* sp. indet.**

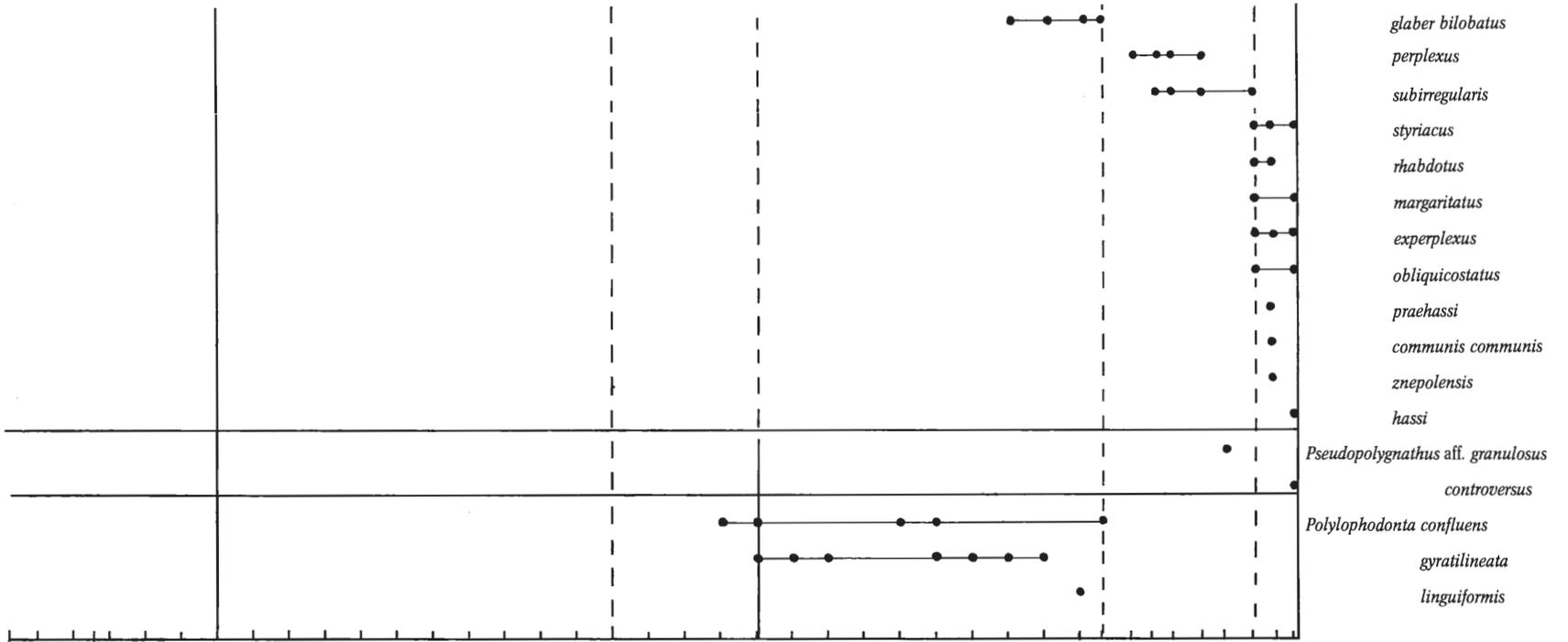
Taf. 11, Fig. 10

Unregelmäßig geformte Plattform mit Beknotung auf der äußeren Plattformhälfte.

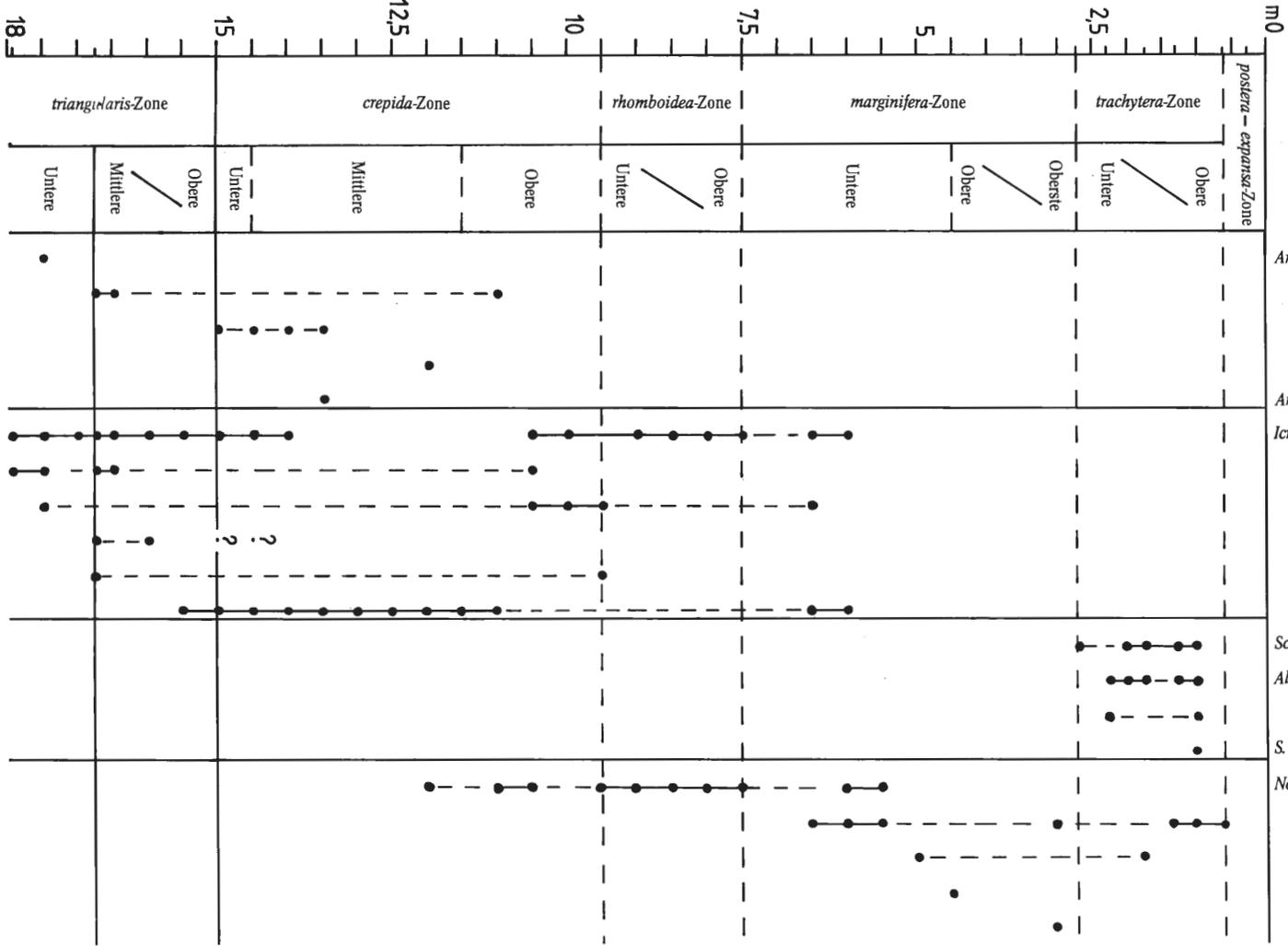




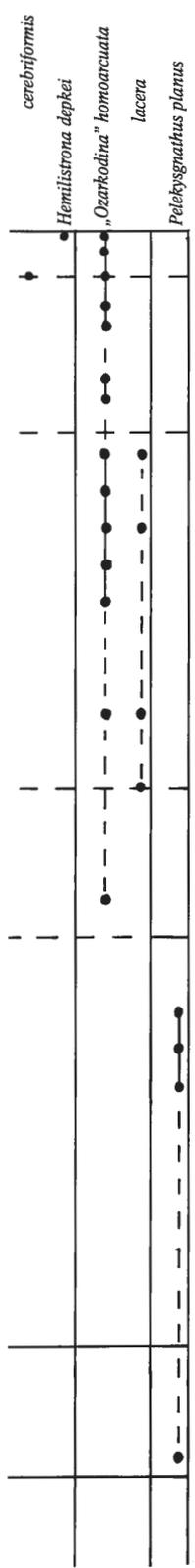




F A M E N N I U M



- Ancyrognathus ancyrognathoides*
- cryptus*
- sinelaminus*
- sp.
- Ancyrolepis cruciformis*
- Icriodus alternatus alternatus*
- alternatus helmsi*
- sp.
- incrassatus*
- iowaensis*
- cornutus*
- Scaphignathus velifer*
- Alternognathus beulensis*
- regularis*
- S. velifer* → *A. regularis*
- Nothognathella sublaevis*
- zieglerei*
- gigantea*
- palmatoformis*
- brevidentata*



Übersicht über die am Beringhäuser-Tunnel entnommenen Conodontenproben

BGR-Nummern	Entnahmepunkt im Profil
Con 5680	Basis Massenkalk-Klippe, direkt über Schalstein
Con 6092	Top 2. Klippe
Con 5793	Basis 1. Klippe
Con 5868	28 m unter Top Massenkalk
Con 5855	25 m unter Top Massenkalk
Con 5854	22 m unter Top Massenkalk
Con 5853	18 m unter Top Massenkalk
Con 5852	14 m unter Top Massenkalk
Con 5851	10 m unter Top Massenkalk
Con 5792	8 m unter Top Massenkalk
Con 5791	6 m unter Top Massenkalk
Con 5790	4,7 m unter Top Massenkalk
Con 5789	4 m unter Top Massenkalk
Con 5788	3 m unter Top Massenkalk
Con 5787	2 m unter Top Massenkalk
Con 5786	1 m unter Top Massenkalk
Con 5679	Top Massenkalk-Klippe
Con 5785	40 Schritte unt. Pr. 26 m
Con 5784	10 Schritte unt. Pr. 26 m
Con 5783	26 m
Con 5782	24 m
Con 5781	22 m
Con 5780	21 m
Con 5779	20,5 m
Con 5678	20 m
Con 5778	19,5 m
Con 5677	19 m
Con 5777	18,5 m
Con 5676	18 m
Con 6241	unter 17,9 m
Con 6240	über 17,9 m
Con 6177	unter 17,5 m
Con 5776	17,5 m
Con 6176	direkt über 17,5 m
Con 5675	17 m
Con 6078	16,75 m
Con 6079	16,7 m
Con 5775	16,5 m I
Con 6077	16,5 m II
Con 5674	16 m
Con 5774	15,5 m
Con 5673	15 m
Con 5773	14,5 m
Con 5672	14 m
Con 5772	13,5 m
Con 5671	13 m
Con 5771	12,5 m
Con 5670	12 m
Con 5770	11,5 m
Con 5669	11 m
Con 5769	10,5 m
Con 5668	10 m
Con 5768	9,5 m
Con 5667	9 m
Con 5767	8,5 m
Con 5666	8 m

Con 5766	7,5 m
Con 5665	7 m
Con 5765	6,5 m
Con 5664	6 m
Con 5764	5,5 m
Con 5663	5 m
Con 5763	4,5 m
Con 5662	4 m
Con 5762	3,5 m
Con 5661	3 m
Con 5761	2,7 m
Con 5760	2,3 m
Con 5660	2 m
Con 5759	1,7 m
Con 5758	1,3 m
Con 5659	1 m
Con 5757	0,6 m
Con 5756	0,3 m
Con 5658	0 m
Con 5755	18 Schritte über 0 m

8. Die Goniatiten der höheren Adorf-Stufe (C.-D. Clausen)

Aus den Bankbereichen 19 m, 18,3 m und unterhalb 17,9 m (= Frasnium/Famennium-Grenze) stammen 31 Goniatiten, welche den Gattungen *Manticoceras*, *Ponticeras* vel *Maternoceras*, *Tornoceras* und *Beloceras* angehören. Die den Gehäusen und dem sie umkrustenden Nebengestein anhaftende Begleitfauna setzt sich aus „Orthoceren“ und Vertretern von *Buchiola* sp. zusammen.

***Manticoceras* HYATT**

Der überwiegende Anteil der Goniatiten (24 Exemplare) gehört der Gattung *Manticoceras* an. Es liegen alle ontogenetischen Stadien vom indifferenten juvenilen Gehäuse (Durchmesser 0,9 cm) bis zum spätadulten ausgewachsenen Exemplar (Durchmesser > 9 cm) vor. Die meisten Gehäusediameter fallen in einen von 3 bis 4,5 cm reichenden Schwankungsbereich. Der Erhaltungszustand ist im allgemeinen gut. Kalkige Schalenreste, teilweise auch pseudomorph in Brauneisen oder Ankerit umgewandelt, sind inselartig auf allen Partien der externen Windungen konserviert. Auf ihnen sowie auf den Steinkernen lassen sich fragmentarisch erhaltene Ritzstreifen beobachten. Zu Rippen verstärkte bikonvexe Anwachsstreifen beleben in einigen Fällen das Skulpturmuster. Die gattungsspezifische externe Lobenlinie setzt sich aus Median-, Extern- und Laterallobus mit einem auf der Flanke gelegenen, auffallend großen, breit gerundeten, nabelwärts übergeneigten Lateral-sattel (E/L-Sattel) zusammen. E- und L-Lobus laufen bei ontogenetisch ausdifferenzierten Formen am Lobengrunde spitz zu (Abb. 6a, b).

- Bank 19: *Manticoceras carinatum* WEDEKIND (Taf. 12 Fig. 10, 11)
M. intumescens (BEYRICH) (Abb. 6 b, Taf. 12 Fig. 12, 13)
M. intumescens (BEYRICH) → *M. crassum* WEDEKIND (Abb. 6a, Taf. 1 Fig. 5, 6)
M. cf. crassum WEDEKIND (Abb. 5a)
? *M. sp.*
- Bank 18,3: *Manticoceras cordatum* WEDEKIND
M. intumescens (BEYRICH) (2) Abb. 5b)
M. crassum WEDEKIND
M. adorfense WEDEKIND (Taf. 13 Fig. 2, 3)
M. cf. adorfense WEDEKIND (Taf. 12 Fig. 7, 8)
M. drevermanni WEDEKIND → *M. carinatum* WEDEKIND (4) (Abb. 6c)
M. sp. (2)

Genauere Bank-

lage unsicher: *M. of. carinatum* WEDEKIND (Taf. 12 Fig. 9)

M. of. intumescens (BEYRICH)

M. intumescens (BEYRICH) → *M. crassum* WEDEKIND

M. of. crassum WEDEKIND

M. crassum WEDEKIND → *M. cordatum* WEDEKIND

M. of. adorfense WEDEKIND (Taf. 13 Fig. 1)

unterhalb

Bank 17,9: *Manticoceras* sp.

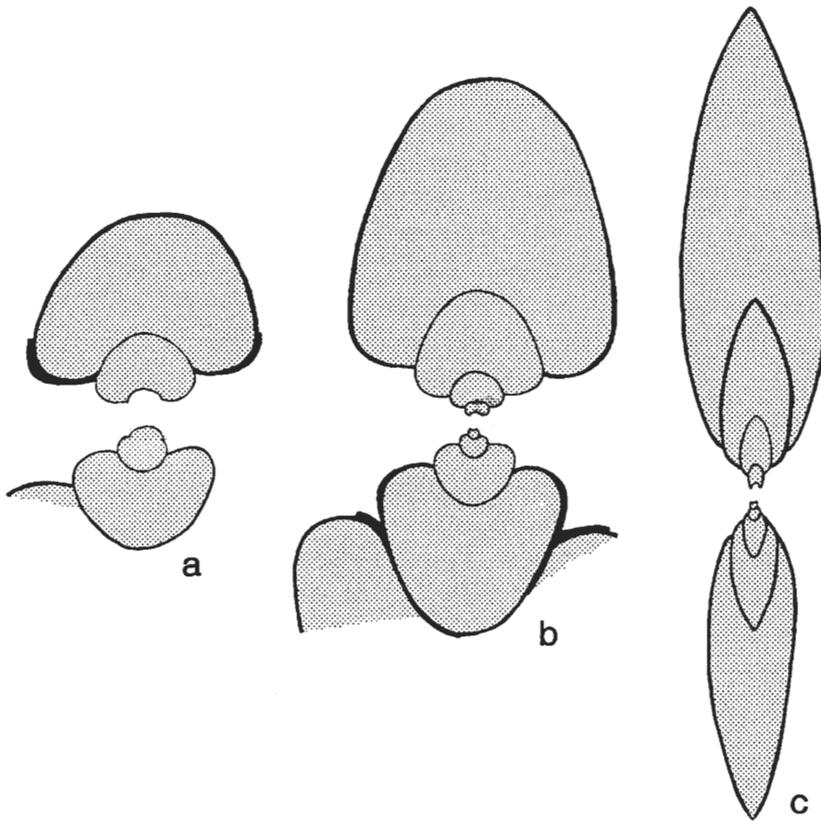


Abb. 5 Querschnitte von Ammonoideen aus der Adorf-Stufe.

a) *Manticoceras* cf. *crassum* WEDEKIND, (coll. KORN 1980), 19 m unter Top des Profiles, x 1,25.

b) *Manticoceras intumescens* (BEYRICH), (coll. KORN 1980), 18,3 m unter Top des Profiles x 1,25.

c) *Beloceras* cf. *sagittarium* (G. & F. SANDBERGER) → *Beloceras subacutum* PETTER, (coll. KORN 1980), 18,3 m unter Top des Profiles, x 1,25.

***Ponticeras* CLARKE vel *Maternoceras* CLAUSEN**

Es liegen drei Exemplare vor, die sich durch ein weitgenabeltes bis mäßig weitgenabeltes, demzufolge evolutives und nur eine geringe konkave Windungszone aufweisendes Gehäuse auszeichnen. Die Externseite ist gerundet, der Windungsquerschnitt breiter als hoch. Lobenlinien sind nirgendwo sichtbar. Eines der beiden kleineren Individuen besitzt retriradiäre, zu undeutlichen Rippen verstärkte Anwachsstreifen. Das größere, mit Vorbehalt zu *Maternoceras* sp. gestellte frühadulte Exemplar (Durchmesser 1,6 cm; Nabelweite 0,9-1 cm) weist auf dem letzten Wohnkammerviertel eine ventrolaterale Furche auf, welche adapical in einer prorsiradiären, die Flanke überziehenden Eintiefung endet. Es kann nicht ausgeschlossen werden, daß diesen Einwalmungen sekundäre (? tektonische) Ursachen zugrunde liegen.

Die Gattung *Maternoceras* besitzt einen (frühontogenetischen) Umbilicallobus, während ein solcher bei *Ponticeras* fehlt. Außer Betracht bleiben hier die bei *Ponticeras/Probeloceras* einerseits, *Manticoceras/Maternoceras* andererseits vermittelnden phylogenetischen Übergangsformen mit spätontogenetischem Umbili-

callobus. Da über den Lobenlinienverlauf der vorliegenden Exemplare gar keine Anhaltspunkte bestehen, muß die genaue Gattungszugehörigkeit offen bleiben.

Bank 18,3: *Ponticeras* vel *Maternoceras* sp. (2)
? *Maternoceras* sp. (1) (Taf. 12 Fig. 3)

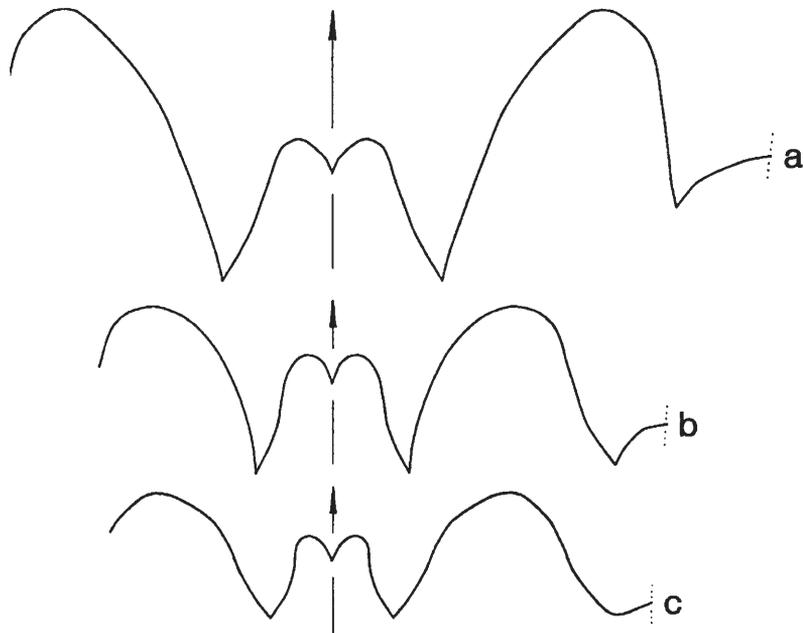


Abb. 6 Lobenlinien von Ammonoideen aus der Adorf-Stufe.

- a) *Manticoceras intumescens* (BEYRICH) → *Manticoceras crassum* WEDEKIND, (coll. KORN 1980), 19 m unter Top des Profiles, x 2,5, bei 22,0 mm Windungsbreite und 20,2 mm Windungshöhe.
- b) *Manticoceras intumescens* (BEYRICH), (coll. KORN 1980), 19 m unter Top des Profiles, x 2,5, bei 13,1 mm Windungsbreite und 14,9 mm Windungshöhe.
- c) *Manticoceras drevermanni* WEDEKIND → *Manticoceras carinatum* WEDEKIND, (coll. KORN 1980), 18,3 m unter Top des Profiles, x 2,5, bei 11,9 mm Windungsbreite und 16,0 mm Windungshöhe.

Tornoceras HYATT

Es ist nur der skulpturlose Steinkern eines einzigen vollkommen erhaltenen Individuums vorhanden. In der diesem Goniatiten anhaftenden Gesteinsmatrix sind weitere tornoceratide Fragmente eingebettet.

Das vorliegende ungenabelte Gehäuse wird zu *Tornoceras simplex* (VON BUCH) gestellt. Es ist hochmündig mit nur schwach gerundeten Flanken, die in etwa parallel zueinander gestellt sind und eine schmal gerundete Externseite umschließen. Lobenlinie sowie Anwachs- und Ritzstreifen sind nicht erhalten.

Bank 19: *Tornoceras simplex* (VON BUCH) (Taf. 12 Fig. 4)

Beloceras HYATT

Drei engenabelte Exemplare mit dem für *Beloceras* charakteristischen hochmündigen, flach scheibenförmigen Gehäuse. Die abgeplatteten Flanken konvergieren zu einer bei zwei Individuen zugespitzten, schneidend scharfen Externseite, während dieselbe bei dem dritten Exemplar schmal und von den Flanken abgesetzt ist. Die letzte Windung umhüllt jeweils die älteren vollständig. Anwachsstreifen und Skulpturmerkmale fehlen. Am Steinkern anhaftende Schalenrelikte sind erhalten.

Die Externsutura zeigt die typische, durch Medianlobenbildung vermehrte Lobenzahl, die ein Gegenstück zu der hier nicht sichtbaren, durch Umbilicallobenbildung stärker differenzierten Internsutura darstellt. Die drei Goniatiten werden zu dem im deutschen Oberdevon nicht selten auftretenden *Beloceras sagittarium* (G. & F. SANDBERGER) gerechnet. Es muß allerdings darauf hingewiesen werden, daß *sagittarium*-Exemplare an der Ventralseite gewöhnlich abgeflacht bis leicht konkav eingestülpt sind (Externfurche). Die beiden vorliegenden galeaten *sagittarium*-Exemplare tendieren daher zu *B. subacutum* PETTER, von dem sie sich aber außer in der Gehäusemorphologie auch durch die höhere Lobenzahl unterscheiden.

Bank 19,3: *Beloceras sagittarium* (G. & F. SANDBERGER) (Taf. 13 Fig. 4, 5)
B. cf. sagittarium (G. & F. SANDBERGER) → *B. subacutum* PETTER (Abb. 5c)

Genauere Bank-

lage unsicher: *B. cf. sagittarium* (G. & F. SANDBERGER) → *B. subacutum* PETTER (Taf. 12 Fig. 1, 2)

9. Die Ammonoideen des Famennium (D. Korn)

Im hangenden Profilabschnitt konnten Ammonoideen-Faunen aus verschiedenen Horizonten gewonnen werden:

Profilmeter 0: *Platyclymenia* ? sp.
Protoxyclymenia ? sp.
Cymaclymenia ? sp.
Sporadoceras sp.

Profilmeter 4,80: *Cyrtoclymenia involuta* (WEDEKIND 1908)
Pricella stuckenbergi (TOKARENKO 1903)
Genuclymenia sp.
Sporadoceras sp.
Prolobites delphinus (G. & F. SANDBERGER 1853)

Profilmeter 5,50: *Pseudoclymenia* sp.

Profilmeter 7,00: *Paratornoceras lentiforme* (SANDBERGER 1857).

Die stratigraphische Einstufung der drei unteren Fossilhorizonte ist einfach: Das Massenvorkommen von *Paratornoceras lentiforme* bei Profilmeter 7,00 charakterisiert den höheren Teil der *Cheiloceras*-Stufe.

Bei 5,50 m liegen mehrere dicht aufeinander folgende Lagen, die *Pseudoclymenia*-Exemplare führen, in denen aber *Prolobites* sowie Clymenien fehlen. Sie sind in die *sandbergeri*-Zone zu stellen. Die fossilreiche Lage bei Profilmeter 4,80 enthält vor allem *Sporadoceras*-Exemplare in großer Anzahl, daneben seltener *Prolobites*- und *Clymenien*-Arten. Die Vergesellschaftung ist typisch für die *delphinus*-Zone.

Schwieriger ist die Einstufung der höchsten Kalkstein-Lage des Profiles. Eindeutige Leitfossilien treten hier nicht auf; aufgrund der Faunenkomponenten ist am ehesten an eine Einordnung in den oberen Teil der *annulata*-Zone zu denken

Systematik

Ordnung **Clymeniida**

Familie **Cyrtoclymeniidae**

Pricella n. gen.

Derivatio nominis: Nach John Price – der als erster die generische Selbständigkeit erkannte – benannt.

Typus-Art: *Clymenia Stuckenbergi* TOKARENKO 1903, 31, Taf. 3 fig. 4.

Diagnose: Gehäuse kleinwüchsig, flachscheibenförmig mit konkaver, gegen die Flanken durch eine scharfe Kante abgetrennte Externseite. Ornamentierung mit bikonvex verlaufenden Anwachsstreifen, teilweise mit Rippen. Lobenlinie mit breitem, gerundetem Laterallobus.

Zugehörige Arten:

glabra: *Clymenia Stuckenbergi* var. *glabra* PERNA 1914: 69. *Delphinus*-Zone, Süd-Ural.

lotzi: *Protactoclymenia Lotzi* WEDEKIND 1908: 611. *Delphinus*-Zone, Rheinisches Schiefergebirge (Synonym von *Clymenia Stuckenbergi*).

stuckenbergi: *Clymenia Stuckenbergi* TOKARENKO 1903: 31. *Delphinus*-Zone, Süd-Ural.

Abgrenzung: Wegen der konkav geformten Externseite ist *Pricella* nicht mit anderen Gattungen der Familie Cyrtoclymeniidae zu verwechseln.

***Pricella stuckenbergi* (TOKARENKO 1903)**

Taf. 13 fig. 8-10

- * 1903 *Clymenia Stuckenbergi* TOKARENKO: 31, Taf. 3 Fig. 4.
- v 1908 *Protactoclymenia Lotzi* WEDEKIND: 611, Taf. 43 Fig. 8.
- 1914 *Cyrtoclymenia Stuckenbergi*. – PERNA: 68, 109, Taf. 3 Fig. 1-3, Taf. 14 fig. 11, 16
- v 1914 *Protactoclymenia Lotzi*. – WEDEKIND: 23, Taf. 1 Fig. 13-15.
- 1944 *Cyrtoclymenia stuckenbergi*. – KIND: 151, Taf. 1 Fig. 7.
- 1953 *Cyrtoclymenia stuckenbergi*. – NALIVKINA: 105, Taf. 4 Fig. 5.
- 1985 *Cyrtoclymeniidae* n. gen. *stuckenbergi*. – BECKER: 31, Abb. 3d.

Lectotyp: Das von TOKARENKO (1903: Taf. 3 Fig. 4) abgebildete Exemplar.

Loc. typ./Strat. typ: Verkhneuralsk; Oberdevon.

Diagnose: Typus-Art der Gattung *Pricella* mit folgenden Besonderheiten: Gehäuse flachscheibenförmig (Wb/Dm = 0,28), Nabel eng bis mäßig weit (Nw/Dm etwa 0,30). Ornamentierung mit in Nabelnähe am kräftigsten ausgeprägten Rippen, welche auf der ventralen Seite der Flanken ausdünnen.

