

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

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

Michael E. Schudack*

Zusammenfassung:

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

Abstract:

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

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

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

1. Einführung und geologischer Rahmen

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

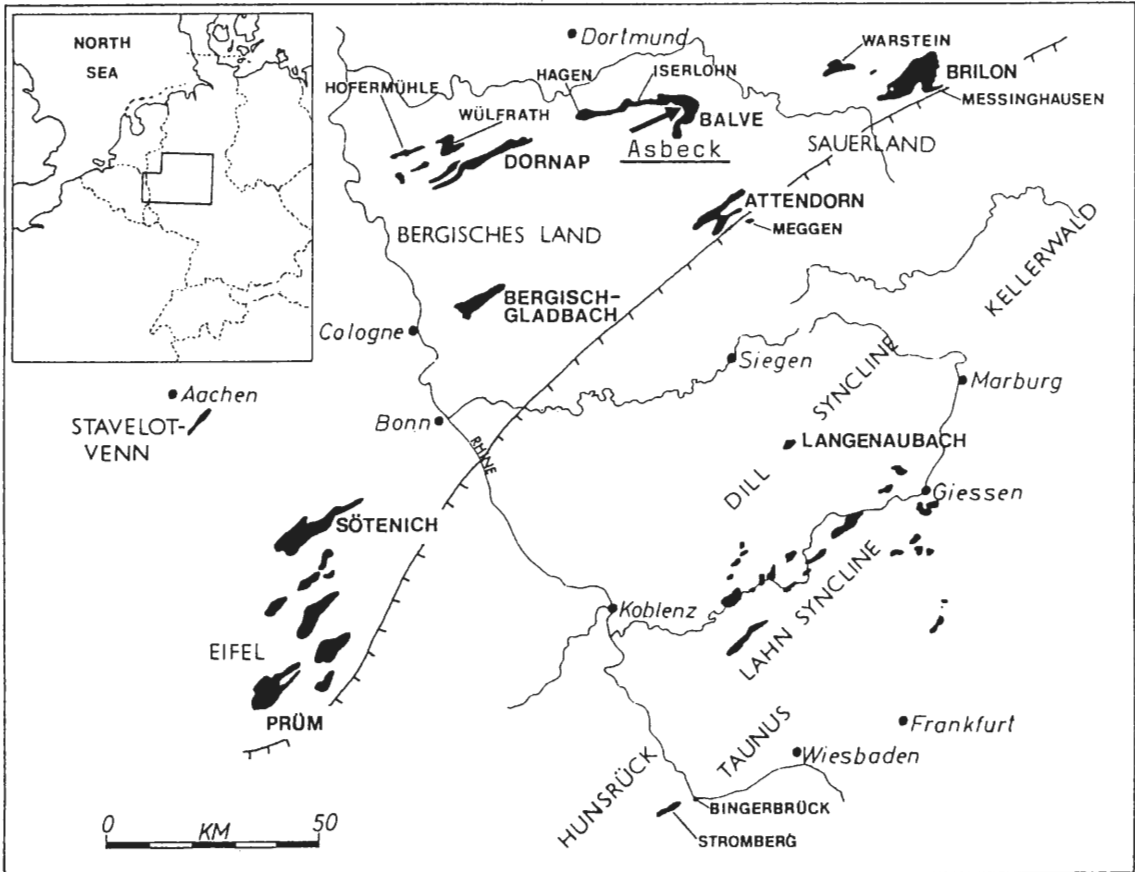


Abb. 1: Devonische Riffkomplexe (schwarz) im Rheinischen Schiefergebirge und Verlauf des südlichen Schelfrandes (---) im Mitteldevon nach KREBS (1974). Die Lage des Steinbruches Asbeck im Hagen – Iserlohn – Balver Riffkomplex ist durch einen Pfeil markiert, der auch gleichzeitig die abtauchende Faltenachse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

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

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

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

2. Lage des untersuchten Profils

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

3. Arbeitsmethodik

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

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

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

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

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

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

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

Profilmeter

A = Bankung

B = Internschichtung

C = Farbe

D = Bitumengehalt

E = Gesteinstyp

F/H = Hauptkomponenten (bevorzugt makroskopisch)

F/N = Nebenkompenten (bevorzugt makroskopisch)

G = Strukturen, Gefüge etc.