Beschreibung: Das Exemplar (Taf. 13 Fig. 8, 9) ist ein recht gut erhaltenes Exemplar von 15 mm Durchmesser mit birnenförmigem Windungsquerschnitt, dessen breiteste Stelle in der Nähe des Nabels liegt. Die konkav geformte Externseite ist durch abgerundete Kanten von den Flanken abgegrenzt.

Der letzte halbe Umgang trägt 10 abgerundete und besonders in Nabelnähe stärker hervortretende Rippen mit konkavem Verlauf. Im ventralen Flankendrittel lösen sich diese Rippen auf – hier sind die sonst sehr feinen Anwachsstreifen besonders gut zu erkennen.

Sie bilden einen breiten Ventrolateralvorsprung auf den Flanken und einen Sinus auf der Externseite. Das kleinere Exemplar (Taf. 13 Fig. 19) unterscheidet sich durch die schwächeren und in geringeren Abständen stehenden Rippen vom ersten Exemplar.

Abmessungen in mm:

Dm	Wb	Wh	Nw
14,6	3,9	5,7	4,2

Bemerkungen: Die auffällige Art ist bereits mehrfach erwähnt, abgebildet und beschrieben worden, und dennoch ist die Kenntnis noch immer recht lückenhaft. Diese Lücken – besonders in der Kenntnis der Lobenlinie – können auch mit dem neu aufgesammelten Material noch nicht gefüllt werden. Die Lobenlinie ist auch weiterhin noch nicht mit Sicherheit bekannt. Daher ist es unklar, ob ein Externlobus vorhanden ist (PERNA 1914, NALIVKINA 1953) oder nicht (WEDEKIND 1908, 914). Wegen der konkaven Externseite ist wahrscheinlich, daß ein flacher Externlobus ausgebildet ist.

Stratigraphische und geographische Verbreitung: Alle stratigraphisch horizontiert gesammelten Stücke stammen aus der *delphinus*-Zone. Die Art ist von mehreren Fundpunkten im Süd-Ural, Mugodzhur und Rheinischen Schiefergebirge bekannt.

10. Literatur

- BÄR, P. (1966): Stratigraphie, Fazies und Tektonik am Briloner Massenkalk-Sattel (Ostsauerland). – Diss. Univ. Gießen: 31 S., 9 Abb., 1 Kte.; Gießen.
- (1968): Die ober-devonisch/unter-karbonische Schichtlücke über dem Massenkalk des Briloner und Messinghäuser Sattels (Ostsauerland). – N. Jb. Geol. Paläont., Abh. **131** (3): 263-288, 2 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- BANDEL, K. & MEYER, D. E. (1975): Algenriffkalke, allochthone Rifflöcke und autochthone Beckenkalke im Südteil der Rheinischen Eugeosynklinale. – Mainzer geowiss. Mitt., **4**: 5-65, 7 Abb., 10 Taf.; Mainz.
- BECKER, R. T. (1985): Devonische Ammonoideen aus dem Raum Hohenlimburg-Letmathe (Geologisches Blatt 4611 Hohenlimburg). – Dortm. Beitr. Landeskde. naturwiss. Mitt., **19**: 19-34, Abb. 1-3, Tab. 1-2; Dortmund.
- BEINERT, R. J. et al. (1971): Revision of *Scaphignathus* and description of *Clydagnathus? ormistoni* n. sp. (Conodonta, Upper Devonian). – Geologica et Palaeontologica, **5**: 81-91, 1 Fig., 2 Taf., Marburg.
- BULTYNCK, P. & JACOBS, L. (1981): Conodontes et sédimentologie des couches de passage du Givetien au Frasnien dans le nord du Tafilalet et dans le Ma'der (Maroc Présaharien). – Sciences de la terre, **53/2**: 24 S., 6 Fig., 10 Taf., Brüssel.

- BOTTKE, H. (1978): Zur Faziesgebundenen Tektonik der Briloner Scholle (Ostsauerland, Rheinisches Schiefergebirge). – Z. dt. geol. Ges., **129**: 141-151, 3 Abb.; Hannover.
- CLAUSEN, C.-D. (1969): Oberdevonische Cephalopoden aus dem Rheinischen Schiefergebirge. II. Gephuroceratidae, Beloceratidae. – Palaeontographica, A, **132**: 95-178, 23 Abb., 11 Tab., 5 Taf.; Stuttgart.
- (1971): Geschichte, Umfang und Evolution der Gephuroceratidae (Ceph.; Oberdevon) in heutiger Sicht. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **137** (2): 175-208, 8 Abb.; Stuttgart.
- , KORN, D. & LUPPOLD, F. W. (1990): Zur Biostratigraphie und Fazies des Mittel-/Oberdevon-Profiles am Beringhauser Tunnel (nördliches Rheinisches Schiefergebirge). – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **117**: 261-266, 3 Fig.; Frankfurt a. M.
- DREESEN, R. & DUSAR, M. (1974): Refinement of conodont-biozonation in the Famenne-type area. – Int. Symp. on Belgian Micropal. limits from Emsian to Visean Namur 1974, Publ. **13**: 36 S., 24 Fig., 5 Tab., 7 Taf.; Brüssel.
- & HOULLEMBERGHS, E. (1980): Evolutionary trends of Famennium Icriodids in the Dinant and Vesdre basins (conodonts, Belgian Upper Devonian). – Annales de la Société Géologique de Belgique, **103**: 111-141. 2 Fig., 8 Taf.; Brüssel.
- DRUCE, E. C. (1976): Conodont biostratigraphy of the Upper Devonian reef complexes of the Canning Basin, Western Australia. – Bull. of Mineral Resources, Geology and Geophysics, **158** Vol. 1+2: 303 S., 26 Fig., 11 Kart., 97 Taf.; Canberra.
- EDER, W., ENGEL, W., FRANKE, W., LANGENSTRASSEN, F., WALLISER, O. H. & WITTEN, W. (1977): Überblick über die paläogeographische Entwicklung des östlichen Rheinischen Schiefergebirges. – Exkursionsführer Geotagung '77 Göttingen, I: 2-11, 6 Abb.; Göttingen.
- EDER, W., ENGEL, W. & FRANKE, W. (1977): Paläogeographie an der Wende Mittel-/Oberdevon (Faziesübergang Schelf/Becken am Beispiel von Briloner Massenkalk, Padberger Kalk und Flinz; Aufschlüsse 4 bis 6). – Exkursionsführer Geotagung '77 Göttingen. I: 22-29, 4 Abb.; Göttingen.
- FLÜGEL, E. (1978): Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. – 454 S., 68 Abb., 57 Tab., 33 Taf.; Berlin – Heidelberg – New York (Springer-Verlag).
- FOLK, R. L. (1959): Practical petrographic classification of limestones. – Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., **43** (1): 1-38, 41 Fig., 2 Tab.; Tulsa (Okla.).
- FRANKE, W. (1973): Fazies, Bau und Entwicklungsgeschichte des Iberger Riffes (Mitteldevon bis Unterkarbon III, NW-Harz, W-Deutschland). – Geol. Jb., **A 11**: 3-127, 15 Abb., 8 Tab., 9 Taf.; Hannover.
- (1974): Zur Genese von „Cephalopodenkalken“ im nördlichen Rheinischen Schiefergebirge. – Nachr. Deutsch. Geol. Ges., **11**: 17; Hannover.
- GLENISTER, B. F. (1958): Upper Devonian ammonoids from the *Manticoceras* Zone, Fitzroy Basin, Western Australia. – J. Paleont., **32**: 58-96, 11 Taf.; Tulsa, Okla.
- HELMS, J. (1959): Conodonten aus dem Saalfelder Oberdevon (Thüringen). – Geologie, Jg., **8/1-8**: 634-677, 3 Abb., 6 Taf.; Berlin.
- (1961): Die „*nodocostata*“-Gruppe der Gattung *Polygnathus*. – Geologie, Jg., **10/6**: 674-711, 17 Abb., 4 Taf.; Berlin.
- HOUSE, M. & ZIEGLER, W. (1977): The Goniatite and Conodont sequences in the early Upper Devonian at Adorf, Germany. – Geologica et Palaeontologica, **11**: 69-108, 4 Abb., 6 Taf.; Marburg.
- HUDDLE, J. W. (1981): Conodonts from the Genesee-Formation in Western New York. – Geological Survey, Professional Paper, **1032-B**: 66 S., 1 Fig., 6 Tab., 32 Taf.; Washington.
- HUI-CHEN, J. et al. (1988): An ideal Frasnian/Famennian Boundary in Ma-Anshan, Zhongping, Xiangzhou, Guangxi, South China. – in: MC MILLAN, N. J. (ed.): Devonian of the world, **Vol. III**: 79-92, 3 Fig., 4 Taf.; Calgary.
- JOHNSON, G. (1989): Base of the Upper Devonian in the conodont zonation. – Newsl. Stratigr., **21/1**: 11-14, 1 Fig.; Berlin – Stuttgart.
- KIND, N. V. (1944): Goniatity i klimenii zapatnogo sklona Mugodzarskikh gor. – Uch. zap. Leningr. Inst., ser. geol.-pochv. nauk, byp., **11**: 137-166, Abb. 1, Taf. 1; Leningrad.
- KLAPPER, G. (1985): Sequence in conodont genus *Ancyrodella* in lower *asymmetricus* Zone (earliest Frasnian, Upper Devonian) of the Montagne Noire, France. – Palaeontographica Abt. A, **188/1-3**: 19-34, 3 Fig., 11 Taf.; Stuttgart.
- (1988): Intent and reality in biostratigraphic zonation: a reply to SANDBERG, ZIEGLER & BULTYNCK (1988). – Newsl. Stratigr., **19/3**: 179-183, 1 Fig.; Berlin – Stuttgart.
- (1988): The Montagne Noire Frasnian (Upper Devonian) conodont succession. – in: MC MILLAN, N. J. (ed.): Devonian of the world, **Vol. III**: 449-468, 4 Fig., 4 Taf.; Calgary.
- & LANE, H. R. (1985): Upper Devonian (Frasnian) conodonts of the *Polygnathus* biofacies, N.W.T., Canada. – J. Paleont., **59/4**: 904-951, 21 Fig., 3 Tab.; Tulsa.

- , FEIST, R. & HOUSE, M. R. (1987): Decision on the Boundary Stratotype for the Middle/Upper Devonian Series Boundary. – Episodes, **10/2**: 97-101, 5 Fig.; Ottawa.
- & LANE, H. R. (1988): Frasnian (Upper Devonian) conodont sequence at Luscar Mountain and Mount Haultain, Alberta Rocky Mountains. – in: MC MILLAN, N. J. (ed.): Devonian of the world, **Vol. III**: 469-478, 2 Fig.; 2 Taf.; Calgary.
- KREBS, W. (1969): Early void-filling cementation in Devonian fore-reef limestones (Germany). – Sedimentology, **12**: 279-299, 8 Abb., 1 Tab.; Amsterdam.
- (1974): Devonian carbonate complexes of central Europe. – In: LAPORTE, L. F. (Hrsg.): Reefs in time and space. – Soc. econ. Palaeontologists and Mineralogists, spec. publ., **18**: 155-208, 25 Abb., 10 Tab.; Tulsa/Okla.
- MATYJA, H. (1987): Conodont biofacies in the Famennian stage of Pomeriana, northwestern Poland. – in: AUSTIN, R. L. (ed.): Conodonts: Investigative techniques and applications. British Micropalaeontological Society Series. Ellis Harwood Ltd.
- MEISCHNER, K.-D. (1971): Clastic sedimentation in the variscan geosyncline east of the river Rhine. – In: Sedimentology of parts of Central Europe. Guidebook. – VIII. intern. Sediment. Congr. 1971, Heidelberg: 9-43, 19 Abb.; Frankfurt/M. (Kramer).
- NALIVKINA, A. K. (1953): Verkhnedevonskie goniatity i klimenii Mugodzhara. – Trudy Vses. nef. nauchno-issled. geol. Inst., nov. ser., **72**: 60-125, Abb. 1-37, Taf. 1-5; Moskva.
- PAECKELMANN, W. (1925): Bemerkungen über die geologischen Verhältnisse der Gegend von Brilon i. Westf. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **46**: 210-230, 3 Abb.; Berlin.
- (1928): Der geologische Bau des Gebietes zwischen Bredelar, Marsberg und Adorf am Nordostrand des Rheinischen Schiefergebirges. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **49**: 370-412, 15 Fig.; 1 Taf.; Berlin.
- & KÜHNE, F. (1936), mit Beitr. von PFEFFER, P.: Erläuterungen zu Blatt Madfeld. – Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. Länder 1:25 000: 79 S., 1 Tab., 1 Taf.; Berlin.
- (1979), mit Beitr. von BOTTKE, H., DIEDERICH, G., FICKEL, W., HÖLTING, B., HORN, M., PLAUMANN, S. & ULRICH, H.-J.: Erläuterungen zu Blatt Adorf. – Geol. Kt. Hessen 1:25 000: 127 S., 11 Abb., 11 Tab., 2 Taf.; Wiesbaden [2., ergänzte Aufl.].
- PERNA, E. (1914): Ammonoidei verkhnyago Neodevona vostochnago sklona Urala (Die Ammonoiten des oberen Neodevon vom Ostabhang des Südurals). – Trudy geol. Kom., nov. ser. **99**: 1-114, Abb. 1-86, Taf. 1-4; St. Petersburg.
- PETTER, G. (1959): Goniatites Dévoniennes du Sahara. – Thèse à la fac. sci. univers. Paris; publ. Serv. Carte géol. de l'Algérie. N. S., Paléont. Mém., **2**: 313 S., 58 Abb., 26 Taf.; Alger.
- RABIEN, A. (1969): Geologie des Naturparks Diemelsee. – In: STRENGE, B. VON (Hrsg.): Landschaftsrahmenplan Naturpark Diemelsee, IX (3) 11-17, 1 Kt.; Darmstadt (Inst. f. Naturschutz).
- SANDBERG, C. A. & ZIEGLER, W. (1973): Refinement of standard Upper Devonian conodont zonation based on sections in Nevada and Western Germany. – Geologica et Palaeontologica, **7**: 97-122, 3 Abb., 2 Tab., 5 Taf.; Marburg.
- & DREESEN, R. (1984): Late Devonian icriodontid biofacies models and alternate shallow-water conodont zonation. – Geological Society of America, Spec. Paper, **196**: 143-178, 8 Fig.; 4 Taf.; Washington.
- & ZIEGLER, W. (1979): Taxonomy and biofacies of important conodonts of Late Devonian *styriacus*-Zone, United States and Germany. – Geologica et Palaeontologica, **13**: 173-212, 2 Abb., 7 Taf.; Marburg.
- , – & BULTYNCK, P. (1988): Middle – Upper Devonian Series Boundary as an example of intent and reality in biostratigraphic zonation. – Newsl. Stratigr., **18/2**: 117-121, 1 Fig.; Berlin – Stuttgart.
- , –, DREESEN, R. & BUTLER, J. L. (1988): Late Frasnian Mass extinction: Conodont event stratigraphy global changes and possible causes. – in: ZIEGLER, W. (ed.): 1st International Senckenberg Conference and 5th European Conodont Symposium (ECOS V) Contribution I, part 1-3. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **102**: 267-307, 15 Fig.; 3 Tab., 2 Taf.; Frankfurt.
- SANNEMANN, D. (1955): Oberdevonische Conodonten (to II α) Senck. Ieth., **36/1-2**: 123-156, 3 Abb., 6 Taf.; Frankfurt.
- STRITZKE, R. (1986): Conodont biofacies of Middle and Upper Devonian limestones, Brilon area, West-Germany. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **52**: 215-226, 5 Fig.; Elsevier Science Publishers B. V., Amsterdam.
- (1989): Stratigraphie, Faziesanalyse und Paläogeographie im Oberdevon des Briloner Vorriffgebietes (Ostsauerland). – Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **35**: 75-106, 6 Abb., 3 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- SZULCZEWSKI, M. (1971): Upper Devonian conodonts, stratigraphy and faunal developments in the Holy Cross Mts. – Acta Geologica Polonica, **21/1**: 129 S., 11 Fig.; 9 Tab., 34 Taf.; Warschau.
- TOKARENKO, L. (1903): Fauna verkhnedevonskikh izvestnyakov okrestnostey g. Verkhneural'skaya Orenburgskoy gub. – Trudy Obs. estestv. pri Kazank. univ., **37** (2): 1-40, Taf. 1-3; Kazan.

TUCKER, M. E. (1973): Sedimentology and diagenesis of Devonian pelagic limestones (Cephalopodenkalk) and associated sediments of the Rhenohercynian Geosyncline, West Germany. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **142** (3): 320-350, 24 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.

UYENO, T. T. (1967): Conodont zonation, Waterways Formation (Upper Devonian), northeastern and central Alberta. – Geol. Surv. Can., Paper **67-30**: 20 S.; Ottawa.

WAHBA, Y. (1978): Die Geologie des Briloner Massenkalksattels im östlichen Sauerland. – Diss. Univ. Clausthal: 219 S., 4 Abb., 32 Gefügediagr., 15 Tab., 6 Ktn.; Clausthal.

WEDEKIND, R. (1908): Die Cephalopodenfauna des höheren Oberdevon am Enkeberge. – N. Jb. Miner. Geol. Paläont., Beil.-Bd. (B) **26**: 565-634, Abb. 1-3, 1 Tab., Taf. 39-45; Stuttgart.

– (1914): Monographie der Clymenien des Rheinischen Gebirges. – Abh. kgl. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., n. F., **10** (1): 1-73, Taf. 1-7; Berlin.

ZIEGLER, W. (1958): Conodontenfeinstratigraphische Untersuchungen an der Grenze Mitteldevon/Oberdevon und in der Adorf-Stufe. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **87**: 7-77, 7 Abb., 10 Tab., 12 Taf.; Wiesbaden.

– (1962): Taxonomie und Phylogenie Oberdevonischer Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **38**: 166 S., 18 Abb., 11 Tab., 14 Taf.; Wiesbaden.

– & KLAPPER, G. (1985): Stages of the Devonian System. – Episodes, **8/2**: 104-109, 9 Fig.; Ottawa.

– & SANDBERG, C. A. (1984): *Palmatolepis*-based revision of upper part of standard Late Devonian conodont zonation. – Geological Society of America, Spec. Paper, **196**: 179-194, 4 Fig., 2 Taf.; Washington.

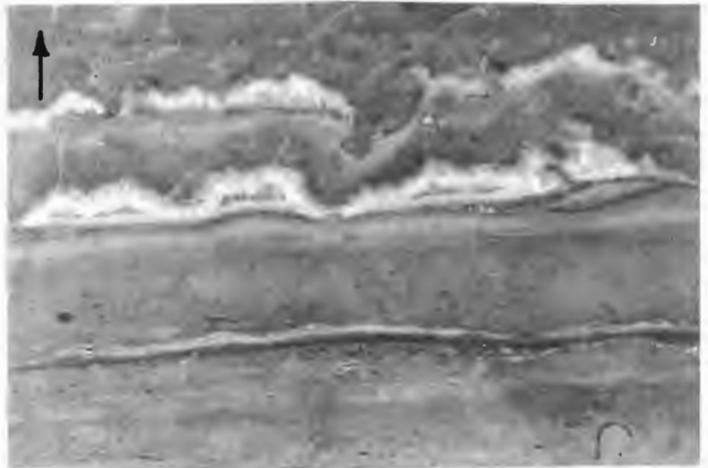
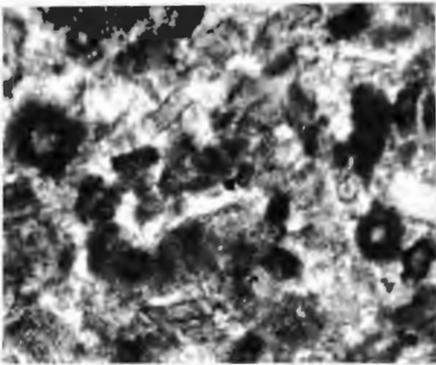
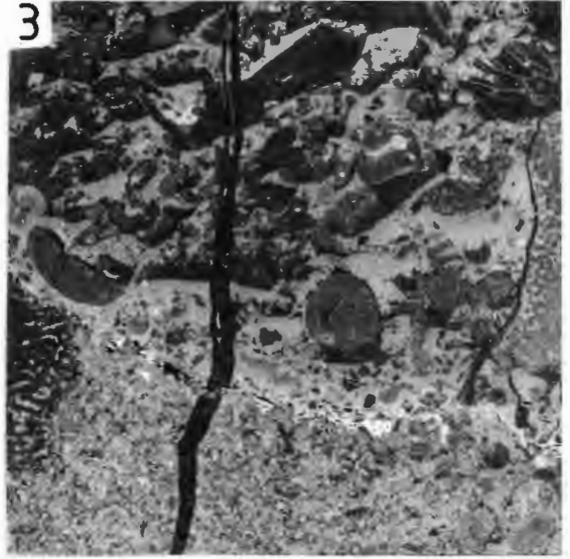
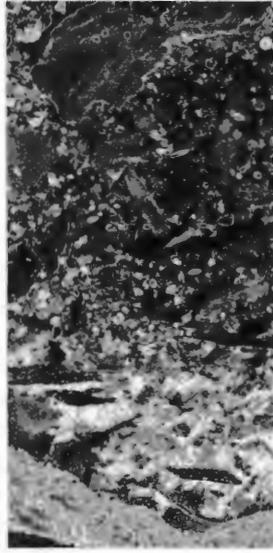
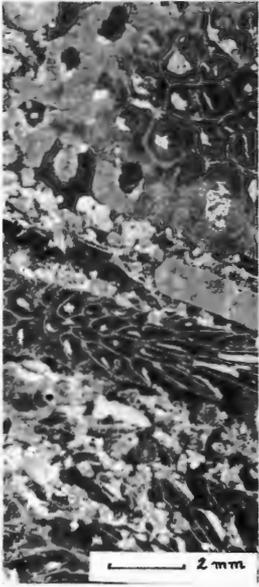
Im Juni 1989 erschien von SANDBERG, ZIEGLER & BULTYNCK eine Arbeit über eine Revision der *Polygnathus asymmetricus*-Zone, die uns aber erst im April 1990 vorlag und somit nicht mehr in diese Arbeit einfließen konnte.

SANDBERG, C. A., ZIEGLER, W. & BULTYNCK, P. (1989): New Standard Conodont zones and early *Ancyrodella* phylogeny across Middle-Upper Devonian Boundary. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **110**: 195-230, 4 Fig., 5 Taf.; Frankfurt.

Tafel 1

Pfeile weisen zum Hangenden hin. Vergrößerungen von Fig. 2-4, 6-7 wie bei Fig. 1.
Arrows point towards roof. Enlargement of fig. 2-4, 6-7 as fig. 1

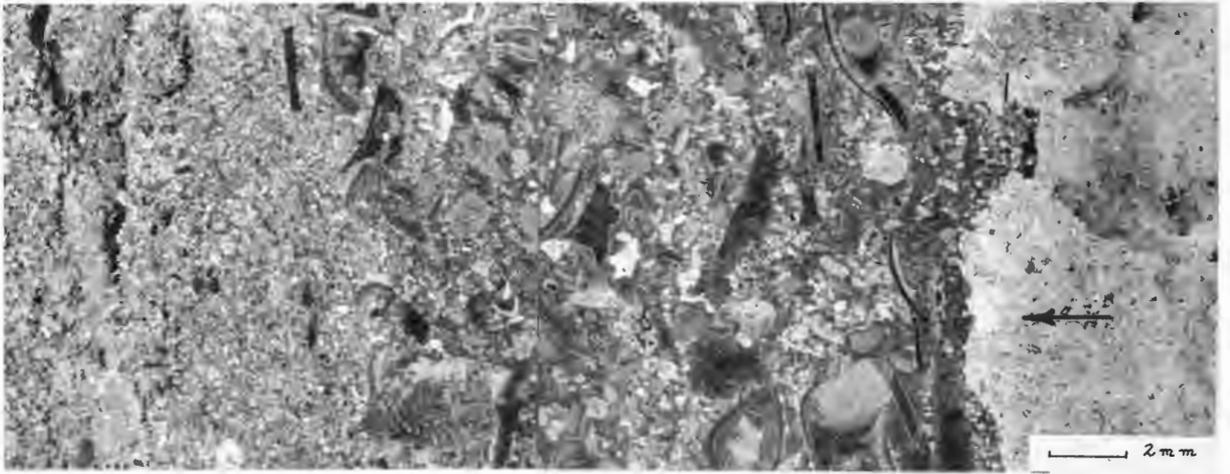
- Fig. 1** Biosparrudit mit unterschiedlich angeschnittenen Relikten von *Thamnopora* sp. in einer crinoidenreichen orthosparitischen Matrix.
Dünnschliff 35, Probe 613, 25 m unter Top Massenkalk; Vorriffbereich.
- fig. 1** Biosparrudite with different fragments of *Thamnopora* sp., embedded in an orthosparite matrix, rich in crinoids.
Thin section 35, sample 613, 25 m below top Massenkalk; fore reef area.
- Fig. 2** Echinodermenschillführender Biospararenit mit orthosparitischer Matrix.
Dünnschliff 31, Probe 611, 18 m unter Top Massenkalk; Vorriffbereich.
- fig. 2** Biospararenite in sparite matrix, with echinoderm debris.
Thin section 31, sample 611, 18 m below top Massenkalk; fore reef area.
- Fig. 3** Echinodermenführender Biosparrudit (obere Hälfte) wird von einem mikritreichen feinarenitischen Sediment mit *Renalcis* sp. unterlagert (untere Hälfte). Am rechten oberen und linken mittleren Bildrand *Thamnopora*-Bruchstücke. Der Schliff wird in der Mitte von einem Pseudosparitgang durchzogen.
Dünnschliff 28, Probe 609, 10 m unter Top Massenkalk; Vorriffbereich.
- fig. 3** Echinoderm biosparrudite (upper part) is underlain by a micritic fine-arenitic sediment with *Renalcis* sp. Fragments of *Thamnopora* can be seen (margin, upper right and middle left). The material is intersected by a pseudosparite vein (middle part).
Thin section 28, sample 609, 10 m below top Massenkalk; fore reef area.
- Fig. 4** Mikritreicher Biomikrosparit (obere Hälfte) mit Korallen- und Crinoidenrelikten wird von Biospararenit (untere Hälfte) mit Algen, Bryozoen, Foraminiferen, Crinoiden und Brachiopodenfilamenten unterlagert. Schalenhohlräume sind z. T. geopetal verfüllt, Biogene mit Mikrithüllen.
Dünnschliff 24, Probe 605, 4,7 m unter Top Massenkalk; Vorriffbereich.
- fig. 4** Micrit-rich biomicrosparit (upper part) with coral and crinoid fragments is underlain by biospararenit (lower part). With algae, bryozoa, foraminifera, crinoids and brachiopod coquina. Geopetal filling of cavities. Biogenic components with micritic rims.
Thin section 24, sample 605, 4,7 m below top Massenkalk; fore reef area.
- Fig. 5** Algenkolonie in mikritreicher Matrix.
Dünnschliff 20, Cephalopodenkalk (Typ Algenkalk) bei Profilmeter 20,3 m; Vergr. 48 x.
- fig. 5** Colony of algae in micrit-rich matrix.
Thin section 20, cephalopod limestone (type algal limestone) at profile metre 20,3 m; enlarged 48 x.
- Fig. 6** Lagig aufgebauter Biopelmikrit bis Biosparit. *Stromatactis*-Strukturen sind geopetal mit Mikrit gefüllt.
Stück-Anschliff; Cephalopodenkalk bei Profilmeter 21.
- fig. 6** Biopelmicrite to biosparite, forming interlaminar layers. *Stromatactis* structures show geopetal infilling of micrite.
Polished section; cephalopod limestone at profile metre 21.
- Fig. 7** Laminoide Sparitgefüge in Form gestreckter *Stromatactis*-Strukturen. Basis der Gefüge aus feingeschichtetem, mikritischem Internsediment bestehend. Bioturbat verwühlt.
Großdünnschliff 43, Probe 595, Cephalopodenkalk bei Profilmeter 21.
- fig. 7** Laminated sparite fabric due to linear *stromatactis* structures. Base of fabric with fine-laminated micritic internal sediment. Disturbed by bioturbation.
Large thin section 43, sample 595, cephalopod limestone at profile metre 21.



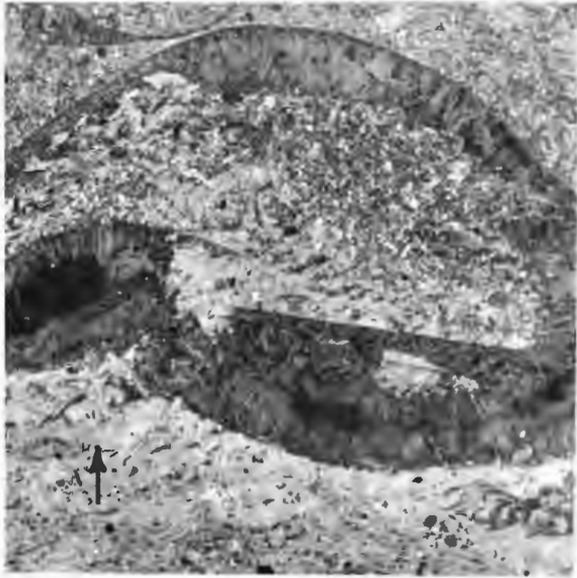
Tafel 2

Pfeile weisen zum Hangenden hin. Vergrößerungen von Fig. 2-4 wie bei Fig. 1.
Arrows point towards roof. Enlargement of fig. 2-4 as fig. 1.

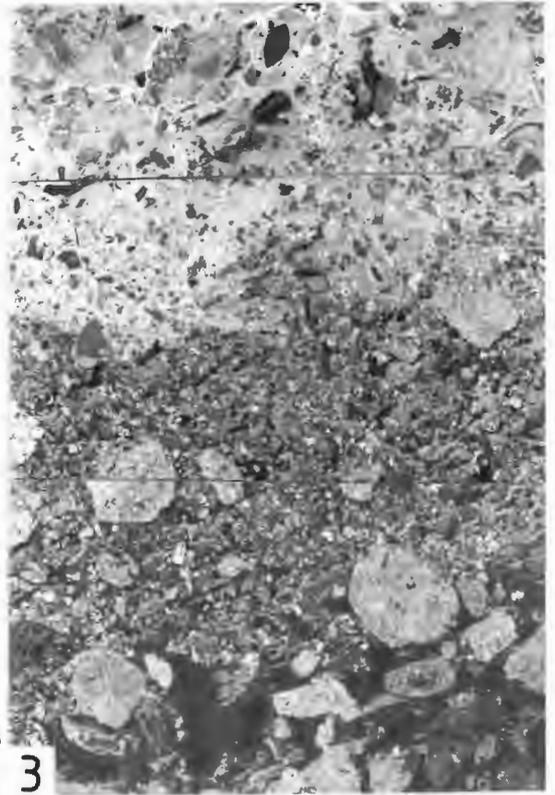
- Fig. 1** Gradierte Schichtung. Ein basaler, *Renalcis*-führender Biomikrit wird von einem Biospararenit mit zum Hangenden hin abnehmender Größe der biogenen Relikte (Echinodermen, Korallen, Algen, Filamente) überlagert.
Dünnschliff 21, Cephalopodenkalk bei Profilmeter 20,3 m.
- fig. 1** Graded bedding. A basal biomicrite with *Renalcis* is overlain by biospararenite. Largeness of the biogenic components (echinoderms, corals, algae, filaments) decreases to the roof.
Thin section 21, cephalopod limestone at profile metre 20,3 m.
- Fig. 2** Ausfüllung eines Wandungen aus grobkörnigem, stengeligem Calcit aufweisenden Hohlraumes (Fossilenschale ?) mit Biopelmikrit (*Renalcis* sp., Tentaculiten, Filamente, Ostracoden, Pellets). Der unscharfe Übergang des Mikrits in den hangenden Sparit könnte auf geopetales Gefüge schließen.
Dünnschliff 17, Probe 543, Cephalopodenkalk bei Profilmeter 20.
- fig. 2** Filling of a cavity by biopelmicrite. Wall of the cavity covered by coarse-grained columnar calcite. With *Renalcis* sp., tentaculites, filaments, ostracodes and pellets). The not very sharp transition from micrite-floors into the roof sparite could be due to geopetal infilling.
Thin section 17, sample 543, cephalopod limestone at profile metre 20.
- Fig. 3** Biointramikrosparit. Aus Biomikrit bestehende, 1-3 m große Intraklasten gehen zum Hangenden in eine sparitische Grundmasse über, welche im oberen Drittel von einem Echinodermen- und *Renalcis*-Biomikrit abgelöst wird.
Großdünnschliff 42, Cephalopodenkalk bei Profilmeter 20 Top.
- fig. 3** Biointramicrosparite. Intraclasts (1-3 mm, consisting of biomicrite) change into a sparitic matrix, which is followed in the upper third part by a biomicrite with abundant echinoderms and specimens of *Renalcis* sp.
Large thin section 42, cephalopod limestone at profile metre 20 Top.
- Fig. 4** Gradierte Schichtung (Wechsel von Fossil- und Feinmikritlagen) mit zahnartig in den nachfolgenden Mikrit vorstoßenden Pseudosparitlagen.
Dünnschliff 15, Probe 542, Cephalopodenkalk bei Profilmeter 19.
- fig. 4** Graded bedding (alternation of layers with abundant fossils and with fine-micrite). Pseudosparite beds with ragged boundary lines extend into the adjacent micrite.
Thin section 15, sample 542, cephalopod limestone at profile metre 19.
- Fig. 5** Algenkolonie in mikritischer Fazies.
Dünnschliff 18, Cephalopodenkalk (Typ Algenkalk) bei Profilmeter 20 Top; Vergr. 68 x.
- fig. 5** Colony of algae in micritic facies.
Thin section 18, cephalopod limestone (type algal limestone) at profile metre 20 top; enlargement 68 x.



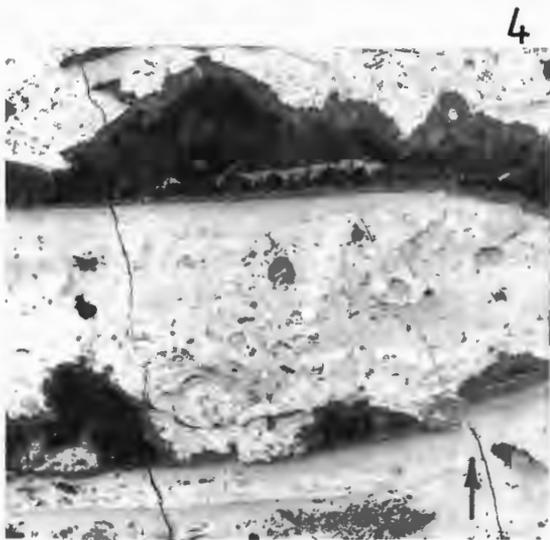
1



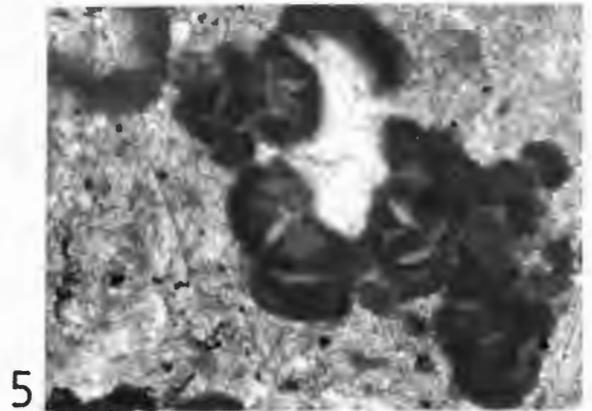
2



3



4



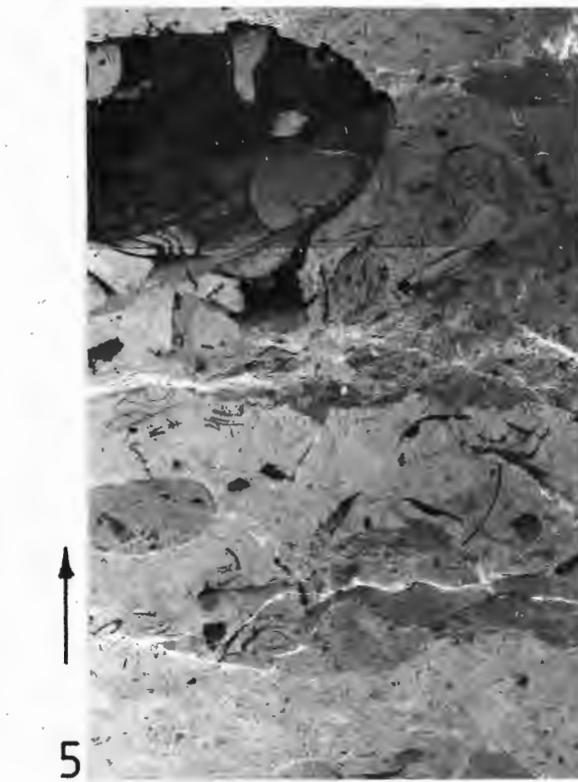
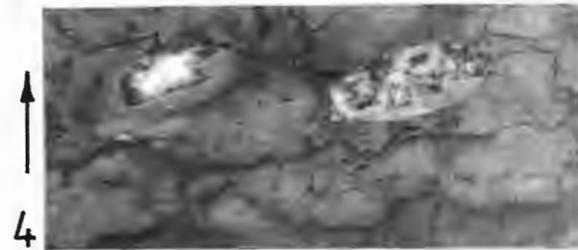
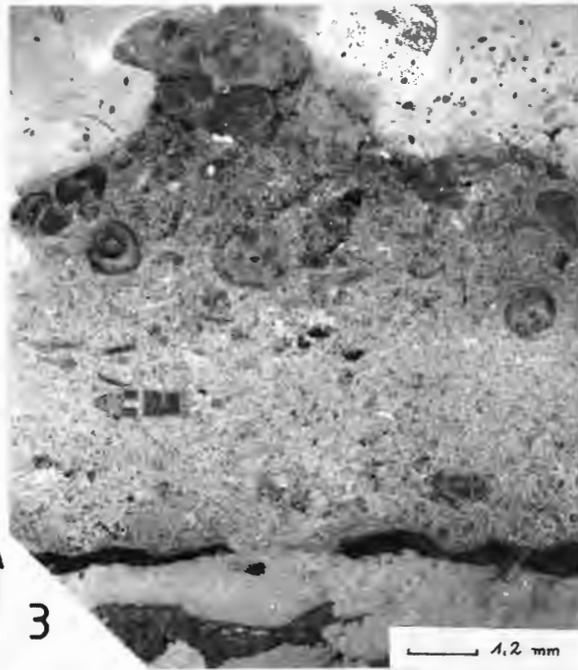
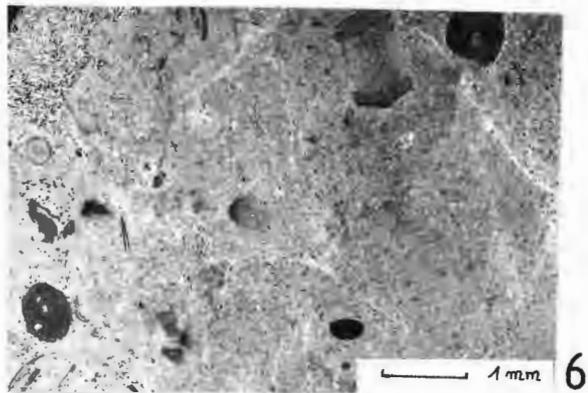
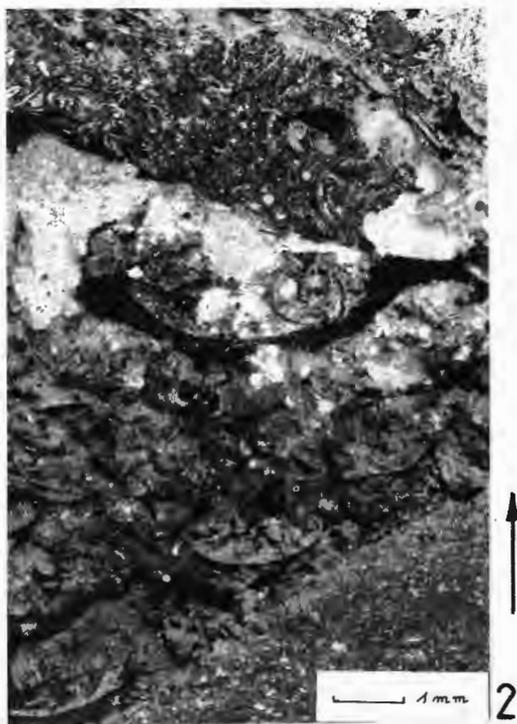
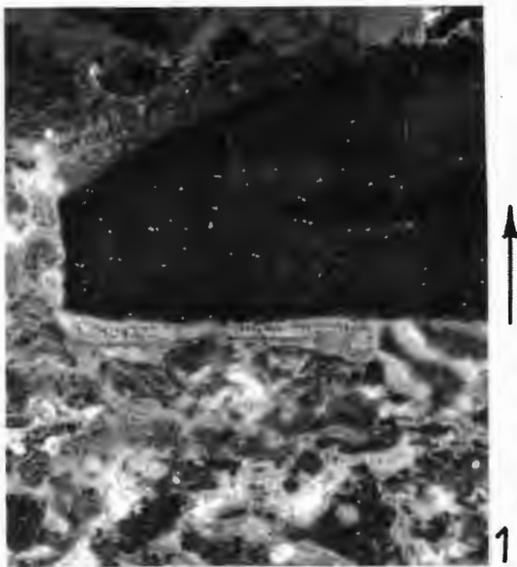
5

Tafel 3

Pfeile weisen zum Hangenden hin.

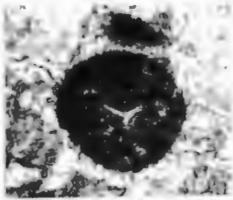
Arrows point towards roof.

- Fig. 1** Biointrasparit mit einem aus feinmikritischem Material bestehenden Intraklasten. An der Unterseite des Intraklasten eine 3 mm mächtige gebänderte Calcitlage. Stück-Anschliff, Cephalopodenkalk bei Profilmeter 18; Länge des abgebildeten Intraklasten 4,7 cm.
- fig. 1** Biointrasparite with an intraclast consisting of fine-micritic material. Below the intraclast a 3 mm thick laminated calcite layer. Polished section; cephalopod limestone at profile metre 18; length of the figured intraclast 4,7 cm.
- Fig. 2** Biomikrosparit. Eine fossilarme mikrosparitische Lage (unten rechts) wird von einer fossilreichen, vornehmlich aus Tentaculiten, Crinoiden und Filamenten bestehenden Sparitlage überschichtet. Im oberen Drittel ein durch Bioturbation zerstörter Hartgrund. Dünnschliff 11, Probe 541, Cephalopodenkalk bei Profilmeter 18.
- fig. 2** Biomicrosparite. A microsparitic layer poor in fossils (lower right) is overlapped by a fossil-rich sparitic layer, mainly containing tentaculites, crinoids and filaments. In upper third part a hardground is destroyed by bioturbation. Thin section 11, sample 541, cephalopod limestone at profile metre 18.
- Fig. 3** Crinoidenführender Biomikrit bis Biosparrudit. Eine Crinoidenschill enthaltende Sparitlage geht zum Hangenden hin über einen Hartgrund in Mikrit über. Der Hartgrund ist durch eine 500-700 μm mächtige, aus zersetzten Pyritkristallen hervorgegangene Eisenhydroxidlage gekennzeichnet. An der Basis schichtparallel ausgerichtete grobkörnige Sparitlagen. Dünnschliff 7, Probe 591, Cephalopodenkalk bei Profilmeter 17,5.
- fig. 3** Biomicrit and biosparrudite with crinoids. A sparitic layer including a crinoid coquina borders on a hardground and grades into micrite. The hardground is characterized by an iron-hydroxide layer, which is the result of weathered pyrite crystals. At the base bedding-parallel coarse sparitic layers. Thin section 7, sample 591, cephalopod limestone at profile metre 17,5.
- Fig. 4** Oberdevonischer Knollenkalkstein mit zwei schichtparallel eingeregelteten Cephalopodenrelikten. Im unteren Drittel geopetal mit Kalkschlamm, darüber mit Sparit gefüllt. Stück-Anschliff, Profilmeter 2. Länge des rechten Cephalopoden 2,4 cm.
- fig. 4** Upper Devonian nodular limestone with bedding-parallel cephalopod fragments, partly filled with mudstone in the lower third part and with sparite at the top. Polished section, Profile metre 2. Length of the right cephalopod 2,4 cm.
- Fig. 5** Ostracodenführender Biopelmikrit bis Biomikrosparit. Eine insgesamt 3,7 cm mächtige Sedimentsäule mit dünnen, \pm schichtparallelen Pyritbändern (hell), *Stromatactis*-Strukturen, fossilen Wasserwaagen und fossilreichem Mikrit, in welchem Filamente sowie glatte und stachelbewehrte Ostracoden vorwiegen. Großdünnschliff 41, Probe 525, Profilmeter 2; Vergrößerung wie Fig. 3.
- fig. 5** Biopelmicrite and biomicrosparite with abundant ostracodes. The sediment includes thin bedding-parallel pyrite layers, *Stromatactis*-structures and fossil-rich micrite. Filaments and ostracodes with smooth just as spinous shells. Large thin section 41, sample 525, profile metre 2; enlargement as fig. 3.
- Fig. 6** Biomikrit. Vornehmlich Crinoiden, Ostracoden und Brachiopodenfilamente. Unregelmäßig verteilter, zu Eisenhydroxid zersetzter Pyrit. Dünnschliff 2, Probe 523, Profilmeter 0.
- fig. 6** Biomicrite. Abundant crinoids, ostracodes and brachiopod filaments. Pyrite is irregularly disseminated and disintegrated to iron-hydroxide. Thin section 2, sample 523, profile metre 0.

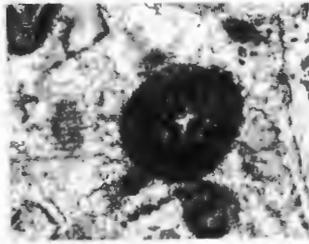


Tafel 4

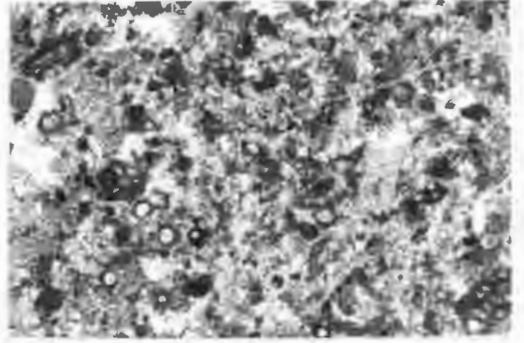
- Fig. 1** Algenkolonie?
Probe 611, 18 m unter Top Massenkalk, Vorriffbereich, Vergr.: 54 x.
- fig. 1** Colony of algae?
Sample 611, 18 m below top Massenkalk; fore reef area; enlarged 54 x.
- Fig. 2** Algenkolonie.
Probe 611, 18 m unter Top Massenkalk, Vorriffbereich. Vergr.: 40 x.
- fig. 2** Colony of algae.
Sample 611, 18 m below top Massenkalk; fore reef area; enlarged 40 x.
- Fig. 3** Calcisphären in orthosparitischer Matrix.
Schliff 28, Probe 609, 10 m unter Top Massenkalk, Vorriffbereich. Vergr.: 22 x.
- fig. 3** Calcispheres in orthosparitic matrix.
Thin section 28, sample 609, 10 m below top Massenkalk, fore reef area; enlarged 22 x.
- Fig. 4** Sparitischer Crinoidenrest mit äußerer Algenkruste.
Schliff 27, Probe 607, 8 m unter Top Massenkalk, Vorriffbereich, Vergr.: 13 x.
- fig. 4** Sparitic crinoid fragment with external algal coating.
Thin section 27, sample 607, 8 m below top Massenkalk, fore reef area; enlarged 13 x.
- Fig. 5 und 6** Benthonische Foraminiferen.
Probe 606, 6 m unter Top Massenkalk, Vorriffbereich,
Fig. 5: Vergr. 22 x, Fig. 6: Vergr. 27 x.
- fig. 5 and 6** Benthonic foraminifera.
Sample 606, 6 m below top Massenkalk, fore reef area;
fig. 5: enlarged 22 x, fig. 6: enlarged 27 x.
- Fig. 7** Renalcis-Kolonie.
Cephalopodenkalk; Profilmeter 20,3 m; vergr. 18 x.
- fig. 7** Colony of *Renalcis* sp.
Cephalopod limestone; profile metre 20,3; enlarged 18 x.
- Fig. 8** Tentaculiten-Anschnitte, z. T. mit Geopetalgefüge.
Cephalopodenkalk, Probe 543, Profilmeter 20 m; Vergr.: 18 x.
- fig. 8** Cuts of tentaculites, partly with geopetal fillings.
Cephalopod limestone: sample 543, profile metre 20; enlarged 18 x.
- Fig. 9** Algenkolonie (? *Sphaerocodium*-Typus).
Cephalopodenkalk, Profilmeter 20,3 m; vergr. 22 x.
- fig. 9** Colony of algae (? *Sphaerocodium*-type).
Cephalopod limestone, profile metre 20,3 m; enlarged 22 x.
- Fig. 10** Algenkolonie (? *Sphaerocodium*-Typus).
Cephalopodenkalk, Probe 543, Profilmeter 20,3 m; vergr. 58 x.
- fig. 10** Colony of algae (? *Sphaerocodium*-type).
Cephalopod limestone, sample 543, profile metre 20 m; enlarged 58 x.
- Fig. 11** Ostracodenschale mit Mikritfüllung.
Cephalopodenkalk, Probe 591, Profilmeter 17,5 m; vergr. 36 x.
- fig. 11** Shell of an ostracode with micritic filling.
Cephalopod limestone, sample 591, profile metre 17,5 m; enlarged 36 x.



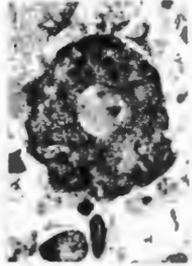
1



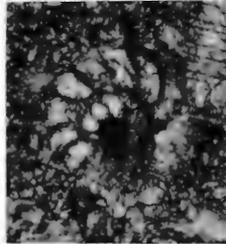
2



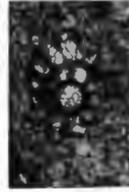
3



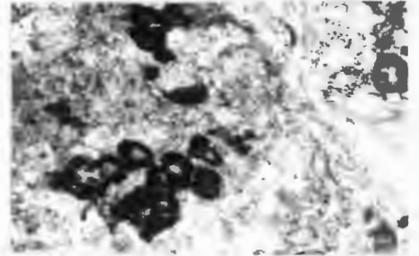
4



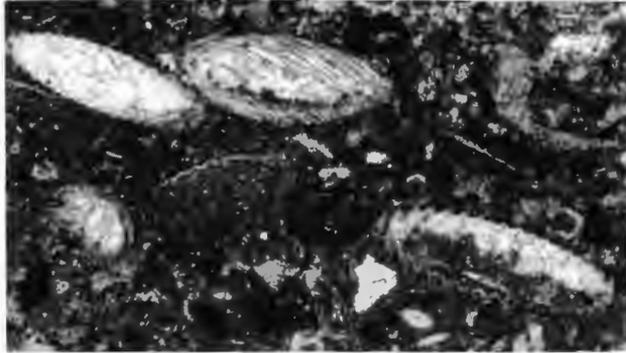
5



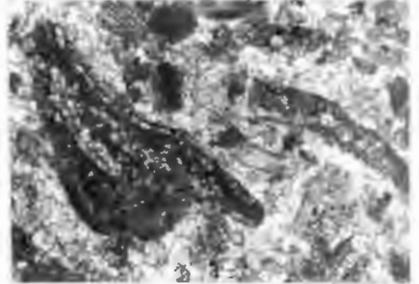
6



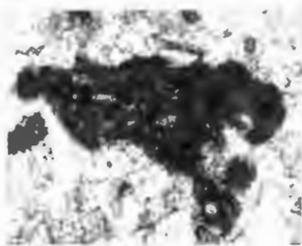
7



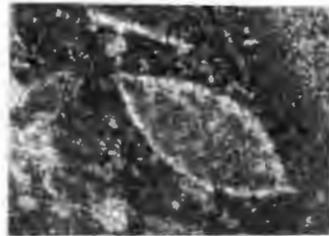
8



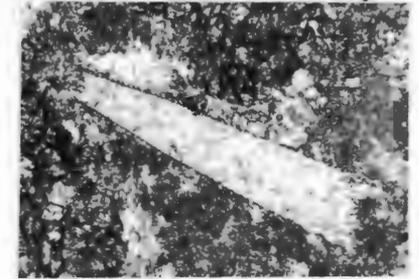
9



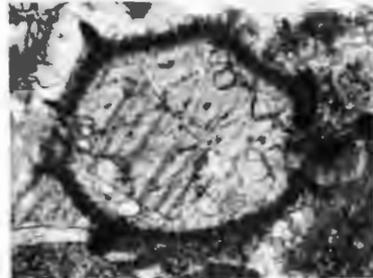
10



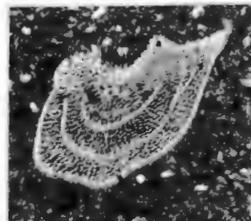
11



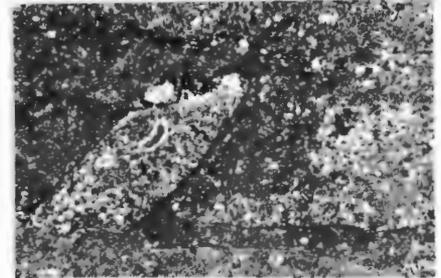
12



13



14



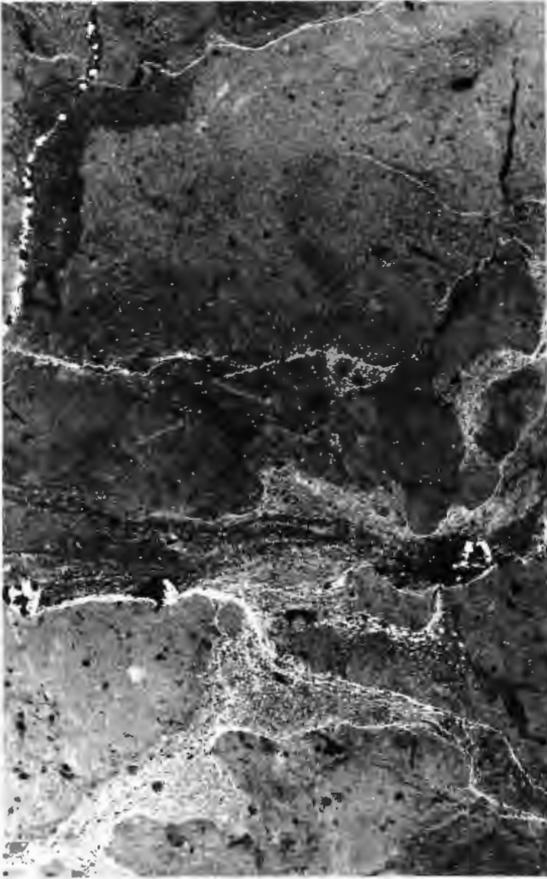
15

- Fig. 12** Tentaculit mit Sparitfüllung.
Cephalopodenkalk, Probe 541, Profilmeter 18; vergr. 28 x.
- fig. 12** Tentaculite with sparitic filling.
Cephalopod limestone, sample 541, profile metre 18; enlarged 28 x.
- Fig. 13** *Parathuramina dagmarae* SULEIMANOV (Foraminifere).
Schliff 24, Probe 605; 4,7 m unter Top Massenkalk, Vorriffbereich; vergr. 36 x.
- fig. 13** *Parathuramina dagmarae* SULEIMANOV (foraminifera).
Thin section 24, sample 605; 4,7 m below top Massenkalk, fore reef area; enlarged 36 x.
- Fig. 14** ? Brachiopodenschale.
Probe 523, Profilmeter 0; vergr. 21 x.
- fig. 14** ? Shell of a brachiopod.
Sample 523, profile metre 0; enlarged 21 x.
- Fig. 15** Schluffige Linsen in feinmikritischer Matrix.
Probe 523, Profilmeter 0; vergr. 22 x.
- fig. 15** Silty lenses in micritic matrix.
Sample 523, profile metre 0; enlarged 22 x.

Tafel 5

Mikrofazies im Bereich der Frasn/Famenne-Grenze.
Microfacies around the Frasnian/Famennian boundary.