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

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

1 = subaerische Bildungen

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

3 = Mikrite mit nicht laminoiden Hohlraumgefügen, komponentenarm

4 = faunenführende lagunäre Mikrite ohne Hohlraumgefüge

5 = sublagunäre Kalke (proximales Hinterriff)

6 = Riffkern

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

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

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

4. Profilbeschreibung

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

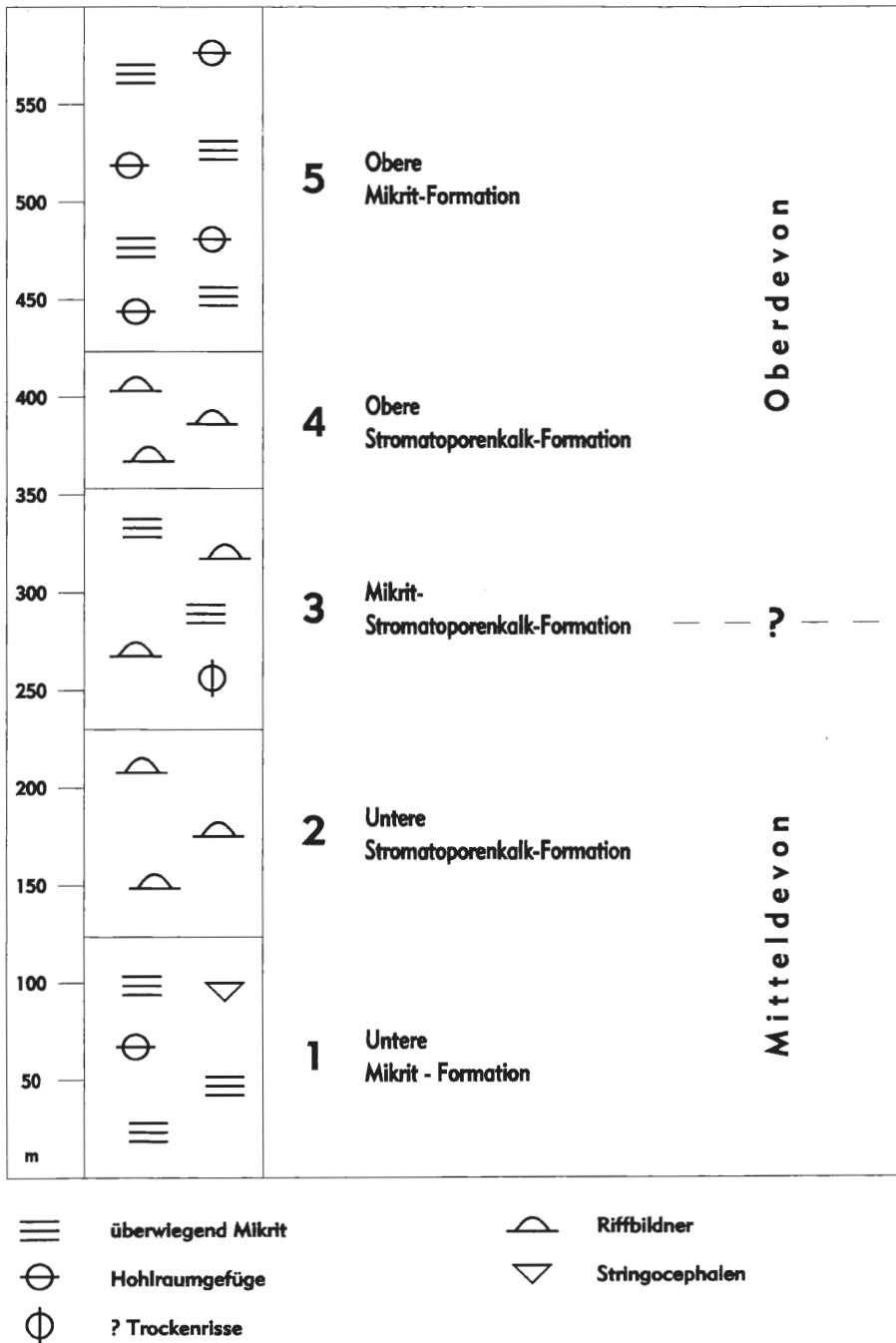


Abb. 2: Untergliederung des Gesamtprofils in fünf Formationen. Diese werden als kleinste kartierbare Einheiten angesehen.

4.1 Untere Mikrit-Formation

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

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

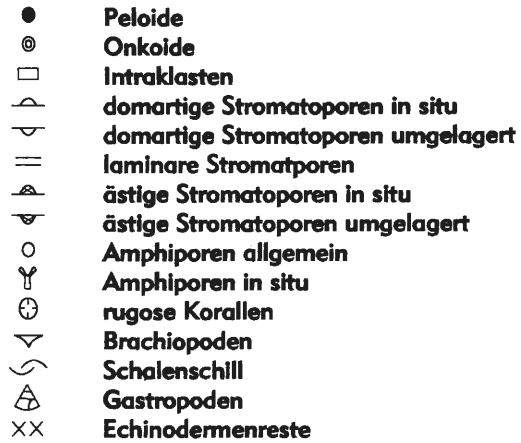
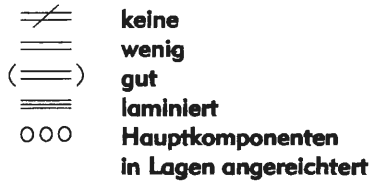
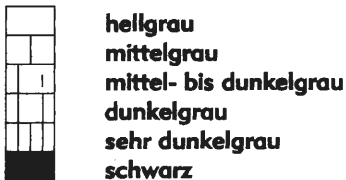
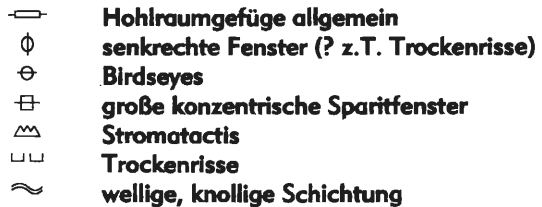
Spalte A: Bankung**Spalte E: Gesteinstyp****Spalte F/H-F/G: Haupt- und NebenkompONENTEN****Spalte B: Internschichtung****Spalte C: Farbe****Spalte G: Strukturen und Gefüge****Spalte D: Bitumengehalt**