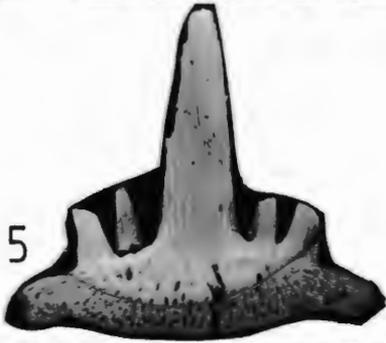
- Fig. 1** Fossilführender Intramikrit bis Intramikrosparit. Zahlreiche, durch Eisenhydroxidlagen hervorgehobene Diskontinuitätsflächen (z. B. Hartgrundbildung) mit abrupten Wechselfolgen von mikritischen und mikrosparitischen Lagen. Einlagerung von feinmikritischen Intraklasten. Die Eisenhydroxidlagen sind aus zersetzten Pyritkristallen hervorgegangen. Oben links ein Pseudosparitgang mit Pyriten. Im ganzen Sediment sind feinste, 5–50 μm große verwitterte Pyrite vorhanden.
Dünnschliff 787, Cephalopodenkalk oberhalb Profilmeter 17,9 m. x 4,5.
- fig. 1** Fossiliferous intramicrite and intramikrosparite. Numerous discontinuity surfaces (e. g. hard grounds), pointed out by iron-hydroxide seams, with abrupt alternate bedding of micrite and microsparitic layers. Fine micritic intraclasts are embedded. The iron-hydroxide seams are originated by disintegrated pyrites. A pseudosparitic vein with pyrites is developed (upper left). In the sediment very fine, 5–50 μm great, weathered pyrites are distributed.
Thin section 787, cephalopod limestone above profil metre 17,9. x 4,5.
- Fig. 2** Ein 2 cm langes und 5 mm breites spongiöses Knochenfragment (? Relikt eines placodermen Deckknochenpanzers) lagert über einem Mikrosparit (Bildmitte). An der Basis des Fragmentes eine 1 bis 3 mm mächtige Sparitlage mit Knochensplintern, Crinoiden und Ostracoden. In die Hohlräume des porösen Knochengengerüsts sind Pyrit, Calcit und Quarz eingelagert. Darüber folgt ein Parallel- und Querspalten ausfüllender Fasercalcit, der zum Hangenden in grobkörnigen, ostracoden- und tentaculitenführenden Sparit übergeht. Dünnschliff 788, Cephalopodenkalk unterhalb Profilmeter 17,9 m. x 4,5.
- fig. 2** A spongy bone fragment (20 x 5 mm; ? relict of a bony cuirass covering a placoderm fish) overlies a microsparite (middle of the picture). A sparite, 1–3 mm thick, with bony slivers, crinoids and ostracodes underlies the fragment. The empty spaces of the porous osseous frame are infilled with pyrite, calcite and quartz. Above the bone fragment a fibrous calcite, crystallized inside parallel and transverse cracks, grades towards the top into a coarse-grained sparite with ostracodes and tentaculites.
Thin section 788, cephalopod limestone below profil metre 17,9. x 4,5.



1



2



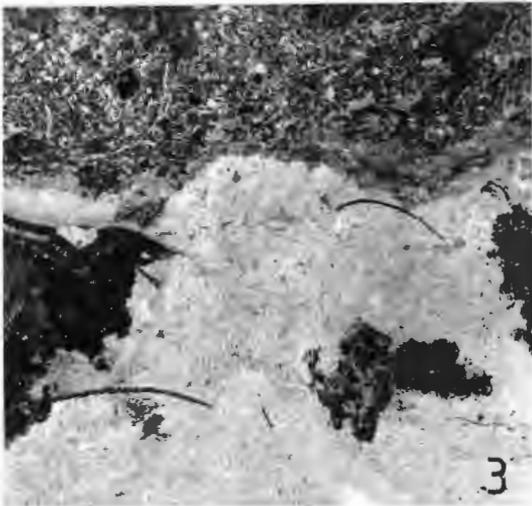
5



6



7



3



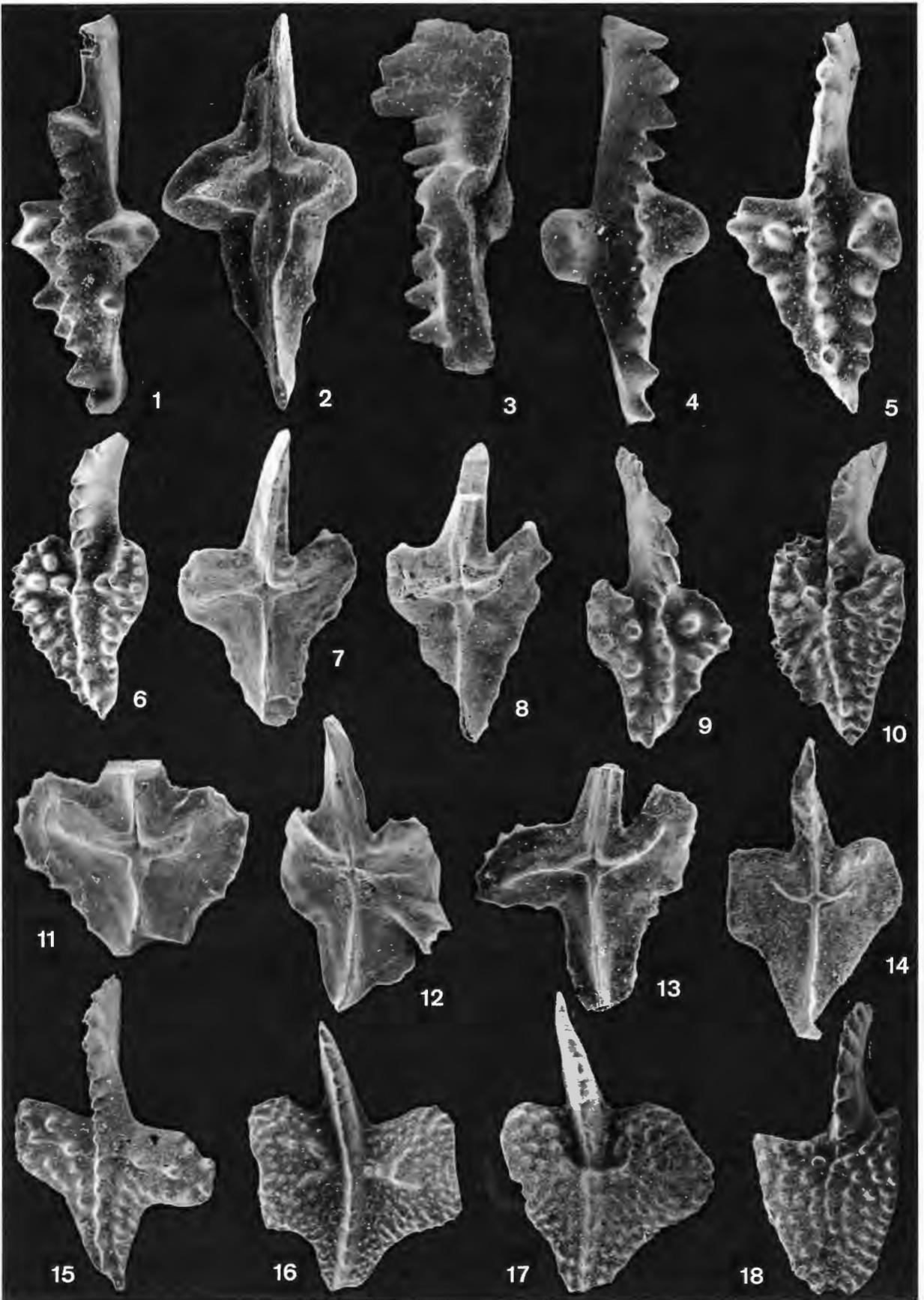
4

- Fig. 3** Ein basaler Mikrit bis Mikrospartit geht zum Hangenden in einen grobkörnigen Biospartit mit Ostracoden, Crinoiden, Filamenten und Tentaculiten über. Der Biospartit greift taschenförmig in den Mikrospartit hinein. Das ganze Sediment ist von feinsten, z. T. $< 1 \mu\text{m}$ großen Pyritfitterchen durchstäubt. Großdünnschliff und polierter Anschliff, Cephalopodenkalk unterhalb Profilmeter 17,9. x 3.
- fig. 3** A basal micrite and microsparite grades towards the top into a coarse-grained biosparite with ostracodes, crinoids, filaments and tentaculites. The biosparite dips like a pocket into the microsparite. The sediment is filled by disseminated pyrite crystals ($< 1 \mu\text{m}$). Large thin section and polished section, cephalopod limestone below profile meter 17,9. x 3.
- Fig. 4** Mikrit bis Mikrospartit. Außer *Renalcis* sp. und wenigen fossilen Relikten keine Fauna. Das Sediment ist durchzogen von schichtparallelen $< 1 \mu\text{m}$ großen Pseudospartitgängen mit Eisenhydroxidreicherungen. Großdünnschliff und polierter Anschliff, basaler Anteil von Fig. 3. Cephalopodenkalk unterhalb Profilmeter 17,9. x 3.
- fig. 4** Micrite and microsparite. No faunal elements can be seen without *Renalcis* sp. and some fossil fragments. The sediment is intersected by bedding-parallel pseudosparite veins ($< 1 \mu\text{m}$) with iron-hydroxide accumulations. Large thin section and polished section, basal part of fig. 3, cephalopod limestone below profile metre 17,9. x 3.
- Fig. 5** Fischzahn, 65 x, Con 5772, 13,5 m, untere crepida-Zone.
- Fig. 6, 7** Fischzähne, 40 x, 30 x, Con 5670, 12 m, mittlere crepida-Zone.

Tafel 6

- Fig. 1** *Ancyrodella binodosa* UYENO, 63 x
Fig. 2 *Ancyrodella binodosa* UYENO, 72 x
Fig. 3 *Ancyrodella binodosa* UYENO, 63 x
Fig. 4 *Ancyrodella binodosa* UYENO, 63 x
Fig. 5 *Ancyrodella* aff. *A. binodosa* UYENO, 60 x
Fig. 1-5 aus Con 5851, Untere *Pol. asymmetricus*-Zone
- Fig. 6-12** *Ancyrodella rotundiloba* (BRYANT)
Fig. 6 Con 5792, 27 x
Fig. 7 Con 5792, 32 x
Fig. 8 Con 5792, 40 x
Fig. 9 Con 5792, 34 x
Fig. 10 Con 5791, 30 x
Fig. 11 Con 5791, 34 x
Fig. 12 Con 5791, 36 x
- Fig. 13** *Ancyrodella alata* GLENISTER & KLAPPER
 Con 5789, 36 x
- Fig. 14** *Ancyrodella africana* GARCÍA-LÓPEZ
 Con 5788, 29 x
- Fig. 15** *Ancyrodella pramosica* PERRI & SPALLETTA
 Con 5679, 45 x
- Fig. 16-17** *Ancyrodella alata* GLENISTER & KLAPPER
Fig. 16 Con 5786, 36 x
Fig. 17 Con 5788, 36 x
- Fig. 18** *Ancyrodella rugosa* BRANSON & MEHL
 Con 5787, 36 x

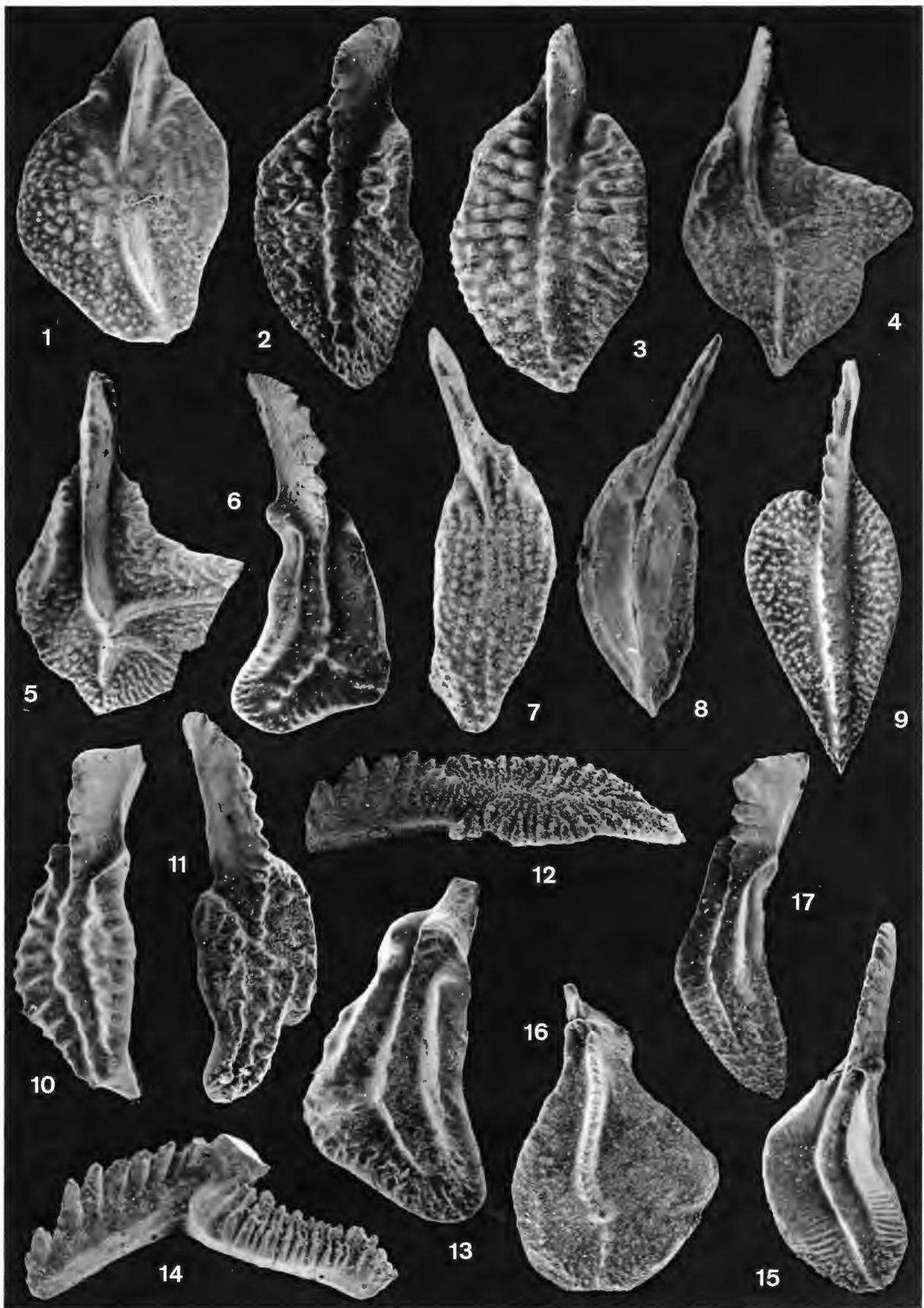
Alle Figuren 6-18 Untere *Pol. asymmetricus*-Zone



Tafel 7

- Fig. 1** *Polygnathus asymmetricus asymmetricus* BISCHOFF & ZIEGLER
Con 5853, 34 x
- Fig. 2-3** *Polygnathus cristatus* HINDE
Con 5853, 36 x
- Fig. 4-5** *Palmatolepis unicornis* MILLER & YOUNGQUIST
Con 5677, 36 x, Obere *gigas*-Zone
- Fig. 6, 13** *Polygnathus* sp. A
Con 5791, 36 x
- Fig. 7, 8** *Polygnathus* sp. nov. aff. *Pol. ordinatus*
Con 5854, 36 x, 45 x
- Fig. 9** *Polygnathus unilabius* HUDDLE
Con 5786, 36 x
- Fig. 10** *Polygnathus* sp. B
Con 5853, 36 x
- Fig. 11** *Polygnathus* sp. C
Con 5853, 45 x
- Fig. 12, 14** *Polygnathus norrisi* UYENO, 1967
Con 5853, Pa-Element 63 x
Pb-Element 54 x
- Fig. 15** *Polygnathus* sp. D
Con 5786, 36 x
- Fig. 16** *Palmatolepis* sp.
Con 5777, 45 x, Obere *gigas*-Zone
- Fig. 17** *Polygnathus* sp. E
Con 5676, 36 x, Obere *gigas-linguiformis*-Zone

Alle Figuren Untere *Pol. asymmetricus*-Zone, wenn nicht anders vermerkt.



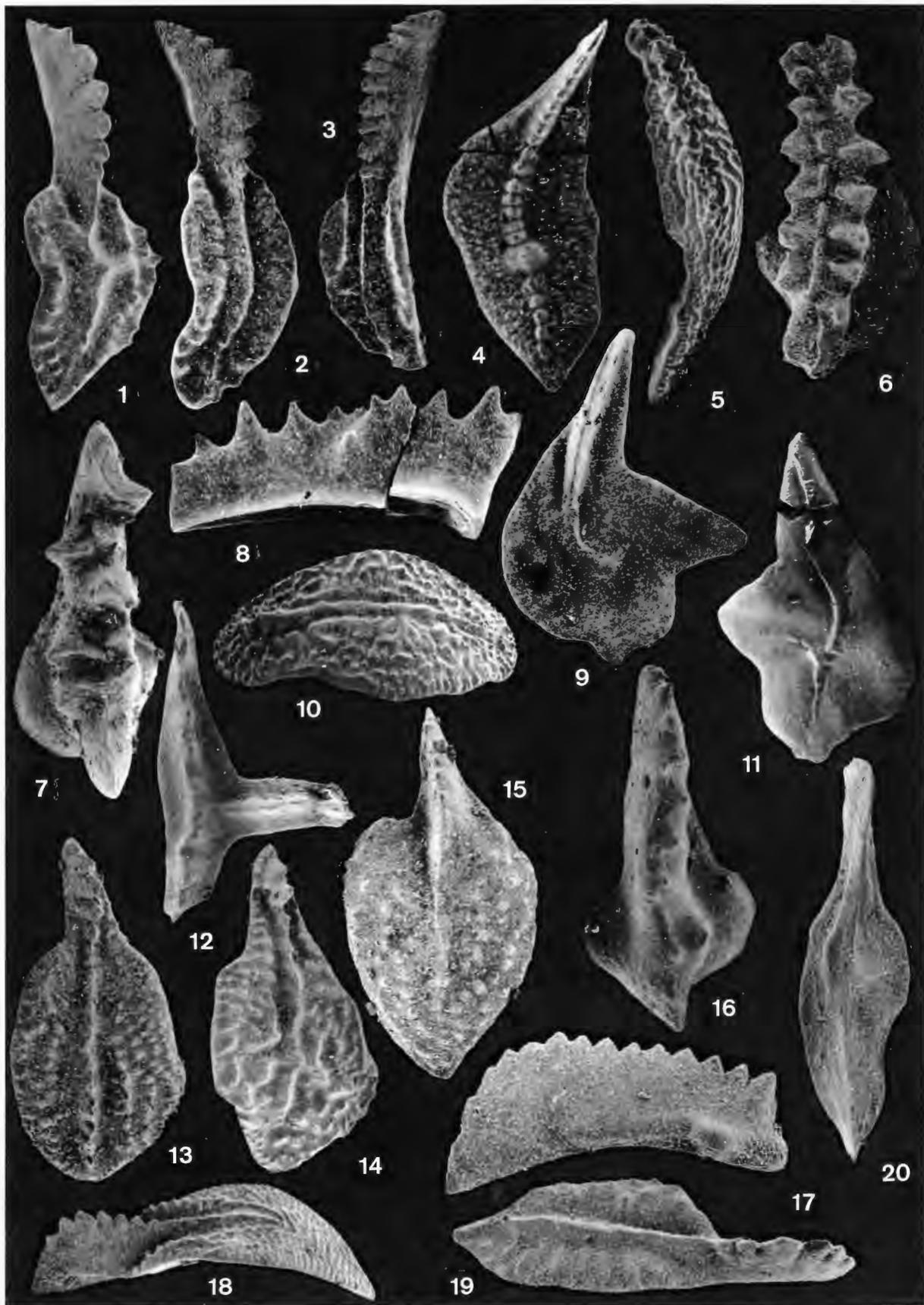
Tafel 8

- Fig. 1** *Icriodus iowaensis* subsp.
Con 6241, 45 x, *linguiformis*-Zone
- Fig. 2-3** *Icriodus alternatus helmsi* SANDBERG & DREESEN
Con 6241, 36 x, *linguiformis*-Zone
- Fig. 4** *Icriodus alternatus* subsp.
Con 6240, 45 x
- Fig. 5** *Icriodus alternatus helmsi* SANDBERG & DREESEN
Con 6240, 45 x
- Fig. 6** *Icriodus alternatus alternatus* BRANSON & MEHL
Con 6240, 63 x
- Fig. 7** *Icriodus* sp. C
Con 6240, 63 x
- Fig. 4-7** alle Basis Untere *triangularis*-Zone
- Fig. 8** *Ancyrognathus ubiquitus* SANDBERG, ZIEGLER & DREESEN
Con 5676, 45 x, *linguiformis*-Zone
- Fig. 9** *Palmatolepis* sp. aff. *Pal. rhenana* BISCHOFF
Con 6176, 36 x, Untere *triangularis*-Zone
- Fig. 10** *Ancyrognathus asymmetricus* (ULRICH & BASSLER)
Con 5676, 36 x, *linguiformis*-Zone
- Fig. 11** *Palmatolepis linguiformis* MÜLLER
Con 6241, 45 x, *linguiformis*-Zone
- Fig. 12** *Palmatolepis subrecta* MILLER & YOUNGQUIST
Con 6240, 36 x
- Fig. 13** *Palmatolepis triangularis* SANNEMANN
Con 6240, 45 x
- Fig. 14** *Palmatolepis triangularis* SANNEMANN, progressive Form
- Fig. 12-14** Untere *triangularis*-Zone
- Fig. 15-16** *Palmatolepis praetriangularis* SANDBERG, ZIEGLER & DREESEN
Con 6241, 45 x
- Fig. 17** *Palmatolepis triangularis* SANNEMANN
Con 6240, 36 x Untere *triangularis*-Zone
- Fig. 18** *Palmatolepis praetriangularis* SANDBERG, ZIEGLER & DREESEN
Con 6241, 36 x, *linguiformis*-Zone



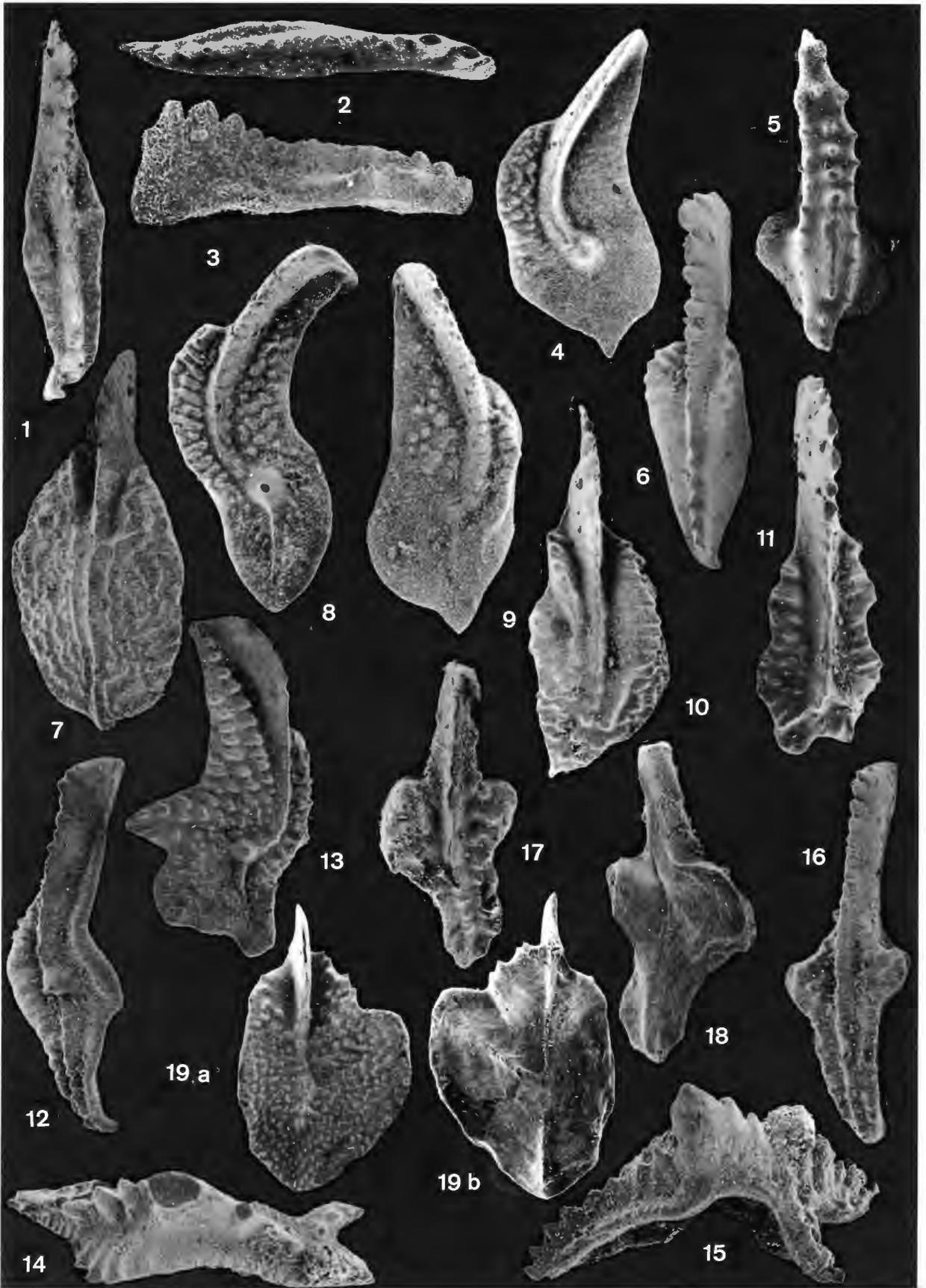
Tafel 9

- Fig. 1-3** *Polygnathus* sp. sp.
Con 5675
- Fig. 1** 38 x,
Fig. 2-3 45 x, Untere *triangularis*-Zone
- Fig. 4** *Palmatolepis linguiformis* MÜLLER
Con 5676, 36 x, *linguiformis*-Zone
- Fig. 5** *Ancyrognathus sinelaminus* (BRANSON & MEHL)
Con 5673, 30 x, Untere *crepida*-Zone
- Fig. 6** *Icriodus* sp. aff. *Icriodus iowaensis* subsp.
Con 5672, 45 x, Untere – Mittlere *crepida*-Zone
- Fig. 7** *Icriodus* sp. A
Con 5672, 54 x, Untere – Mittlere *crepida*-Zone
- Fig. 8** *Icriodus iowaensis* subsp.
Con 5669, 72 x, Obere *crepida*-Zone
- Fig. 9, 11** *Palmatolepis circularis* SZULCZEWSKI
Fig. 9 Con 5672, 40 x
Fig. 11 Con 5672, 25 x, Mittlere *crepida*-Zone
- Fig. 10, 13-15** *Polygnathus* ex gr. *nodocostatus*
Fig. 12 *Ancyrognathus ancyrognathoideus* ZIEGLER
Con 5777, *Linguiformis*-Zone
- Fig. 10** Con 5670, 36 x, Mittlere *crepida*-Zone
Fig. 13 Con 5670, 45 x, Mittlere *crepida*-Zone
Fig. 14 Con 5670, 36 x, Mittlere *crepida*-Zone
Fig. 15 Con 5669, 63 x, Obere *crepida*-Zone
- Fig. 16** *Icriodus* sp, B
Con 5669, 72 x, Obere *crepida*-Zone
- Fig. 17** *Palmatolepis minuta subgracilis* BISCHOFF
Con 5667, 54 x, *rhomboidea*-Zone
- Fig. 18** *Polylophodonta confluens* ULRICH & BASSLER
Con 5666, 32 x, Obere *rhomboidea*-Zone
- Fig. 19-20** *Polygnathus* n. sp.?
Con 5667, Fig. 19 36 x, Fig. 20 45 x, *rhomboidea*-Zone



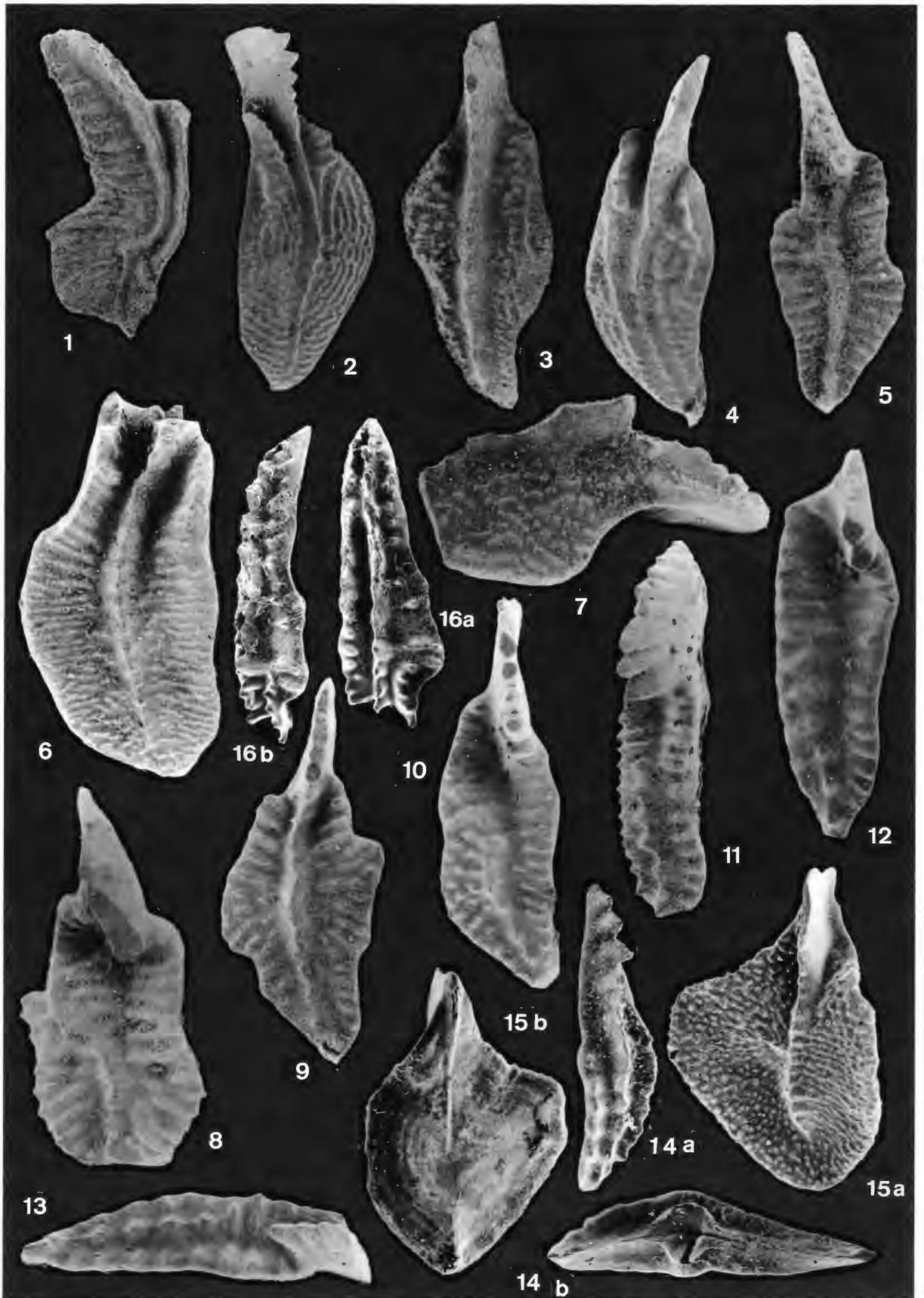
Tafel 10

- Fig. 1-3** *Polygnathus (Alternognathus) pseudostrigosus* (DREESEN & DUSAR)
Con 5667, 45 x, *rhomboidea*-Zone
- Fig. 4** *Palmatolepis quadrantinodosa quadrantinodosa* BRANSON & MEHL
Con 5666, 36 x, Obere *rhomboidea*-Zone – Untere *marginifera*-Zone
- Fig. 5** *Icriodus* sp. aff. *Icriodus cornutus* SANNEMANN
Con 5763, 36 x, Obere *marginifera*-Zone
- Fig. 6** *Polygnathus glaber* subsp.
Con 5665, 36 x, Obere *marginifera*-Zone
- Fig. 7** *Polygnathus nodocostatus* BRANSON & MEHL
Con 5659, 36 x, Obere *trachytera*-Zone
- Fig. 8** *Palmatolepis quadrantinodosa* subsp.
Con 5663, 54 x, Untere *marginifera*-Zone
- Fig. 9** *Palmatolepis marginifera marginifera* HELMS
Con 5665, 72 x, Untere *marginifera*-Zone
- Fig. 10** *Polygnathus perplexus* THOMAS
Con 5660, 36 x, Untere *trachytera*-Zone
- Fig. 11** *Polygnathus* sp. F
Con 5661, 36 x, Oberste *marginifera*-Zone
- Fig. 12** *Palmatolepis minuta schleizia* HELMS
Con 5663, 32 x, Untere *marginifera*-Zone
- Fig. 13** *Palmatolepis rugosa trachytera* ZIEGLER
Con 5660, 36 x, Untere *trachytera*-Zone
- Fig. 14-15** *Nothognathella ? abnormis* BRANSON & MEHL
- Fig. 14** Con 5664, 63 x
- Fig. 15** Con 5664, 63 x, Untere *marginifera*-Zone
- Fig. 16-18** *Pseudopolygnathus controversus* SANDBERG & ZIEGLER
- Fig. 16** Con 5659, 36 x, Obere *trachytera*-Zone
- Fig. 17** Con 5659, 40 x, Obere *trachytera*-Zone
- Fig. 18** Con 5659, 40 x, Obere *trachytera*-Zone
- Fig. 19a, b** *Klapperina disparilis* (ZIEGLER & KLAPPER)
Con 6092, 18 x, *disparilis*-Zone



Tafel 11

- Fig. 1** *Palmatolepis rugosa trachytera* ZIEGLER
Con 5659, 27 x, Obere *trachytera*-Zone
- Fig. 2** *Polygnathus* sp. aff. *Pol. rhomboideus* ULRICH & BASSLER
Con 5758, 27 x, Untere – Obere *trachytera*-Zone
- Fig. 3** *Polygnathus* cf. *granulosus* BRANSON & MEHL
Con 5758, 27 x, Untere – Obere *trachytera*-Zone
- Fig. 4** *Polygnathus margaritatus* SCHÄFER
Con 5757, 27 x, *postera*-Zone
- Fig. 5, 9** *Alternognathus beulensis* ZIEGLER & SANDBERG
Fig. 5 Con 5759, 36 x
Fig. 9 Con 5758, 40 x, Untere – Obere *trachytera*-Zone
- Fig. 10** *Scaphignathus* sp. indet.
Con 5759, 32 x, Untere – Obere *trachytera*-Zone
- Fig. 6** *Polygnathus* sp. G
Con 5759, 45 x, Untere – Obere *trachytera*-Zone
- Fig. 7** *Hemilistrana depkei* CHAUFF & DOMBROWSKI
Con 5757, 45 x, *postera*-Zone
- Fig. 8, 11** *Scaphignathus velifer* → *Alternognathus regularis*
Fig. 8 Con 5758, 36 x, Untere – Obere *trachytera*-Zone
Fig. 11 Con 5661, 36 x, Oberste *marginifera*-Zone
- Fig. 12, 13** *Scaphignathus velifer velifer* ZIEGLER
Fig. 12 Con 5759, 54 x, Untere – Obere *trachytera*-Zone
Fig. 13 Con 5757, 63 x, *postera*-Zone
- Fig. 14, 16** *Polygnathus caelatus* BRYANT
Fig. 14 Con 5855, 45 x
Fig. 16 Con 5868, 27 x, *disparilis*-Zone
- Fig. 15a, b** *Klapperina disparilis* (ZIEGLER & KLAPPER)
Con 5868, 27 x, *disparilis*-Zone

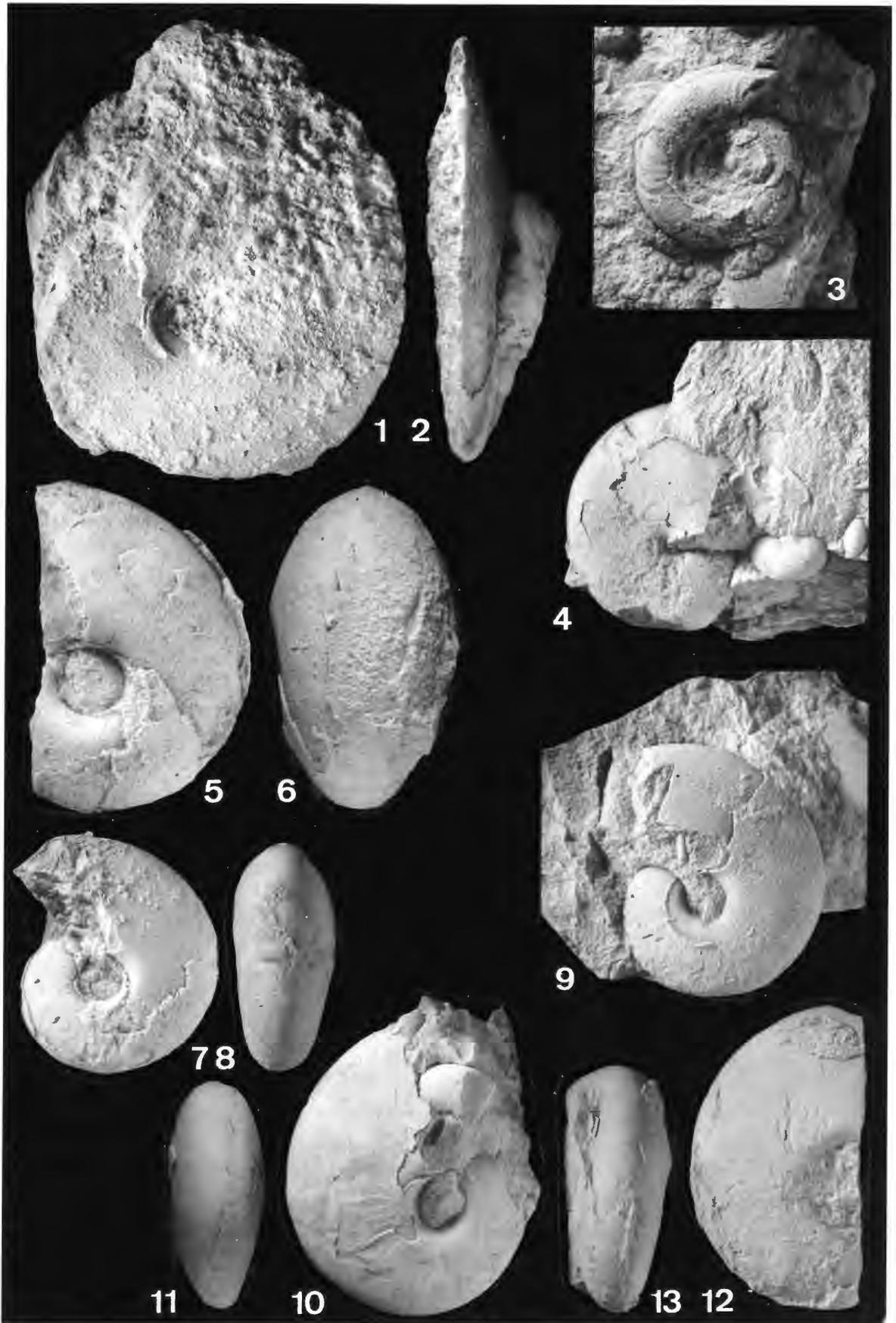


Tafel 12

Ammonoideen aus dem Oberdevon-Profil am Beringhäuser Tunnel.

Ammonoids from the Upper Devonian section near the Beringhausen Tunnel.

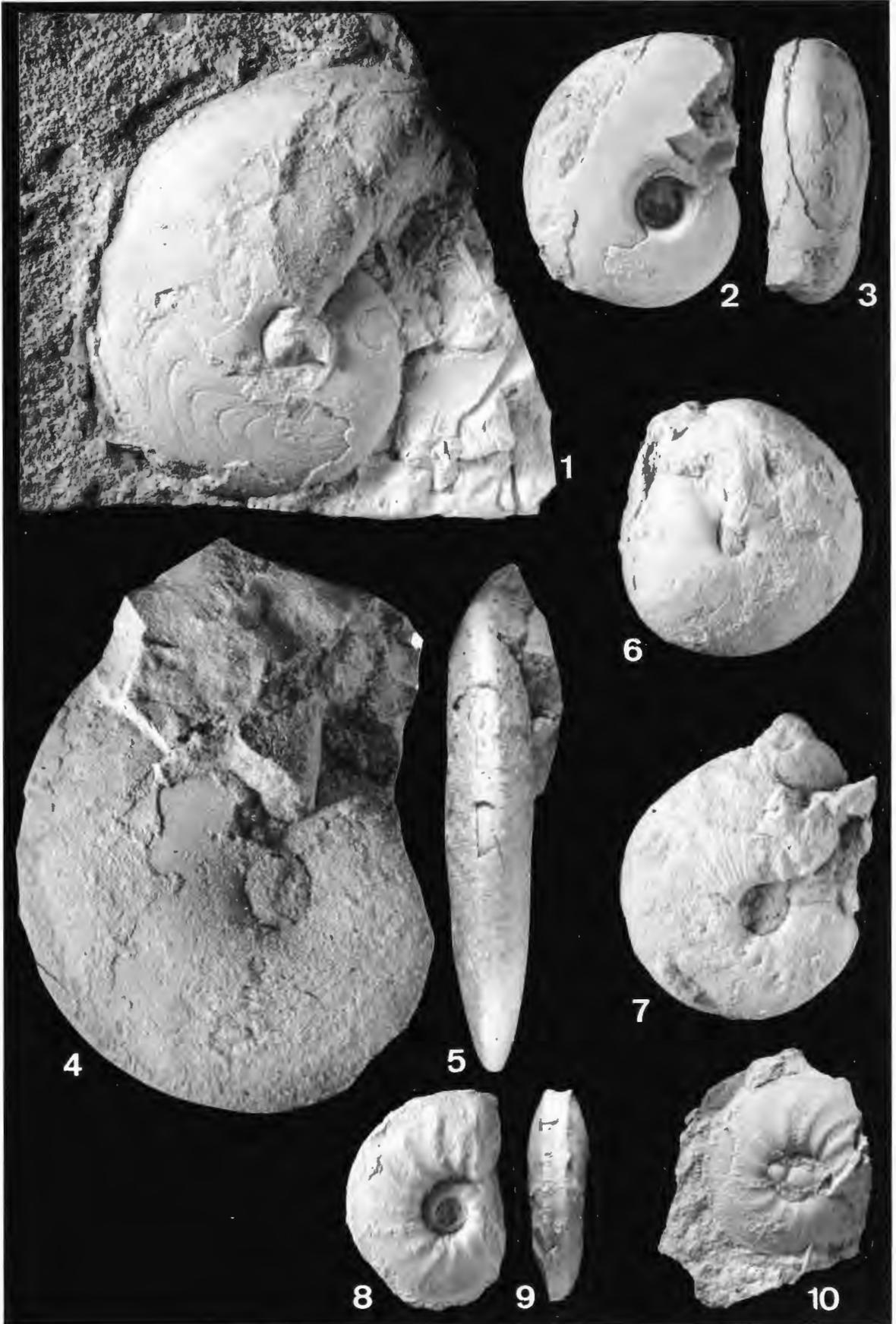
- Fig. 1, 2** *Beloceras* cf. *sagittarium* (G. & F. SANDBERGER) → *Beloceras subacutum* PETTER, (Coll. KORN 1980), 18,3 m unter Top des Profiles, x 1.
- Fig. 3** ? *Maternoceras* sp., (coll. KORN 1980), 18,3 m unter Top des Profiles, x 2.
- Fig. 4** *Tornoceras simplex* (VON BUCH), (coll. KORN 1980), 19 m unter Top des Profiles, x 2.
- Fig. 5, 6** *Manticoceras intumescens* (BEYRICH) → *Manticoceras crassum* WEDEKIND, (coll. KORN 1980), 19 m unter Top des Profiles, x 1,5.
- Fig. 7, 8** *Manticoceras* cf. *adorfense* WEDEKIND, (coll. KORN 1980), 18,3 m unter Top des Profiles, x 2.
- Fig. 9** *Manticoceras* cf. *carinatum* WEDEKIND, (coll. KORN 1980), genauere Banklage unsicher, x 1,5.
- Fig. 10, 11** *Manticoceras carinatum* WEDEKIND, (coll. KORN 1980), 19 m unter Top des Profiles, 10: x 1,5, 11: x 1.
- Fig. 12, 13** *Manticoceras intumescens* (BEYRICH), (coll. KORN 1980), 19 m unter Top des Profiles, 12: x 1,5, 13: x 1.



Tafel 13

Ammonoideen aus dem Oberdevon-Profil am Beringhäuser Tunnel.
Ammonoids from the Upper Devonian section near the Beringhausen Tunnel.

- Fig. 1, 2** *Manticoceras cf. adorfense* WEDEKIND, (coll. KORN 1980), genauere Banklage unsicher, x 1,5.
Fig. 2, 3 *Manticoceras adorfense* WEDEKIND, (coll. KORN 1980), 18,3 m unter Top des Profiles, x 2.
Fig. 4, 5 *Beloceras sagittarium* (G. & F. SANDBERGER), (coll. KORN 1980), 18,3 m unter Top des Profiles, x 1,5.
Fig. 6 *Prolobites delphinus* (G. & F. SANDBERGER), (coll. KORN 1980), 4,8 m unter Top des Profiles, x.
Fig. 7 *Cyrtoclymenia involuta* (WEDEKIND), (coll. KORN 1980), 4,8 m unter Top des Profiles, x.
Fig. 8, 9 *Pricella stuckenbergi* (TOKARENKO), (coll. KORN 1980), 4,8 m unter Top des Profiles, x.
Fig. 10 *Pricella stuckenbergi* (TOKARENKO), (coll. KORN 1980), 4,8 m unter Top des Profiles, x.



Geol. Paläont. Westf.	18	67–83	18 Abb.	Münster April 1991
--------------------------	----	-------	---------	-----------------------

Gesteinsvielfalt im Riffgebiet um Brilon

Klaus W. Malmshheimer, Hans Mensink † und Rüdiger Stritzke*

Zusammenfassung

Das Briloner Riff durchläuft in seiner Entwicklung ein biostromales Initial- sowie ein biohermales Riffstadium. Dabei ist das Initialstadium durch einheitliche *Sparganophyllum*kalke gekennzeichnet. Mit Beginn des Riffstadiums im Oberen Givetium erfolgt eine Differenzierung des Riffkörpers in Lagune und Riffkern. Infolge der Wellenexposition wird die Sedimentation des Beckens im Süden durch Riffschuttkalke beeinflusst.

Alle Riffsedimente sind zyklisch aufgebaut. Relative Meeresspiegelschwankungen führen zu unterschiedlichen Ablagerungsbedingungen, die sich besonders in der flachen Lagune in einer Folge vollmariner, tidaler und subaerisch beeinflusster Gesteinstypen niederschlagen. Die Zyklizität ist auch im Vorriffgebiet erkennbar, wo Sedimente mit unterschiedlichster Petrographie und verschiedenem Energieindex zum Absatz gelangen. Ferner wird die Vorriffsedimentation durch einen submarinen Vulkanismus geprägt. Auf einem Seeberg unmittelbar am Südrand des Briloner Riffs wächst ein gering dimensioniertes Atoll, das aber sehr produktiv ist und daher seine Umgebung sedimentär stark beeinflusst.

Im höheren Frasnium endet das Riffwachstum vermutlich infolge weltweiter klimatischer Abkühlungen.

Inhaltsverzeichnis

	Seite
1. Einleitung	67
2. Die Sedimentationsentwicklung	68
2.1. Das Initialstadium	69
2.2. Das Riffstadium	69
2.2.1. Rifftrand	69
2.2.2. Lagune	73
2.2.3. Vorriff	76
2.3. Das Postriffstadium	81
3. Fazit	81
4. Literatur	82

1. Einleitung

Im Verlaufe des Eifeliums bis zum Adorfium wuchsen auf dem Schelf des Old Red Kontinentes – einem Gebiet des heutigen nördlichen Rheinischen Schiefergebirges – zahlreiche Riffe. Dazu gehörte das am Schelfrand gelegene Briloner Riff im nordöstlichen Sauerland zwischen Altenbüren und Bleiwäsche/Madfeld sowie Alme und Brilon/Thülen/Rösenbeck (Abb. 1). Es wurde seit dem letzten Jahrhundert vor allem unter paläontologisch-stratigraphischen Fragestellungen untersucht (STEIN 1860, KAISER 1872, DENCKMANN 1895, HOLZAPFEL 1895, AHRENS 1928, SCHLÜTER 1928). PAECKELMANN & KÜHNE (1936) gliederten im Rahmen der Kartierungen der Blätter Madfeld (4518), Alme (4517), Brilon (4516) und Adorf (4618) die „Massenkalke“ des Briloner und Messinghäuser Sattels. Sie unterschieden zuunterst Schwelmer, darüber Eskesberger und Dorper Kalke mit *Stringocephalus burtini* bzw. *Phillipsastraea*. Neuere, faziell geprägte Arbeiten erfolgten

* Anschrift der Autoren:
 Dr. K. W. Malmshheimer,
 Geologisches Institut der Ruhr-Universität Bochum,
 Universitätsstraße 150,
 4630 Bochum.
 Dr. R. Stritzke,
 Geologisches Landesamt NRW,
 De-Greif-Strasse 195,
 4150 Krefeld.

durch JUX (1960), BAR (1966) und KREBS (1971, 1974). Ersterer fand keinen Unterschied zwischen Schwelmer und Eskesberger Kalk. BÄR beschrieb am Calvarienberg bei Brilon einen oberen und unteren Massenkalk. KREBS deutete das Riffgebiet als Atoll und formulierte die Begriffe Schwelm- und Dorp-Fazies. WAHBA (1978) erzielte ähnliche Ergebnisse wie BÄR (1966). MORITZ (1983) unterteilte u. a. in 2 Bohrungen die Folge in ein Plattform- und Schwellenstadium der Schwelm-, ein Atollstadium der Dorp- sowie ein Kapfenstadium einer Iberg-Fazies. STÄDTER & KOCH (1987) untersuchten ein Riffkalkprofil bei Madfeld sedimentpetrographisch. MAY (1987) bearbeitete lagunäre Schichtfolgen bei Alme.

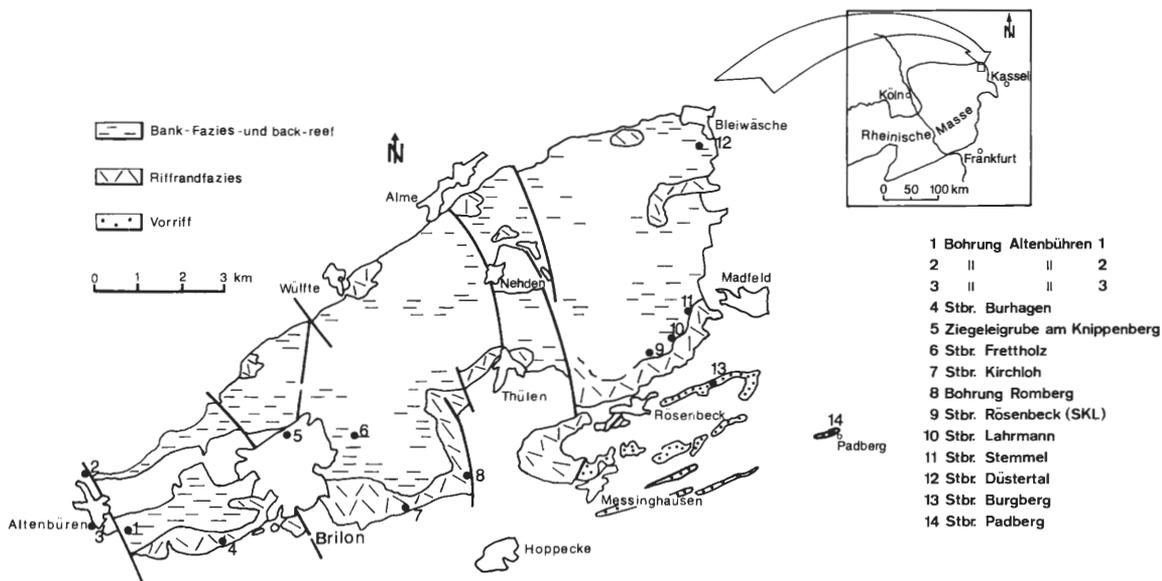


Abb. 1: Das Briloner Riffgebiet im südöstlichen Sauerland. Eingetragen sind die untersuchten Bohrungen und Aufschlüsse (Ziffern 1 bis 14).

Im südlichen Vorriff deutete erstmalig BÄR (1966) die Kalke am Messinghäuser Sattel als Riffschuttsedimente. Die Karbonate des off-reefs, den Padberger Kalk und Flinz, studierten EDER (1971) sowie EDER et al. (1975, 1977).

Die Gesteine der Nachriffzeit sind in erster Linie paläontologisch untersucht. Am Enkenberg erstellte WEDEKIND (1908, 1913) die Ammonoiten-Folge. Weitere klassische Aufschlüsse dazu liegen benachbart bei Nehden/Blatt Alme und Martenberg/Blatt Adorf. SCHMIDT (1925) entwickelte ein Modell zur oberdevonischen Becken- und Schwellengliederung, TUCKER (1973) verfeinerte es faziell.

Durch Kartierungen und Untersuchungen zur Faziesentwicklung der autochthonen und allodapischen Karbonate der Riffzeit selbst und der Nachriffphase gewannen wir ein detaillierteres Bild der Gesteinsvielfalt. Sie spiegelt meist zyklisch wechselnde Ablagerungsbedingungen wider. Die älteren Gesteins- und Fazieseinteilungen ließen sich in den Oberflächenaufschlüssen und den von der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe zur Verfügung gestellten Bohrkernen aus dem Projekt Rhenohherzynikum (BRINCKMANN 1981) nicht nachvollziehen.

Im folgenden sind die Faziestypen des Riffandes, der Lagune und des Vorriffs beschrieben, Entwicklungsstadien zugeordnet und paläogeographisch gedeutet. Die Arbeit dokumentiert unseren derzeitigen Arbeitsstand. Die noch fortgeführten Forschungen streben eine genaue Erfassung des Riffes an.

2. Die Sedimentationsentwicklung

Der Riffentwicklung geht im Sauerland allgemein eine tonig-feinklastische Ablagerungszeit voraus: die Tentaculitenschiefer, Briloner Schiefer, Lenneschiefer, Honseler Schichten und Wissenbacher Schiefer seien hier u. a. genannt. Im Initialstadium schalten sich erstmalig und mehrfach Biostrome in die Tonfazies des Schelfgebietes ein, die dann letztlich in die Riffphase der „Massenkalk“ überleiten. In dieser Zeit begann im Vorland des Schelfes ein basischer, submariner Spalten-Vulkanismus, der im Süden der Plattformen zu einer z. T. eng-räumigen Becken- und Schwellengliederung des Meeresbodenes führte. Spätestens im Adorfium endete das Riffwachstum. Allerdings blieb eine teilweise krasse Topographie der Ablagerungsräume im Bereich der Riffe, der Vulkanschwellen und des Beckens bis ins Unterkarbon bestehen.

2.1. Das Initialstadium

Schichten des Initialstadiums sind oberflächlich im Kern des Briloner Sattels in der Ziegeleigrube am Knippenberg in Brilon und nördlich Altenbüren sowie in den Bohrungen Altenbüren 1 bis 3 erschlossen. Es sind faunen- und artenreiche, linsenartig eingelagerte Kalkmergel, die im oberen Teil der Schichtfolgen (Ziegeleigrube) vorherrschend werden und allmählich in die hangende Kalkfolge überleiten (Abb. 2). Solche *Sparganophyllumkalk*-Horizonte sind auch in Altenbüren erbohrt. Nach BRINCKMANN & STOPPEL (im Druck) datierten sie in das obere Givetium.



Abb. 2: Die *Sparganophyllumkalk*-Horizonte dokumentieren das biostromale Initialstadium des Briloner Riffkomplexes. Es sind Wechsellagerungen faunenreicher Kalkmergelbänke mit Tonsteinen. Ziegeleigrube am Knippenberg bei Brilon (Profil 5).

2.2. Das Riffstadium

Riffgesteine sind oberflächlich weit verbreitet. Die autochthone Karbonatbildung ist auf den Schelf zwischen Altenbüren und Bleiwäsche/Madfeld sowie Alme und Rösenbeck, untergeordnet auf den Bereich Messinghausen beschränkt. Die riff-detritischen Kalkablagerungen finden sich vorzugsweise im Süden des Blattes Adorf. Das ergibt die charakteristische Gliederung des Riffgebietes in Riffkern (I), Lagune im Norden (II) und Vor- und off-Riff im Süden (III) (Abb. 3). Der autochthone Riffbereich bei Messinghausen ist, vom Diabas des Messinghäuser Sattels unterlagert, örtlich eng begrenzt im Vorriff gelegen und als isoliertes Atoll gedeutet.

Im folgenden sind ausgewählte Faziestypen der Einzelbereiche dargestellt und dokumentiert, um einen Eindruck der Gesteinsvielfalt zu vermitteln.

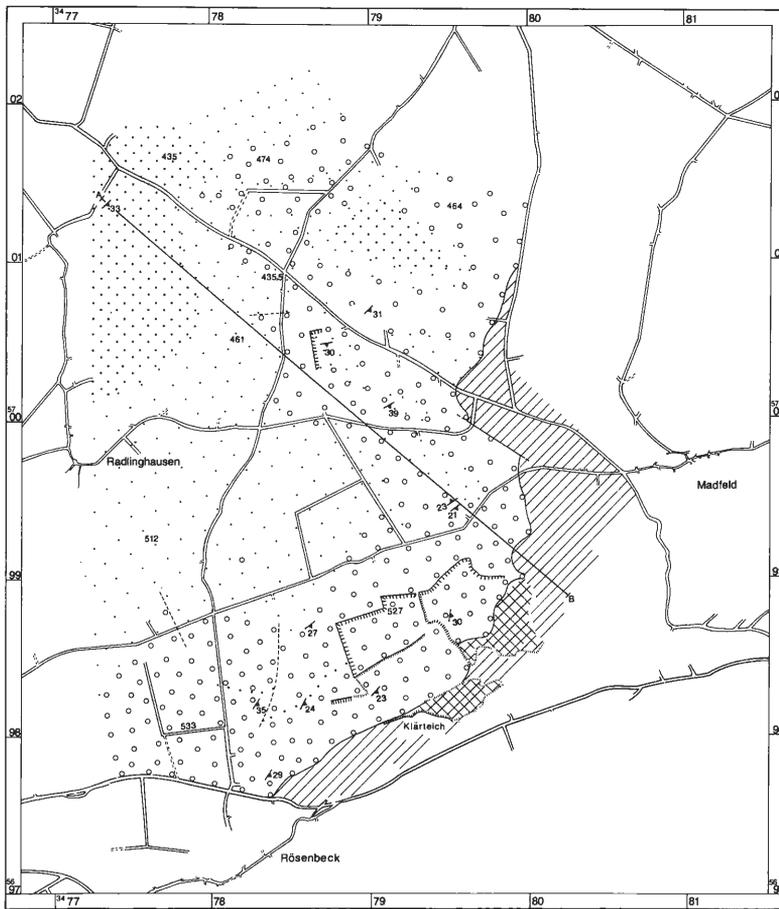
2.2.1. Rifftrand

Der Rifftrand stellt sich als ein überaus uneinheitliches Gebilde heraus, das wahrscheinlich nur wenige Kernzentren (a) besitzt, wie den Südostrand nördlich von Rösenbeck, das Gebiet um den Romberg südlich Brilon und im Bereich der Gesecker Steine. Dazwischen, so am Burhagen und am Kirchloh, befinden sich abgeschirmtere Rifftrandbereiche (b). Am Nordrand haben wir oberflächlich bisher noch keine deutlichen Kernzentren kartieren können.

a) Die Kerngebiete zeichnen sich durch vorherrschende parautochthone Stromatoporen-rud- und -grainstones aus, gelegentlich durchsetzt von autochthonen boundstones einerseits und mikritischen Faziestypen andererseits. Beispielhaft sei der Südostrand durch Kartenbild und Profile dargestellt (Abb. 3).

1. Stromatoporen/Korallen-Fazies (rud- und grainstones)

Sie führt überwiegend Reste kugelig-globulärer und flächiger Stromatoporen, die Durchmesser bis zu 90 cm erreichen. Untergeordnet sind gerade bis weitspannig gewellte Formen, sodann *Stachyodes* und *Tabulata*



- Legende:
- Kulmtonschiefer
 - Kieselige Serie
 - Cypridinerschiefer
 - Riffschutt
 - Riffkalke (Riffkern)
bogen- und bioklastisch
 - Mikrit (Lagune)
bituminös, biogenreich
 - Mikrit (Lagune)
bituminös
 - Vulkanite
 - Verwerfung
nachgewiesen/vermutet
 - Streichen und Einfallen der
Schichtflächen (Einfallen in')
 - Profilschnitt A-B
 - Künstliche Anschüttungen
Haldenmaterial, Schutt, etc.
- } Dinantium + Karbon
+ Hembergum
} Devon
} Givetium
+ Adorfium
} Devon
- } "Massen-
kalk"

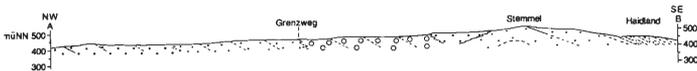


Abb. 3: Das südöstliche Briloner Riffgebiet bei Madfeld (umgezeichnet nach SCHMIDT-BARTELT 1987).

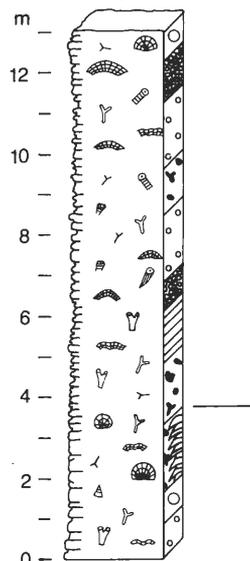


Abb. 4: Profil im Steinbruch Lahrmann (Profil 10). Legende siehe Abb. 7.

sowie vereinzelt Septenkorallen. Diese Faunen sind nicht weit transportiert, gut erhalten, in den rudstones schlecht sortiert und in einer arenitischen Grundmasse überliefert. Foraminiferen, Dasycladaceen, Calcisphären, Brachiopodenschalen und Crinoidenreste sind selten beigemischt. Pelloide, Rindenkörner und Onkoide kommen vor. In den Profilen am Südostrand wechsellagern diese zwei Typen überwiegend (Abb.4).

2. Autochthone Stromatoporen-Fazies (frame- bis bafflestones)

Die kugelig-globulären Stromatoporen machen den Hauptbestandteil des Gesteins aus (bereichsweise bis zu 70 Vol. %). Im Steinbruch Lahrmann und am Stemmel gibt es bis zu 2 m hohe Biostrome. In der Bohrung Romberg sind anscheinend autochthone Stromatoporenhorizonte immer wieder eingeschaltet. Zum Teil gibt es auch Ansammlungen von *Stachyodes*/Amphiporen als Rasenbiostrome. Die Matrix ist dann allerdings mikritisch mit Resten von anderen Stromatoporen, Tabulaten, Crinoiden u. a. Sonst enthält der Arenit noch Pelloide, Rindenkörner, Reste von Brachiopoden, Crinoiden, Foraminiferen, Calcisphären und Ostracoden (Abb. 5).

3. Fossilführende Mikritfazies (float-, wacke-, bindstones)

Sie unterteilen die Profilsäulen wiederholt (Abb. 4). Die mikritisch gebundenen Typen sind teils laminiert und enthalten gelegentlich kennzeichnende Fenstergefüge. Der Fossilgehalt wechselt. Oft herrschen noch Amphiporen und Reste kugelig bis gewellter Stromatoporen vor. Andere Fossilien sind Brachiopodenschalen, Crinoiden, Foraminiferen, Calcisphären, Gastropoden, Ostracoden, sonstige Komponenten Pelloide, Rindenkörner, lumps und Intraklasten. Die komponentenärmeren wacke- bis mudstones führen bevorzugt Amphiporen, Ostracoden, Foraminiferen und Pelloide.

b) Die geschützteren Riffrandbereiche bei Kirchloh und Burhagen sind durch wohlgeschichtete zyklische Wechsellagerungen gekennzeichnet: Stromatoporen-bindstones/rudstones, Biomikrite bzw. Stromatoporen-frame-/baffle/rudstones-Mikrite. Erstere herrschen bei Kirchloh, letztere im Gebiet Burhagen vor.

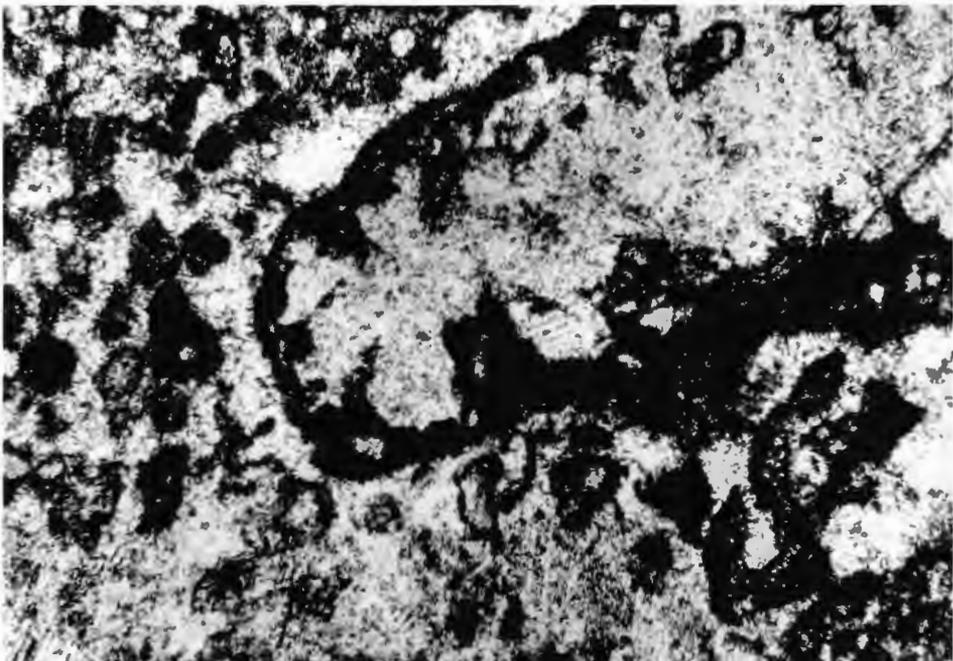


Abb. 5: Autochthone Stromatoporenkalk-Fazies, Amphiporen bilden Rindenkörner. Mitte links befindet sich ein grapestone-Aggregat. Daneben sind mehrere isolierte Biomorphe in krümelig ausgebildeter, arenitischer Grundmasse erhalten. Profil 9.

1. Autochthone Stromatoporen/Alveolites-Fazies (bindstones bzw. frame/baffle-stones)

Die eindrucksvoll erschlossenen bindstones in Kirchloh sind durch ausgedehnt lagige oder flachwellige Stromatoporen/Alveolites-Rasen gekennzeichnet (Abb. 6). Ihre Matrix ist mikritisch, teils sind die Coenostea von Algenkrusten bedeckt. Hin und wieder gibt es Fenstergefüge.

Die frame/bafflestones leiten die stärker lagunär beeinflussten, zyklischen Folgen im Gebiet Burhagen ein. Erstere sind besonders grob gebankt, die kugeligen Stromatoporen stehen in den Biostromen sehr dicht. Stellenweise sind sie von lagigen Stromatoporen überwachsen. In den Zwischenräumen finden sich häufig

Amphiporen oder Stachyodes in situ in einer mikritischen bis fein sparitischen Grundmasse. Oft sind die Hohlräume auch von Detritus der verschiedensten Riffbildner ausgefüllt. Die bafflestones enthalten meist *Stachyodes*, seltener sind sie von Amphiporen, gelegentlich von kugelig/lagigen Stromatoporen gebildet.

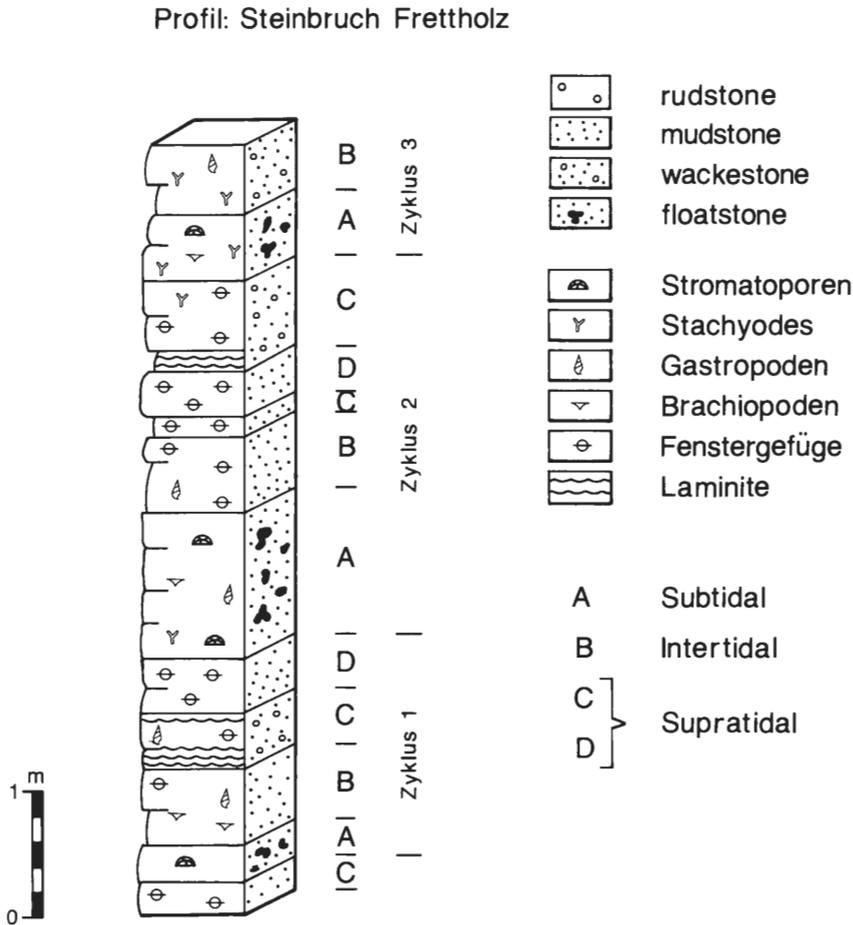


Abb. 6: Shallowing-upwards-Zyklen der Lagune im Steinbruch Frettholz (Profil 6) (umgezeichnet nach MESTERMANN 1988).

2. Detritische Stromatoporen-Fazies (rudstones)

Die sparitische Grundmasse enthält gerundete, schlecht sortierte, große, lagige und dendroide Stromatoporen/*Alveolites*-Fragmente bis max. 10 cm Durchmesser. Im Steinbruch Kirchloh ist der Organismenanteil neben kugelligen/lagigen Stromatoporen und Tabulata durch rugose Korallen, Gastropoden und Brachiopoden und vor allem Crinoidenreste diverser Größe gekennzeichnet. Die detritische Stromatoporen-Fazies bildet in den zyklischen Abfolgen den Mittelabschnitt. Die Korngröße der Schuttmatrix ist zunächst grob und dann nach oben hin zunehmend feiner, *Stachyodes*-Fragmente sind hier zugunsten von Gastropodenresten und Calcisphären selten.

3. Fossilreiche/peloidische Mikrit-Fazies (mud/wackestones)

Die helleren mud- und wackestones bilden in beiden Gebieten wesentliche Teile der oberflächlich erschlossenen Zyklenabfolgen. Im Kirchloh wechseln die durch Fenstergefüge strukturierten Bänke mit rekristallisierten lagigen Stromatoporen. Im Burhagener Gebiet sind die amphiporenhaltigen mudstones peloidischer ausgeprägt, sodann sind tonige Linsen (Muscovit) eingelagert. Den Abschluß des Zyklus bilden hier 30 bis 100 cm dicke Tonhorizonte, in denen mikritische Linsen knollig aufgelöst sind. Sie bestehen ebenfalls ausschließlich aus Muscovit und durchziehen die Schichtfolge als markante rot- oder ockerfarbene Bänder. Stellenweise sind auch rote Peloidkalksteine und Mikrite mit laminierten Hohlraumgefügen ausgebildet. Der erhöhte Tonanteil bzw. die Tonlagen sind vermutlich auf Trockenfallen und Verwitterung zurückzuführen. Dafür sprechen Füllungen mit vadosem Silt.

2.2.2. Lagune

Lagunäre Sedimente sind im Gebiet des Briloner Sattels sowohl in den einzelnen Bohrungen als auch in der Fläche die häufigsten Gesteine. Sie schließen nördlich an die Riffrandgesteine an, aus denen sie allmählich hervorgehen. Es sind überwiegend dunkelgraue, meist deutlich geschichtete Kalklutite. In ihrer Vertikalabfolge dokumentieren sie Regressionszyklen. Solche konnten im Steinbruch Frettholz bei Brilon sowie Düstertal bei Bleiwäsche detailliert untersucht werden. Abb. 7 zeigt einen solchen Idealzyklus im Steinbruch Frettholz. Erschlossen sind hier im basalen Teil dunkle, geringmächtige Lutite, die Schutt aus Riffbildnern und Brachiopoden führen. Sie leiten zu Stromatoporen- und Amphiporenkalken über, die untergeordnet bis zu 5 cm große, kugelige Stromatoporen und Schneckenabrieb führen. Es sind float-, seltener baffle- oder rudstones, deren Grundmasse Peloiden und Intraklasten beherrschen. Diese subtidal abgelagerten Kalksteine markieren den Beginn eines regressiven Zyklus.

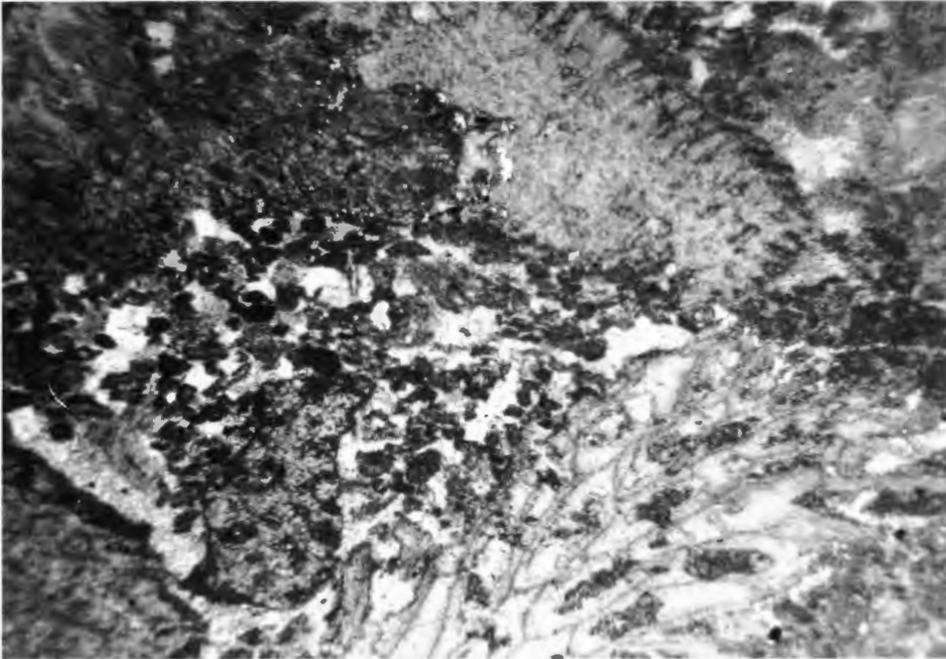


Abb. 7: Stromatoporen-/Amphiporenkalk-Fazies mit Riffbildnerfragmenten. Steinbruch Frettholz (Profil 6). 8 x.

Auf sie folgen Gastropodenkalke, Pelmikrite und Pelsparite mit einer individuenreichen, aber artenarmen Gastropodenfauna (Abb. 8). Die Schalen sind oft vollständig erhalten. Peloiden bis zu 200 cm Durchmesser sowie Intraklasten, seltener Amphiporen- oder Brachiopodenschutt liegen in einer mikritischen oder arenitischen Matrix. Sparitisch zementierte Fenster sind in dieser unregelmäßig verteilt (Abb. 9). Im oberen Teil der Folge häufen sich gelegentlich röhrenförmige Gebilde, die als Schrumpfungsrisse interpretiert werden können. Dies kennzeichnet Ablagerungen im intertidalen Bereich.

Eine weitere Verflachung dokumentieren die hierüber folgenden Fenstergefügekalksteine. Es sind faunenarme Pelmikrite und Pelsparite (wacke- und packstones), in den nur selten Calcisphären auftreten. Das Gefüge wird von planaren und welligen LFA, wechselnd mit LFB-Strukturen, beherrscht. Spalten im LFB-Gefüge werden bis zu 5 mm groß und weisen bis zu 3 Zementgenerationen auf. Ferner treten Röhrenformen auf. Die Matrix wird von Peloiden und Intraklasten sowie Rindenkörnern beherrscht. Diese weit verbreiteten Fenstergefüge wie auch die fehlende Mikrofauna belegen einen flach-intertidalen bis möglicherweise supratidalen Ablagerungsbereich. Der Abschluß eines Zyklus im Supratidalen wird durch Fenstergefügekalksteine mit Internesediment verkörpert. Das Internesediment ist überwiegend Mikrit und Siltit. Es bildete sich durch Lösungsvorgänge unter subaerischen Bedingungen. Über die Lagune verteilt sind Fleckenriffe (patch reefs), biohermale, runde bis ovale Strukturen von 10-25 m Durchmesser. Das Fleckenriff am Stempel bei Madfeld sowie mehrere Fleckenriffe im Steinbruch der Sauerländischen Kalkindustrie an der Straße Bredelar-Rösenbeck wurden detailliert untersucht (Abb. 10). Sie werden von vorwiegend bis zu 90 cm großen, kugeligen Stromatoporen aufgebaut. Vertreten sind zumeist die Gattungen *Actinostroma* und *Heterostroma*. Die einzelnen Individuen folgen dicht auf- und nebeneinander und bilden boundstones. An den Flanken der Fleckenriffe wuchsen Tabulata, dendroide Stromatoporen (*Stachyodes*) und Crinoiden. Sie sind stets von Stromatoporen überkrustet.

Die intrapartikulären Hohlräume der Organismen sind vielfach mit drusig-blockigem Calcit-Zement erfüllt. Die Fleckenriffe dürften im flachen Subtidal, nahe der Wasseroberfläche, gewachsen sein.

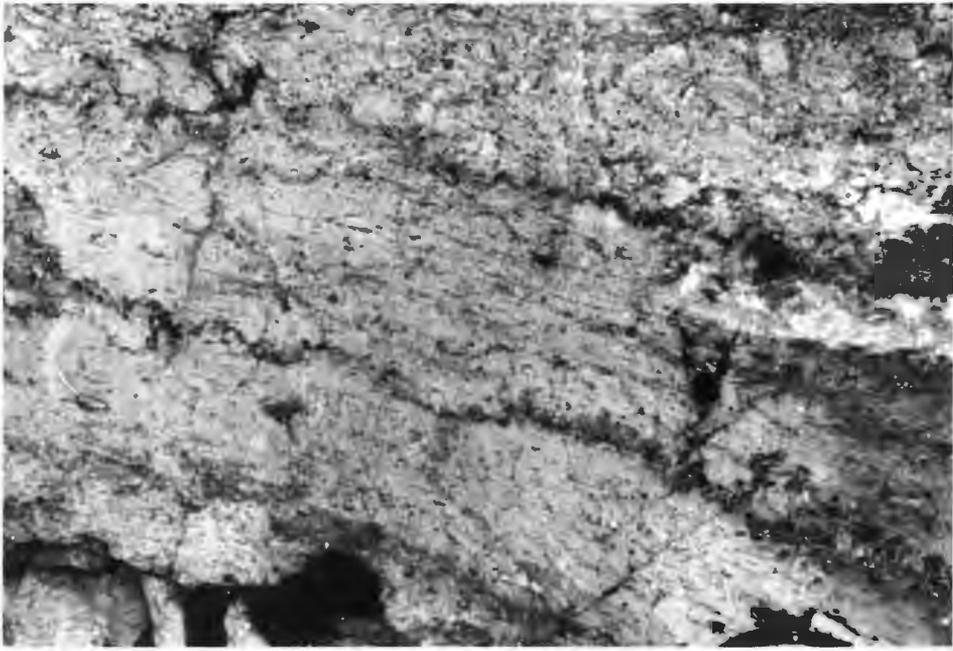


Abb. 8: Gastropodenkalk-Fazies. Gastropoden in vielen unzerbrochenen Schalen. Vereinzelt LF-B-Gefüge. Steinbruch Frettholz (Profil 6). 8 x.

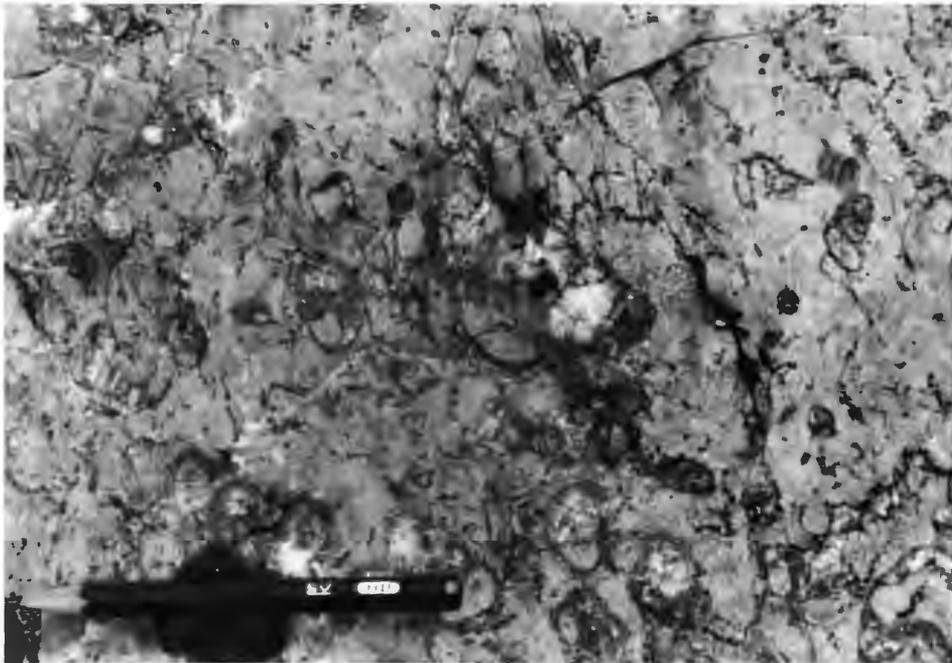


Abb. 9: Fenstergefügekalk mit planaren LF-A- sowie LF-B-Gefügen. Im oberen Drittel sind Stromatoporen- und Amphiporenkalke eines neuen Zyklus sichtbar. Steinbruch Kirchloh (Profil 7).

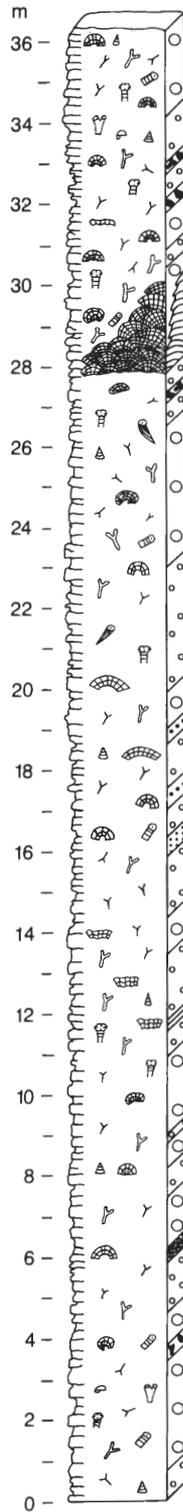


Abb. 10: Profil 9 im Steinbruch der Sauerländischen Kalkindustrie bei Rösenbeck. Legende siehe Abb. 6. (umgezeichnet nach SCHMIDT-BARTELT 1987).

2.2.3. Vorriff

Das Briloner Vorriff ist vornehmlich im Süden und Südosten des Briloner Sattels erschlossen. Das nördliche Vorland wurde während der variszischen Orogenese überfahren (WERNER 1988). Das Vorriffgebiet ist durch Seeberge intensiv in Becken und Schwellen untergliedert. Auf einer dieser Schwellen, dem Gebiet des Messinghäuser Sattels, wuchs im Mittel- und Oberdevon ein isoliertes Riff als Atoll. Das zwischen den Schwellen gelegene Vorriffgebiet wurde durch Riffschutt beeinflusst, der durch Sedimentschwerströme hierher gelangte. Weiter nach Süden und Südosten verliert das Riffgebiet allmählich seinen sedimentären Einfluß. Die Beckensedimente sind hier durch distale Kalkturbidite und Beckenpelite gekennzeichnet.

a) Atoll

Auf dem Messinghäuser Sattel, einem Seeberg, wuchs im Mittel- und Oberdevon ein Atoll. Im Gegensatz zu LITTMANN (1987), der eine Ausdehnung des Atolls über den gesamten Spezialsattel vermutete, erbrachte eine Spezialkartierung (FÖBINGER, in Vorber.) den Nachweis seines Zentrums mit einer Lagune auf dem Sticklenberg. Ausläufer des Atolls finden sich bis zum Steinbruch „Kalkofen“ in Messinghausen (Abb. 11). Die Fazies ist recht einheitlich. Die wellenexponierten Teile sind als Korallen-Framestone entwickelt (Abb. 12). Koloniale und solitäre rugose Korallen sind die meist in situ erhaltenen Gesteinsbildner. Der Durchmesser der Polypare schwankt bei den solitären Formen um 4-6 mm, ihre Länge um 2 cm. Daneben gibt es vereinzelt Stromatoporen und Brachiopoden. Der Kontakt der Biogene untereinander ist intensiv (Punkt- bis Flächenkontakt), der Offenheitsgrad gering. Sie nehmen ca. 40% des Gesamtvolumens ein. Die Grundmasse bilden vornehmlich grober (um 1 mm) Abrieb der Korallen, Stromatoporen und Brachiopoden, ferner Schnecken. Das Restvolumen ist mikrosparitisch zementiert.



Abb. 11: Das Atoll bei Messinghausen. Der Kern mit Lagune ist im Westteil erschlossen. Legende siehe Abb. 3.

Auf dem Sticklenberg ist die Lagune entwickelt. Das hier vorherrschende Gestein ist ein Korallen-Brachiopoden-Floatstone (Abb. 13). Biogene sind bis zu 3 cm lange solitäre Rugosa in Lebensstellung, vollständige Brachiopodenschalen sowie untergeordnet laminare Stromatoporen geringer Länge. Der Anteil der Biogene am Gesamtvolumen beträgt 15-20%. Sie liegen locker verstreut in einer vorwiegend krümelhaltigen Matrix, in der sich in geringen Anteilen kleine (bis 2 mm) Bruchstücke von Korallen, Brachiopoden sowie Schnecken finden. Das restliche Porenvolumen (um 5%) ist mikrosparitisch zementiert.

Dem Atoll sind auf der Beckenseite (im Süden und Südosten, Abb. 11) proximale Riffschuttkalke vorwiegend der riffnahen Mikrit-Fazies (s. u.) vorgelagert.

b) Riffschutt

Im riffnahen Bereich Burgberg-Enkenberg (Abb. 14) sind die Riffschuttgesteine hell- bis mittelgrau, seltener dunkelgrauschwarz, dickbankig, zum Teil gradiert oder an Bankober- und -untergrenzen zerschert. Der Fossilgehalt in feiner Grundmasse ist reich. Rifferner trennen immer dünne Tonsteine die meist crinoidenreichen, gradierten, dunklen Kalkbänke. Im Raum südlich Bredelar und östlich Padberg (Abb. 15) sind diese Kalkareni-

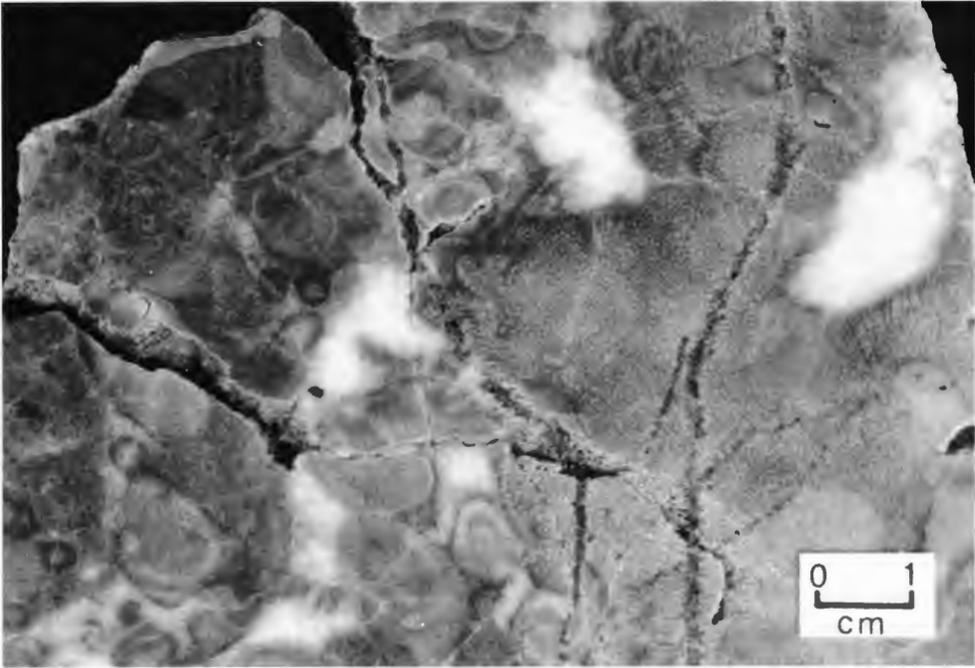


Abb. 12: Korallenkalkfazies des Atolls bei Messinghausen. Solitäre (links) und koloniale Rugosa (rechts) bilden einen framestone.

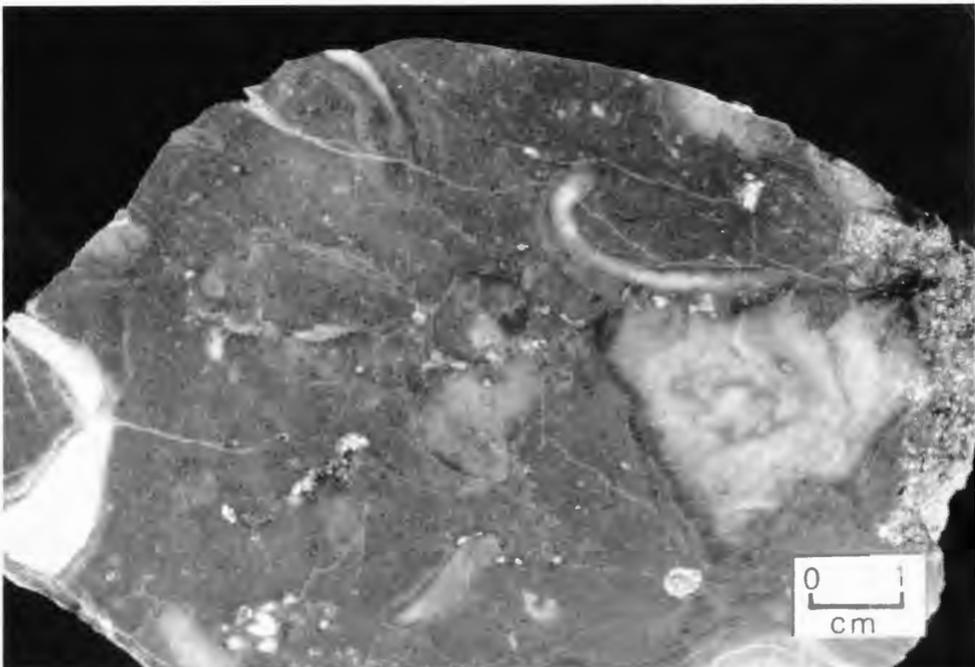


Abb. 13: Korallen-Brachiopodenkalk-Fazies des Atolls bei Messinghausen. Koloniale und solitäre Rugosa sowie unzerbrochene Brachiopodenschalen sind die biogenen Bestandteile dieses floatstones.

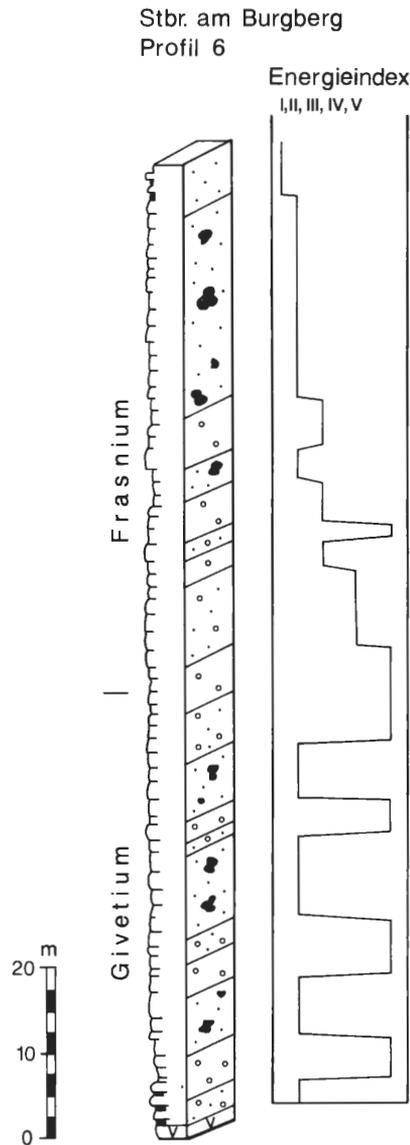


Abb. 14: Das Burgberg-Profil (13) im proximalen Vorriffgebiet. Die aus den Mikrofazies-Typen abgeleiteten Energie-Indizes dokumentieren eine zyklische Sedimentation besonders im Givetium. Legende siehe Abb. 6.

te mittel- bis dunkelgrau, 25 cm dick bis plattig, gelegentlich flaserig oder knollig, bituminös und wechseln mit bis zu 15 cm dicken graugrünen Ton- und Siltsteinen. Nach Südosten nimmt der klastische Anteil weiter zu. Die Ton- und Siltsteine sind bröckelig, etwas glimmerhaltig, rötlich oder dunkelgraugrün. Bis 5 cm dünne Sandbänkchen, Kalknollenhorizonte und Tuffitlagen sind eingeschaltet. Die genannten Kalksteine des proximalen und distalen fore-reef-Bereiches gehören verschiedenen Faziestypen an:

a) Die detritische Stromatoporen-Korallen-Fazies (Abb. 16) setzt sich aus zerbrochenen, großen Stromatoporen und Korallen zusammen. Crinoidendebris ist häufig. Seltener sind Brachiopoden, Aggregat- und Rindenkörner. Die Matrix ist krümelig-mikritisch.

b) Die riffnahe Mikrit-Fazies führt große Bruchstücke rugoser Korallen, kugelförmiger Stromatoporen, Crinoidenstienglieder und Brachiopodenreste sowie Klaster von Cephalopoden und Bryozoen, Aggregatkörner, Intraklasten und Calcisphären. Die häufig umkrusteten Komponenten lagern zum Teil dicht gepackt in einer mikritischen bis mikrosparitischen Grundmasse.

c) Die Crinoiden-Brachiopoden-Mikritfazies (Abb. 17) enthält Aggregatkörner, Intraklasten, Korallenbruchstücke, Crinoiden und Brachiopodenschalen, in rifferen Gebieten auch Tentaculiten. Die Biogene sind häufig gradiert. Die Grundmasse ist ein Mikrit.

d) Die Crinoiden-Mikritfazies ist durch häufige Crinoidenstienglieder in einer mikritischen Grundmasse gekennzeichnet. Selten sind Muschel- und Ostracodenschalen, Calcisphären, Foraminiferen, Korallenreste und Aggregatkörner.

Stbr. Padberg
 Profil 7

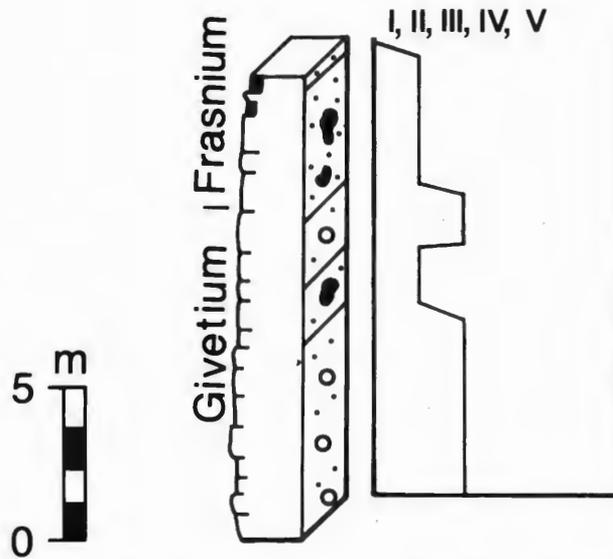


Abb. 15: Profil im Steinbruch Padberg (14) im distalen Vorriffgebiet. Eine zyklische Sedimentation wie im proximalen Vorriff ist hier kaum erkennbar. Legende siehe Abb. 6.

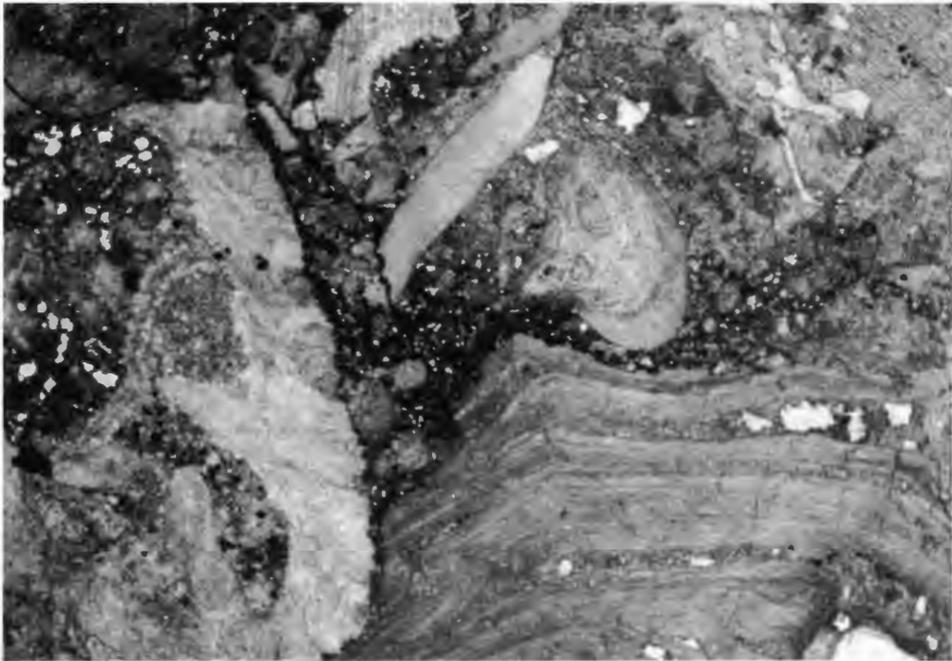


Abb. 16: Detritische Stromatoporenkalk-Fazies. Das Gestein wird von Stromatoporen (unten), Korallen (links), Brachiopoden (Mitte oben) und Crinoiden (oben links und rechts) aufgebaut. Profil Burgberg (13). 8,5 x.

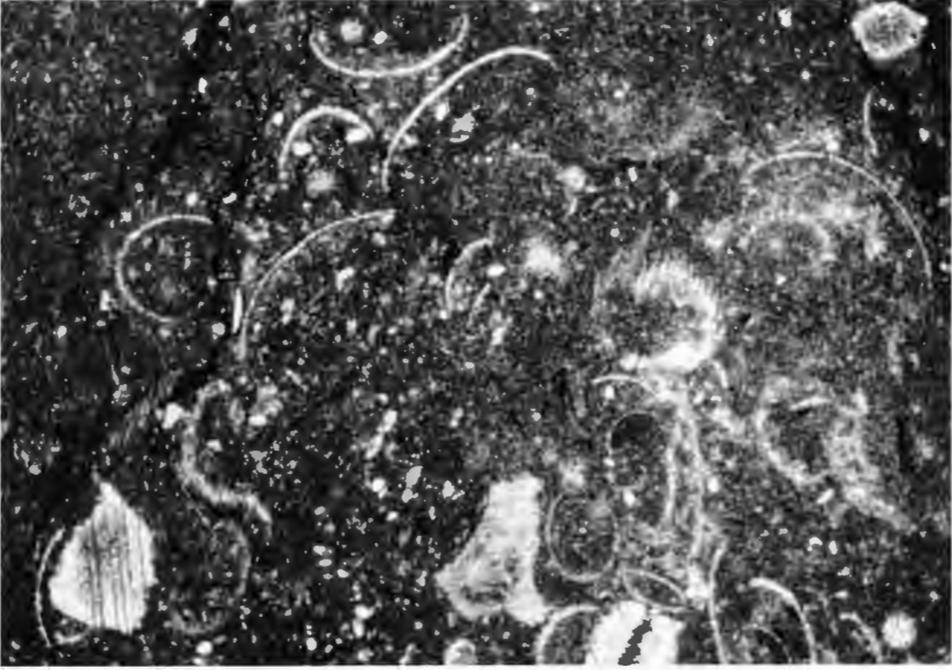


Abb. 17: Crinoiden-Brachiopoden-Mikritfazies. Lockere Ansammlung von Crinoiden und Brachiopoden. Profil Burgberg (13). 8,5 x.

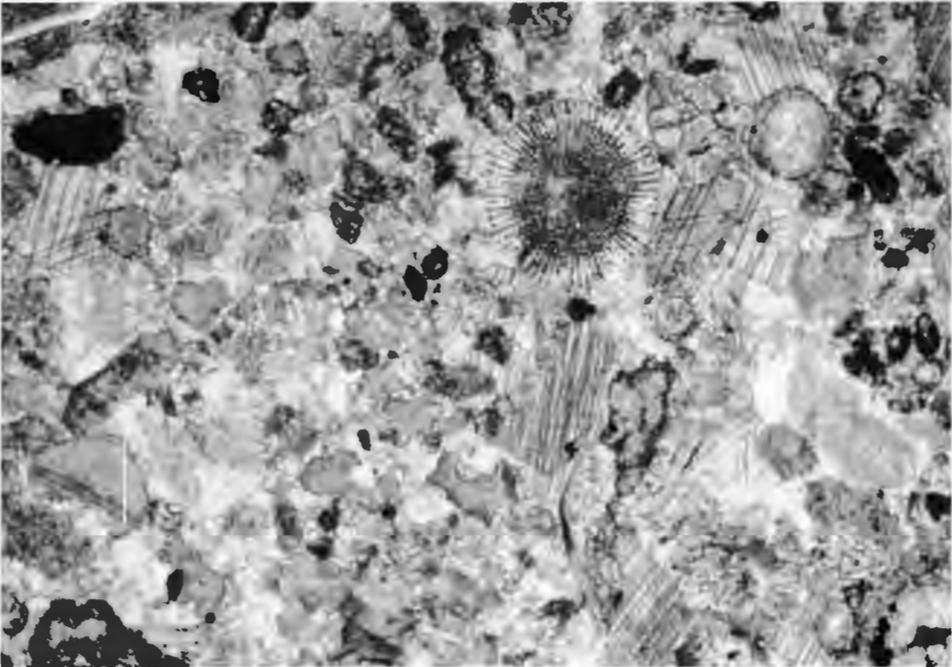


Abb. 18: Korallen-Stromatoporen-Arenitfazies, Gesteinsbildner sind Korallen (Mitte links) und zumeist rekrystallisierte Crinoiden. Matrix arenitisch. Profil Burgberg (13). 8,5 x.

- e) Die Crinoiden-Tentaculiten-Mikritfazies ist durch Crinoiden und Tentaculitenreste charakterisiert. Sie sind häufig in den unteren Bankabschnitten angehäuft und eingeregelt. Brachiopodenschalen sind beigemengt.
- f) Die Biomikrit-Fazies ist arm an unregelmäßig verteilten Komponenten. Crinoidenstielglieder, Korallen- und Brachiopodendebris und Tentaculitenreste machen bis 10% aus.
- g) Die Korallen-Stromatoporen-Arenitfazies (Abb. 18) führt in einer arenitischen Grundmasse Bruchstücke von Stromatoporen, Korallen und Brachiopoden. Die häufig mehrfach zementierten Bioklasten sind ungerundet. Mikritische Matrix hielt sich nur im Strömungsschatten größerer Komponenten. Crinoiden sind häufig.
- h) Die schwach ausgewaschene Crinoiden-Arenitfazies besteht aus ungerundeten, randlich mikritisierten Crinoidenstielgliedern, Brachiopodenklasten, Tentaculiten und Peloidkrümeln, die zusammen in einer arenitischen und mikritischen Grundmasse verteilt sind.
- i) Die Bioarenit-Fazies führt nur bis zu 20% an Biokomponenten. Es sind Crinoidenstielglieder, Korallenbruchstücke, Tentaculiten, Brachiopodenschalen und Calcisphären.

2.3. Das Postriffstadium

Das Riff stirbt im Frasnium ab, dabei beckenwärts etwas früher als in den zum Schelf orientierten Teilen. Anschließend werden im Famennium nur randliche Teile des abgestorbenen Riffes von Peliten (Cypridinen-Tonsteine) überdeckt. Große Teile des Riffkörpers bleiben lange Zeit unbedeckt. Schon im obersten Adorfium begann die Verkarstung. Schlotten wurden mit oberdevonischen und unterkarbonischen Sedimenten gefüllt. Die Reliefbildung des Riffs war im Unterkarbon soweit fortgeschritten, daß flachere Teile von kieselkalkzeitlichen Sedimenten, höherliegende Bereiche erst von Kulmtonschiefern bedeckt wurden.

Im Vorriffgebiet ist die Nachriffzeit durch den faziellen Gegensatz der Beckenpelite (Cypridinen-schiefer) und der Schwellenkalke (Cephalopodenkalke) geprägt. Letztere sind autochthone Bildungen, die oft mit Erosionsschutt des abgestorbenen Riffes oder neu gebildeter Crinoidenbauten wechsellagern. Zunächst sind diese Kalke im ehemaligen proximalen Vorriff verbreitet, weichen aber im Laufe des Famenniums den Peliten. Während dieser Zeit bleibt das abgestorbene Riff zunächst noch in Meeresspiegellhöhe.

Im Unterkarbon wird das Relief weiter ausgeglichen. Die Fazies ist einheitlich pelitisch (Alaunschiefer, Radiolarite). Das Riff ist aber noch nicht vollständig bedeckt: Verkarstungen und Schuttkalke gibt es auch in dieser Zeit, vor allem im Ostteil.

3. Fazit

Die vielfältigen Gesteinsarten entstanden im lagunären Stillwasser, am Rifftrand und im Bewegtwasserbereich des Vorriffs in zyklischen Wechsellagen. Es sind vornehmlich regressive Zyklen. Sie sind infolge der geringen Wasserüberdeckung im eigentlichen Riff am deutlichsten entwickelt. Relative Meeresspiegelschwankungen führten hier zu abwechselnden vollmarinen, tidalen und subaerischen Einflüssen. Dabei erlauben die jeweiligen Dicken einzelner Zyklusglieder sowie die Vollständigkeit einzelner Gesamtzyklen Aussagen über die Schelfposition. Im detailliert untersuchten Steinbruch Frettholz beginnt jeder Zyklus mit mikritischen, faunenreichen Kalken des Subtidals, gefolgt von intertidal gebildeten Peloidkalken mit Gastropoden sowie inter- bis supratidalen Kalken mit Fenstergefügen. Den Abschluß eines Zyklus bilden gelegentlich Kalke, deren Fenstergefüge Internsediment enthält. Diese Dokumente trockenengefallener Lagunenbereiche sind im Innern der Lagune (Bereich Bleiwäsche) häufiger. Zyklen finden sich auch in rifftrandnah abgelagerten Kalksteinen. Am Riffsüdrand (Steinbruch Kirchloh) wechseln dickbankige Stromatoporen-frame- und -rudstones des Subtidals mit Stromatoporen-bindstones des Intertidals.

Die Zyklizität findet sich auch im Vorriffbereich wieder (STRITZKE 1989) (Abb. 14, 15). Sie ist hier allerdings weniger deutlich ausgeprägt.

Regressive Karbonatsequenzen, die mit plötzlichen transgressiven events beginnen, sind oft beschrieben. Einen der Briloner Abfolge ähnlichen mitteldevonischen Kalkzyklus beschrieb KREBS (1969) aus der Eifel.

Zyklische Sedimentation wird oft durch tektonisch bedingte Absenkung bzw. Hebung oder eustatischen Meeresspiegelanstieg erklärt. EBERLI & GINSBURG (1988) erklären zyklische Sedimentfolgen durch Sturmfluten, die Sediment in den Supratidalbereich bringen. Nach PRATT & JAMES (1986) entstehen Karbonatzyklen durch wandernde Karbonatinseln im Gezeitenraum. Wenn auch im Einzelfall für den Briloner Rifftrand- und -lagunenbereich derartige Einflüsse nicht ausgeschlossen werden können, scheint die tiefere Ursache eustatisch oder tektonisch zu sein, da Zyklen weit verbreitet sind und sich auch im Vorriff finden. Dabei dürften die Subsidenzbewegungen des Briloner Blocks, einer tektonisch aktiven Zone im Bereich des Altenbürener Lineaments, die wesentliche Ursache sein (vgl. KREBS 1968, UFFENORDE 1976, WERNER 1988, BRINKMANN & STOPPEL, im Druck).

Im höheren Frasnium stirbt das Riff ab. Dabei ist der Niedergang diachron (STRITZKE 1986). Die tiefere Ursache für das weltweite Riffsterben im Oberdevon wird gegensätzlich diskutiert. Sehr einleuchtend, da mit vielen Beobachtungen vereinbar, ist die Annahme, daß eine klimatische Abkühlung infolge von Kontinentalverschiebungen die Hauptursache des Riffsterbens war (STANLEY 1988).

4. Literatur

- AHRENS, W. (1929): Die devonischen Eruptivgesteine des östlichen Sauerlandes. 1. Teil: Die Diabase des höheren Mittel- und Oberdevons. – Geol. Jb., **2**: 947-994, 18 Abb.; Berlin.
- BÄR, P. (1966): Stratigraphie, Fazies und Tektonik am Briloner Massenkalksattel (Ostsauerland). – Diss. Univ. Gießen, 31 S.; Gießen.
- BRINCKMANN, J. & STOPPEL, D. (im Druck): Zur Geologie des Briloner Riffs – Ergebnisse eines Kernbohrprogrammes. – Geol. Jb., **D95**; Hannover.
- BRINCKMANN, J. (1981): Projekt Rhenoharzynikum. Untersuchung der Metallverteilung in geosynklinalen Sedimenten des Rhenoharzynikums in stratiformen Konzentrationen. Bericht über das Kernbohrprogramm im Briloner Riffkalkkomplex. – unveröff. Bericht B.-Anst. f. Geowiss. u. Rohst., 129 S., 21 Abb.; Hannover.
- DENCKMANN, A. (1895): Zur Stratigraphie des Oberdevons im Kellerwalde und in einigen benachbarten Devon-Gebieten. – Jb. preuß. geol. L.-Anst. (f. 1894), **15**: 8-64, 4 Abb., 4 Tab., 1 Taf.; Berlin.
- 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, Bd. 5, S. 61.
- EDER, F. W. (1971): Riff-nahe detritische Kalke bei Balve im Rheinischen Schiefergebirge (Mittel-Devon, Garbecker Kalk). – Göttinger Arb. Geol. Paläont., **10**: 1-66, 14 Abb., 6 Tab., 5 Taf.; Göttingen.
- EDER, F. W., ENGEL, W., FRANKE, W., LANGENSTRASSEN, F., WALLISER, D. H. & WITTEN, W. (1977): Überblick über die paläogeographische Entwicklung des östlichen Rheinischen Schiefergebirges. – in: Bender, P. et al. (eds.): Paläogeographische Entwicklung des östlichen Rheinischen Schiefergebirges, demonstriert an einem Querschnitt. – Exkursionsführer Geotagung '77, Exkursion A: 2-57, 26 Abb.; Göttingen.
- EDER, W., ENGEL, W. & FRANKE, W. (1975): Facies distribution of the Middle/Upper Devonian Reef and contemporaneous limestone-turbidites. – In Flügel, E. (Hrsg.): International Symp. Fossil Algae, Erlangen 1975, Guide Book: 37-43, 2 Abb.; Erlangen.
- FÖBINGER, F. (1990): Zur Geologie des Gebietes zwischen der Landstraße 870 Brilon-Bredelar im Norden, der Bundesstraße 7 im Süden sowie zwischen den Rechtswerten 3476 bis 3478 auf den MTB 4614 Brilon, 4517 Alme und 4518 Madfeld. – Dipl.-Arbeit Univ. Bochum (in Vorb.); Bochum.
- HOLZAPFEL, E. (1895): Das Obere Mitteldevon im Rheinischen Gebirge. – Abh. Kgl. preuß. geol. L.-Anst., N. F. **16**: 459 S., 19 Taf.; Berlin.
- JUX, U. (1960): Die devonischen Riffe im Rheinischen Schiefergebirge. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **110** (1/2): 186-258, 7 Abb.; 18 Taf.; Stuttgart.
- KAYSER, E. (1872): Studien aus dem Gebiet des rheinischen Devons III. – Die Fauna des Roteisensteins von Brilon in Westfalen. – Z. dt. geol. Ges., **24**: 653-690, 6 Abb., 3 Taf.; Berlin.
- KREBS, W. (1968): Facies types of the Devonian back-reef limestones in the Eastern Rhenish Schiefergebirge. – in: Müller, G. & Friedman, G. M. (eds.): Recent development in Carbonate Sedimentology in Central Europe, S. 186-195, 6 Abb., 2 Tab.; Berlin.
- (1969): Early void-filling cementation in Devonian fore-reef limestones (Germany). – Sedimentology, **12**: 279-299, 8 Abb., 1 Tab.; Oxford.
- (1971): Devonian Reef Limestones in the Eastern Rhenish Schiefergebirge. – in: Sedimentology of parts of Central Europe: 45-81, 32 Abb., 4 Tab.; Heidelberg.
- (1974): Devonian Carbonate Complexes of Central Europe. – Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ. No **18**: 155-208, 25 Abb., 10 Tab.; Tulsa.
- LITTMANN, P. (1987): Der Massenkalksattel von Messinghausen – die Entwicklung einer mittel- bis oberdevonischen Karbonatplattform. – Heidelberger geowiss. Abh., **8**: 151-153, 1 Abb.; Heidelberg.
- MAY, A. (1987): Der Massenkalk (Devon) nördlich von Brilon (Sauerland). – Geol. Paläont. Westf., **10**: 51-84, 12 Abb., 1 Tab.; Münster.
- MESTERMANN, B. (1988): Fenstergefüge in einem lagunären Kalkzyklus des Briloner Riffes nördlich Brilon. – Dipl.-Arbeit Univ. Bochum: 48 S., 23 Abb.; Bochum. – [unveröff.]
- MORITZ, W. (1983): Fazies und Diagenese des Briloner Karbonatkomplexes anhand einiger ausgewählter Bohrungen. – Diss. TU Braunschweig, 180 S.; Braunschweig.
- PAECKELMANN, W. & Kühne, F. (1936): Geologische Spezialkarte von Preußen und angrenzenden Gebieten 1:25 000, Blatt Madfeld, mit Erl., Lfg. 341; Berlin.
- PRATT B. R. & JAMES, N. P. (1986): The St. George Group (Lower Ordovician) of western Newfoundland: tidal flat island model for carbonate sedimentation in shallow epeiric Seas. – Sedimentology, **33** (3): 313-343, 25 Abb.; Oxford.
- SCHLÜTER, H. (1928): Das Mitteldevon im oberen Diemelgebiete und der geologische Bau des Martenberges bei Adorf. – Geol. Jb., **48**: 175-214, 13 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Berlin.

- SCHMIDT, H. (1925): Die carbonischen Goniatiten Deutschlands. – Jb. preuß. geol. L.-A., **45**: 489-609, 3 Abb., 8 Taf.; Berlin.
- SCHMIDT-BARTELT, D. (1987): Die Fazies des Massenkalkes am Südostrand des Briloner Sattels. – Dipl.-Kart. Univ. Bochum: 42 S., 13 Abb., 2 Anl.; Bochum. – [unveröff.]
- STÄDTER, T. & KOCH, R. (1987): Mikrofazielle und diagenetische Entwicklung einer devonischen Karbonatfolge (Givet) am SW-Rand des Briloner Sattels. – *Facies*, **17**: 215-230, 5 Abb., 2 Taf.; Erlangen.
- STANLEY, S. M. (1988): Climatic cooling and Mass Extinction of Paleozoic Reef Communities. – *Palaios*, **3** (2): 228-232, 2 Abb.; Tulsa.
- STEIN, R. (1860): Geognostische Beschreibung der Umgebung von Brilon. – Z. dtsh. geol. Ges., **12**: 208-272; Berlin.
- STRITZKE, R. (1986): Conodont biofacies of Middle and Upper Devonian Limestones, Brilon area, West Germany. – *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, **52**: 215-226, 5 Abb.; Amsterdam.
- (1989): Stratigraphie, Faziesanalyse und Paläogeographie im Oberdevon des Briloner Vorriffgebietes (Ostsauerland). – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **35**: 75-106, 6 Abb., 3 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- TUCKER, M. E. (1973): Sedimentology and diagenesis of Devonian pelagic limestone (Cephalopodenkalk) and associated sediments of the Rhenohercynian Geosyncline, West Germany. – *N. Jb., Geol. Paläont. Abh.*, **142** (3): 320-350; 24 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- UFFENORDE, H. (1976): Zur Entwicklung des Warsteiner Karbonat-Komplexes im Oberdevon und Unterkarbon (nördliches Rheinisches Schiefergebirge). – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **152** (1): 75-111, 7 Abb.; Stuttgart.
- WAHBA, Y. (1978): Die Geologie des Briloner Massenkalksattels im östlichen Sauerland. – Diss. Fak. Natur- und Geisteswissensch. T. U. Clausthal, 218 S., 36 Abb., 6 Karten, 15 Tab., 8 Beilag.; Clausthal-Zellerfeld.
- WEDEKIND, R. (1908): Die Cephalopodenfauna des höheren Oberdevon am Enkeberge. – *N. Jb. Min. etc., Beil.-Bd.*, **26**: 565-634; Stuttgart.
- (1913): Die Goniatitenkalke des unteren Oberdevon von Martenberg bei Adorf. – *Sitz. – Ber. Ges. naturforsch. Freunde*, **1**: 23-77, 14 Abb., 4 Taf.; Berlin.
- WERNER, W. (1988): Synsedimentary faulting and sediment-hosted submarine hydrothermal mineralization – a case study in the Rhenish Massif, Germany. – *Göttinger Arb. Geol. Paläont.*, **36**: 1-206, 81 Abb., 6 Tab.; Göttingen.

Geol. Paläont. Westf.	18	85–91	2 Abb. 2 Tab.	Münster April 1991
--------------------------	----	-------	------------------	-----------------------

Zur Geologie am Südrand des Briloner Riffs

Rüdiger Stritzke*

Zusammenfassung

Aus dem südlichen Vorfeld des Briloner Riffes werden 2 Profile in ihrer Schichtenfolge vom oberen Givetium (mittlere *Polygnathus varcus*-Zone) bis zum mittleren Frasnium (untere *Palmatolepis gigas*-Zone) beschrieben. Das Profil Lieth ist auf einem Seeberg gelegen. Daher folgen hier einzelne Conodontenzonen besonders im oberen Givetium und untersten Frasnium im Gegensatz zum Profil Burgberg im Becken dicht aufeinander. Vermutlich infolge nachlassender Subsidenz des Meeresbodens gleichen sich im Verlaufe des Frasniums die Mächtigkeiten entsprechender Zonen einander an und sind in der unteren *Palmatolepis gigas*-Zone fast identisch.

Dieser Ausgleich des Meeresbodenreliefs wird auch in der Sedimentation dokumentiert. Ist sie im Becken anfangs durch hochenergetische Schwereströme (mass flows) gekennzeichnet, so gleicht sie sich im Verlauf des Frasniums durch einen schrittweise geringeren Energieindex an die Ablagerungsverhältnisse auf Untiefen an.

1. Einleitung und Problemstellung

Die Geologie des Briloner Riffgebietes/Ostsauerland ist im Mittel- und Oberdevon trotz langjähriger Erforschung nur lückenhaft bekannt. Die Arbeiten konzentrierten sich vornehmlich auf die gut erschlossenen Bereiche des autochthonen Riffes selbst sowie seines südöstlichen Vorfeldes, wo Vorriffsedimente flächenhaft verbreitet sind. Hier erlauben gute Aufschlußverhältnisse eine detaillierte Rekonstruktion der Sedimentation (STRITZKE 1989). Westlich davon sind die Riffschuttkalke bis zur Altenbürener Störung nur noch wenige m mächtig. Durch überlagernde Schuttmassen der über- und unterlagernden Schichten sind sie außerdem nur schlecht erschlossen. Nähere Kenntnisse ihrer Petro- und Stratigraphie beschränken sich bislang auf punktuelle Funde (BÄR 1968, BOTTKE 1979, WERNER 1988). Neue Erkenntnisse zur Geologie dieses Raumes wird die Revisionskartierung des Blattes Brilon durch das Geologische Landesamt NRW/Krefeld erbringen.

Im Rahmen der flächendeckenden Kartierung des Briloner Riffareals durch das Geologische Institut der Universität Bochum unter der Leitung von Prof. Dr. MENSINK (†) (Karte und Erläuterungen des Blattes Madfeld im Druck) wurde nördlich Hoppecke auf dem Lieth ein geringmächtiges Profil im Riffschuttkalk entdeckt (Abb. 1, R³⁴⁷⁵²³⁰, H⁵⁷⁹⁴⁵⁰⁰), das hier vorgestellt werden soll. Seine Stratigraphie und Petrographie wird mit den Verhältnissen im proximalen Vorriff östlich Messinghausen verglichen, die im Profil am Burgberg (R³⁴⁷⁹⁸⁰⁰, H⁵⁷⁹⁷⁶⁰⁰) umfassend repräsentiert werden.

2. Schichtenfolge

Die Basis der kalkigen Schichtenfolge bildet in beiden Profilen der Hauptgrünstein. Dieser sekundär chloritisierte Metabasalt verursacht das intensive Beckenrelief im Süden des Briloner Riffs. In der Umgebung ehemaliger Seeberge beträgt seine Mächtigkeit bis zu 150 m, fällt lateral aber rasch auf wenige Dekameter ab. Das Profil auf dem Lieth ist auf einem solchen Seeberg gelegen. Hier ist der Grünstein etwa 120 m mächtig. Aufgrund dieser exponierten Lage im Vorriff ist seine sedimentäre Schichtenfolge geringmächtig und eintönig. Auffallend ist die Dominanz der Pelite. Kalksteinbänke sind insgesamt weniger häufig. Sie sind nur zwei Faziestypen zuzuordnen, die einen größeren Einfluß Riff-fernerer Sedimentation erkennen lassen. Unter den spärlichen Fossilien herrschen die des Beckens sowie des Riffabhangs vor: Tentaculiten und Crinoiden. In

* Anschrift des Autors:
Dr. R. Stritzke,
Geologisches Landesamt NW,
De-Greif-Str. 195,
4150 Krefeld.

den untersten 45 cm der erschlossenen Abfolge treten Schalen artikulärer Brachiopoden in nennenswerter Menge hinzu. Hier liegt die Korngröße makroskopisch erkennbar im Arenit- bis Siltbereich. Ungerundete, randlich mikritisierte Crinoidenstielglieder (15%), Brachiopodenschalen und Tentaculiten (jeweils 1-5%) liegen in einer arenitischen und mikritischen Matrix. Letztere findet sich meist im Strömungsschatten größerer Komponenten, die bevorzugt im jeweiligen Basisteil einer Kalkbank angereichert sind. Dies kennzeichnet das Gestein als Turbidit. Die Ablagerungsenergie reichte allerdings nicht aus, alle mikritischen Bestandteile auszuwaschen (schwach ausgewaschene Crinoidenfazies).

Die restlichen aufgeschlossenen 5,4 m des Profils Lieth sind faziell einheitlich in der Crinoiden-Tentaculiten-Mikritfazies ausgebildet. Im Gegensatz zu den untersten Bänken enthält die Matrix keinen Arenit und wesentlich weniger Fossildetritus. Dabei dominieren Crinoidenstielglieder und Tentaculiten (jeweils 5-10%). Brachiopodenschill ist unbedeutend. Die organogenen Bestandteile sind oft in den untersten Bankabschnitten angehäuft und gelegentlich eingeregelt. Damit ist als Ablagerungsmechanismus ein Turbiditstrom charakterisiert, wobei der hohe Gehalt an mikritischer bis minimikritischer Matrix sowie die zumeist zufallsverteilte Anordnung der Biogene ein niedrigerenergetisches Milieu belegen.

Die vorgenannten Faziestypen finden sich im Profil Burgberg vergesellschaftet mit einer Reihe weiterer Mikrofaziestypen (Abb.2). Hier überwiegen aufgrund einer riffnäheren Position allerdings Faziesseinheiten größerer Korngröße, die überwiegend durch mass-flows zu mächtigen Kalksteinsolgen akkumuliert wurden. Erst im oberen Profilabschnitt, der dem Frasnium zugerechnet wird, sind Mikrofaziestypen ausgebildet, die ruhigere Ablagerungsmilieus charakterisieren. Sie sind bei STRITZKE (1989) detailliert beschrieben.

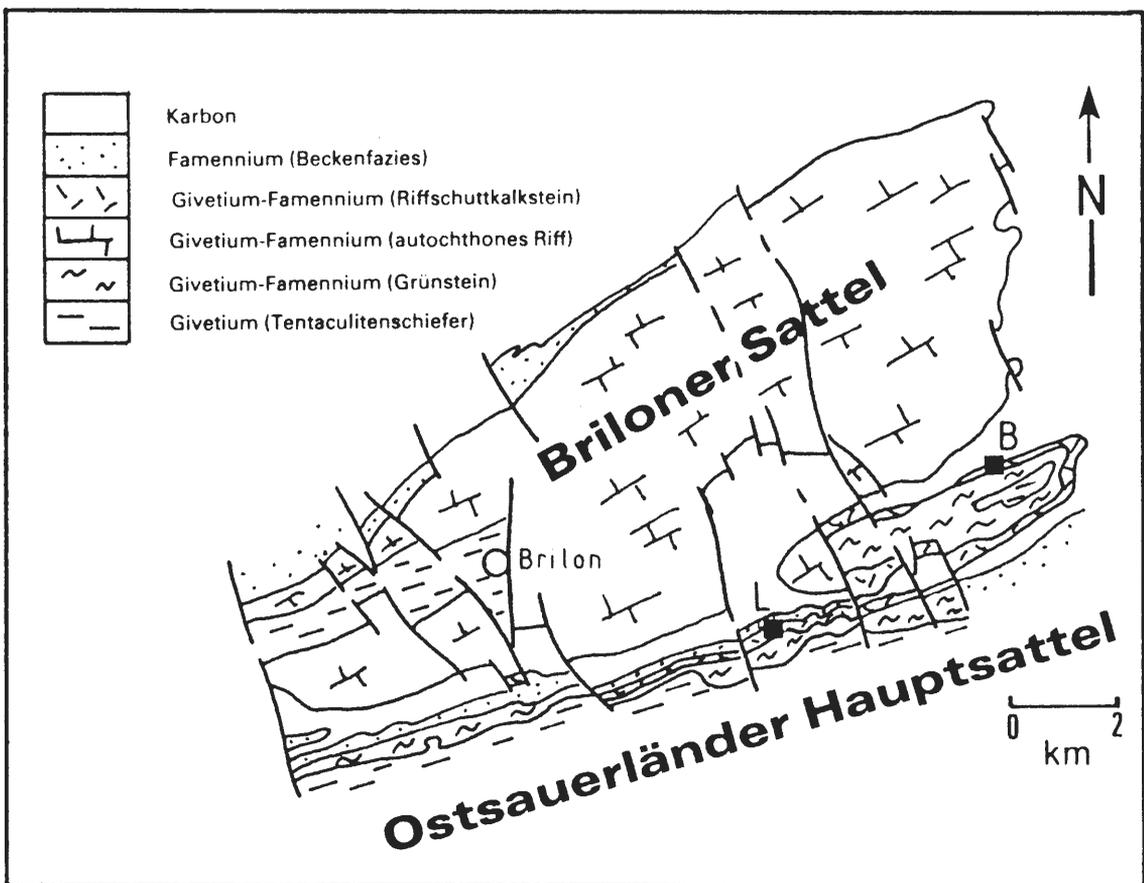


Abb. 1: Die geologischen Verhältnisse am Briloner Sattel und Lage der Profile Lieth (L) und Burgberg (B) (umgezeichnet nach BÄR, 1968).

Profil Lieth

Profil Burgberg

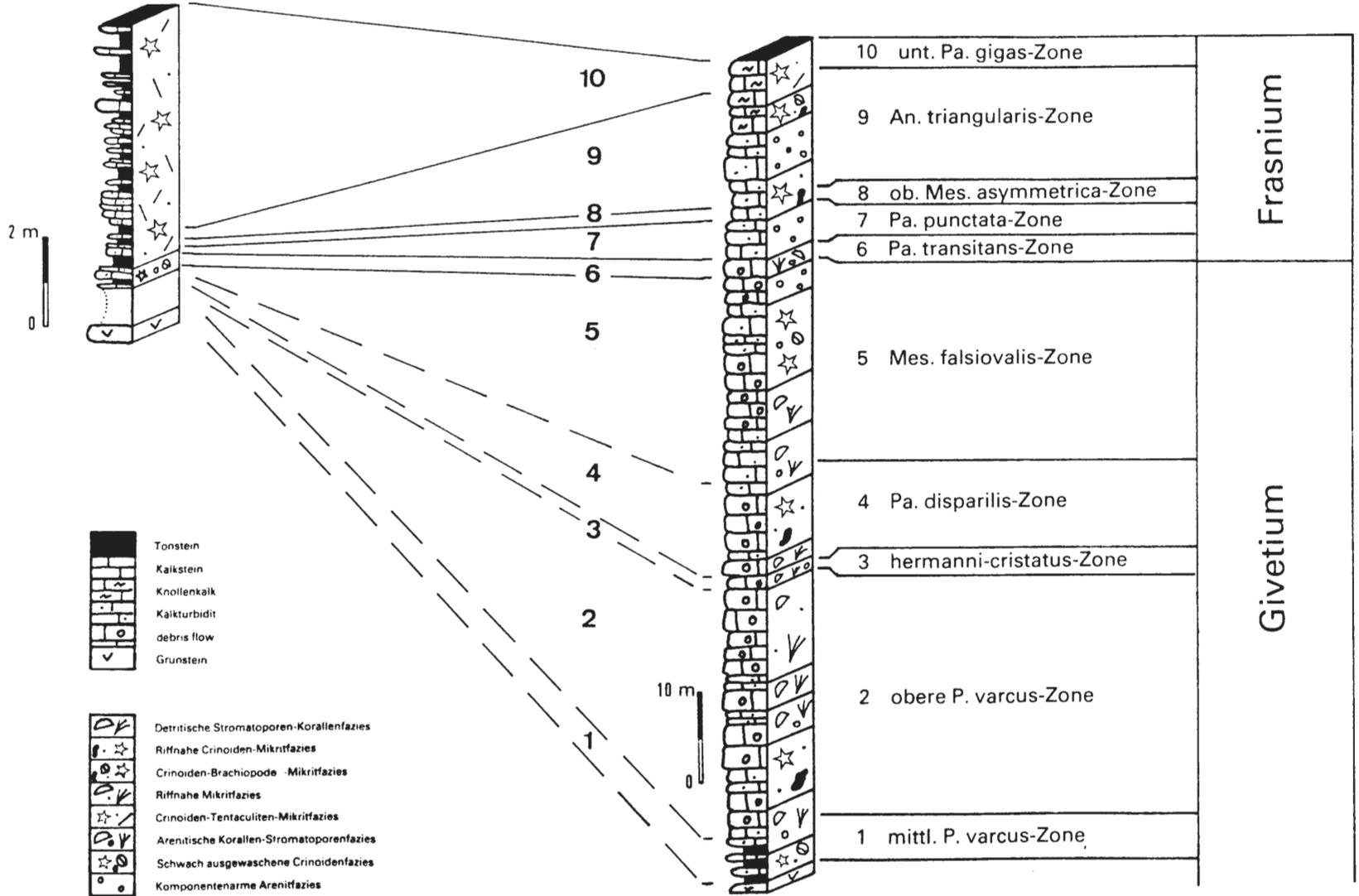


Abb. 2: Stratigraphisch-fazieller Vergleich der Profile Lieth und Burgberg. Abkürzungen siehe Tab. 1.

3.1. Profil Lieth

Die Einstufung der Schichtenfolge des Profils Lieth nach Conodonten ist in Tab.1 dargestellt. Die unterste, erschürfte Probe bei 0,90 m über dem Metabasalt führte nur *Klapperina ovalis* und *Mesotaxis dengleri*. Beide Formen beginnen in der *falsiovalis*- und reichen bis in die *transitans*- bzw. *punctata*-Zone. Da typische Elemente der *transitans*-Zone erst später auftreten, dürfte diese Kalkbank in die *falsiovalis*-Zone gehören.

Die obere *Mes. asymmetrica*-Zone wurde in Anlehnung an ZIEGLER & KLAPPER (1979) an das Erstauftreten von *Ancyrodella lobata* geknüpft. Die namensgebende Form *Mesotaxis asymmetrica* ist nämlich nur einmal in Probe 1 nachgewiesen.

Nach demselben Konzept wurde die Untergrenze der *Ancyrognathus triangularis*-Zone mit dem Einsetzen von *Ancyrodella gigas*, *Palmatolepis provera* und vor allem *Ancyrodella nodosa* verbunden. Die Obergrenze fällt mit dem Einsatz von *Palmatolepis gigas* zusammen. Der Rest des Profils wird der unteren *Pa. gigas*-Zone zugerechnet, obwohl *Ancyrognathus asymmetricus* schon in Probe 16 erstmals identifiziert wurde. *Ancyrodella lobata*, *A. nodosa*, *A. buckeyensis*, *A. ioides* und *Palmatolepis hassi* treten aber gemeinsam noch in der obersten Probe 29 auf.

3.2. Profil Burgberg

Tab.2 stellt die Conodontenstratigraphie im Profil Burgberg dar. Die Tonstein-/Kalkstein-Wechselfolge im Hangenden des Metabasalts datiert in die mittlere *Po. varcus*-Zone, die bis 5 m über die Profilbasis (Grenze Metabasalt/Kalkstein) reicht. Die Basis der oberen *Po. varcus*-Zone wird an das Einsetzen von *Icriodus difficilis* geknüpft, die der *Schm. hermanni*-*Mes. cristatus*-Zone an das Einsetzen von *Polygnathus limitaris* sowie das Aussetzen von *Polygnathus linguiformis linguiformis* und *Polygnathus varcus*. Mit der Grenze *hermanni-cristatus*-/*Pa. disparilis*-Zone setzen *Polygnathus rugosus*, *Po. webbi* und *Icriodus symmetricus* erstmals ein.

Die Lage der Grenze *Pa. disparilis*-/*Mes. falsiovalis*-Zone kann lediglich auf den Bereich zwischen 37,10 und 38,50 m eingeengt werden, da aus diesem Abschnitt keine Conodonten isoliert werden konnten.

Die obere *Mes. asymmetrica*-Zone ist nicht eindeutig identifizierbar. Die markanten Formen fehlen oder setzen später ein (z.B. *Palmatolepis subrecta*). Die Basis wird an das Erscheinen von *Palmatolepis hassi* 2 sensu KLAPPER geknüpft.

4. Ergebnisse

Der Vergleich der untersuchten Profile zeigt fazielle und Mächtigkeits-Gegensätze. Im Profil Lieth ist 90 cm über dem Metabasalt vermutlich zunächst die *Mes. falsiovalis*-Zone identifizierbar. Sie umfaßt nur eine Bank. Es folgen in kurzen Abständen die *Pa. transitans*- (0,25 m), *Pa. punctata*- (0,15 m), ob. *Mes. asymmetrica*- (0,10 m) und *An. triangularis*-Zone (0,15 m). Es ist daher wahrscheinlich, daß der nicht erschlossene Teil im Hangenden des Metabasalts von der mittleren *Po. varcus*- bis zur *Pa. disparilis*-Zone reicht. Diese Zonen sind ebenso wie die erstgenannten in größerer Mächtigkeit im Profil Burgberg komplett erschlossen. Die Gesteine gehören dort unterschiedlichen Faziestypen an und dokumentieren insgesamt ein hochenergetisches Ablagerungsmilieu im Vergleich zum Profil Lieth. Erst im Verlaufe der *An. triangularis*-Zone nimmt der Energieindex ab; das Ablagerungsmilieu wird ruhiger und nähert sich damit dem des Profils Lieth. In der unteren *Pa. gigas*-Zone schließlich sind die Faziestypen beider Abfolgen identisch (Crinoiden-Tentaculiten-Mikritfazies). Ferner ist die Mächtigkeit dieser Zone fast gleich: im Profil Burgberg 4,0 m, im Profil Lieth 5,0 m.

5. Paläogeographische Rückschlüsse

Das Profil Lieth ist wahrscheinlich von der mittleren *varcus*-Zone an im Bereich eines Seebergs gelegen. Das läßt die hohe Metabasalt-Mächtigkeit vermuten. Infolgedessen ist dieser Raum im Givet und Frasn vom Sedimentgeschehen der Umgebung weitgehend ausgeschlossen; es gelangt nur wenig Riffschuttmaterial distaler Turbidite zum Absatz. Demgegenüber werden im paläotopographisch tiefer gelegenen Raum des Profils Burgberg (Metabasalt-Mächtigkeit ca. 80 m) in kontinuierlicher Folge besonders im oberen Givetium und untersten Frasnium Riffschuttmassen hoher Mächtigkeit angehäuft. Etwa ab der *Pa. transitans*-Zone sedimentiert weniger Material. Ihr Energieindex ist zudem geringer. Dies ist vermutlich auf das Ausnivellieren des Paläoreliefs durch Sedimentströme vom Riff infolge nachlassender Subsidenz des Meeresbodens zurückzuführen, was letztlich das Absterben des Riffes in der *An. triangularis*-Zone bewirkte. In der unteren *Pa. gigas*-Zone ist das Relief im südöstlichen und südlichen Vorriffgebiet offenbar soweit ausgeglichen, daß auch Seeberge wie das Gebiet des Lieth in eine weitgehend einheitliche pelitisch-mikritische Sedimentation einbezogen sind.

6. Literatur

BÄR, P. (1968): Die oberdevonisch-unterkarbonische Schichtlücke über dem Massenkalk des Briloner und Messinghäuser Sattels (Ost-Sauerland). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **131(3)**: 263-288, 8 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.

BOTTKE, H. (1979): Die geologischen Grundlagen und die bergwirtschaftliche Bedeutung des Roteisensteinbergbaus im Kreis Waldeck-Frankenberg und in den angrenzenden Gebieten. – Geschichtsblatt für Waldeck, **66**: 7-99, 20 Abb., 12 Tab., 3 Taf.; Korbach.

KLAPPER, G. (1988): The Montagne Noire Frasnian (Upper Devonian) Conodont succession. – Mem. canad. Soc. Petroleum Geol., **14**: 449-468, 4 Abb., 4 Taf.; Calgary.

– & ZIEGLER, W. (1979): Devonian Conodont Biostratigraphy. – Spec. Pap. Pal., **23**: 199-224, 8 Abb.; London.

SANDBERG, C. A., ZIEGLER, W. & BULTYNCK, P. (1989): New Standard Conodont Zones and Early Ancyrodella Phylogeny across Middle-Upper Devonian Boundary. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **110**: 195-230, 4 Abb., 5 Taf.; Frankfurt/Main.

STRITZKE, R. (1989): Stratigraphie, Faziesanalyse und Paläogeographie im Oberdevon des Briloner Vorriffgebiets (Ostsauerland). – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **35**: 75-106, 6 Abb., 3 Tab., 3 Taf.; Krefeld.

WERNER, W. (1988): Synsedimentary faulting and sediment-hosted submarine hydrothermal mineralization – a case study in the Rhenish Massif, Germany. – Göttinger Arb. Geol. Paläont., **36**: 1-206, 81 Abb., 6 Tab.; Göttingen.

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.

Nov. 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 (West-Deutschland.)

Jan. 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-Kierpse (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 *Eubostrychoceras* 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 155,00

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:

Metaptychoceras 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.

Preis bei
Drucklegung
noch nicht
bekannt

Bestellungen an das

Westf. Museum für Naturkunde
Sentruper Str. 285, 4400 Münster
Tel.: 02 51/8 20 84

Preise zuzüglich Porto und Verpackung.