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

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

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

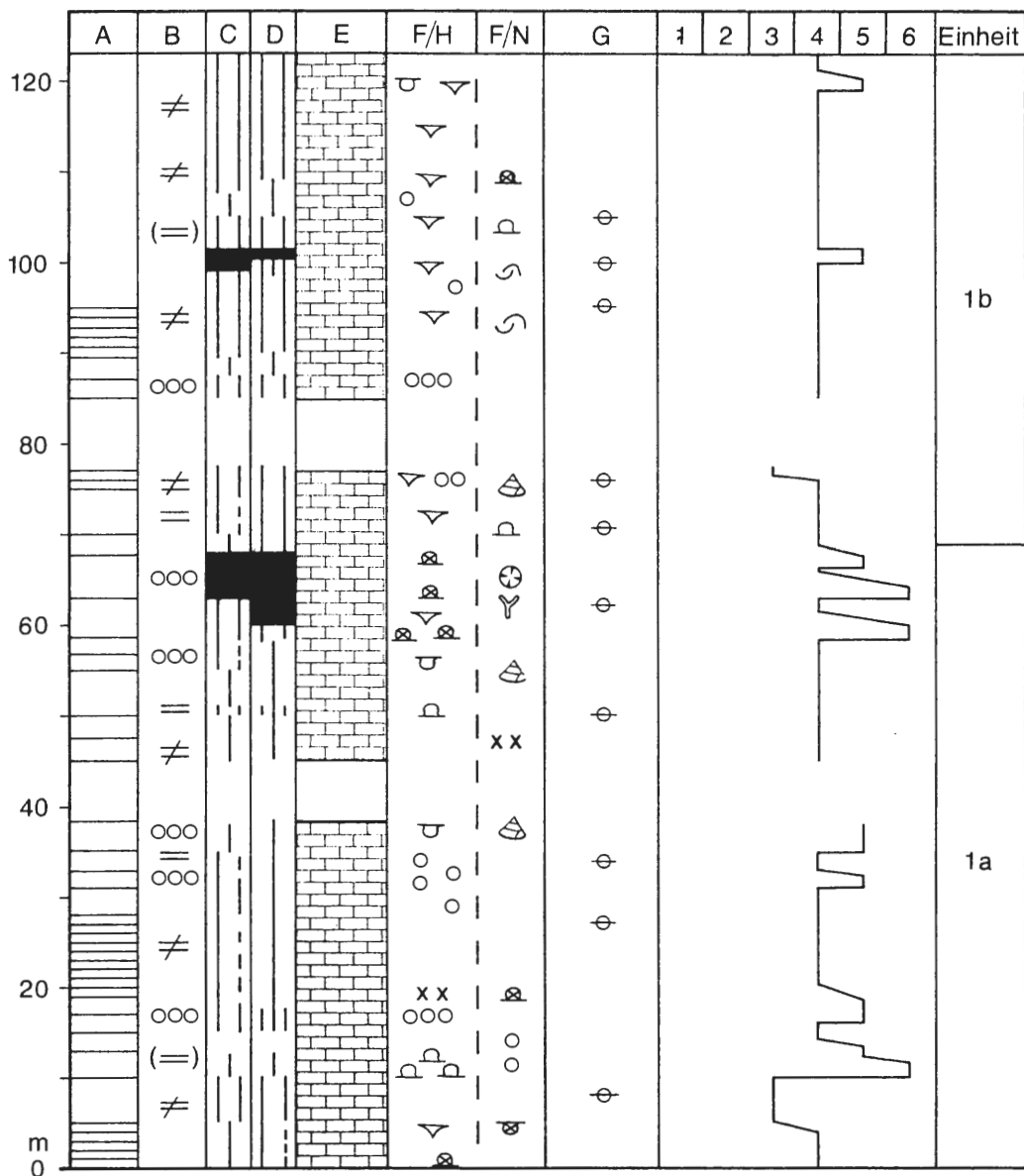


Abb. 4: Untere Mikrit-Formation mit Untergliederung in die Einheiten 1a/1b. Legende auf Abb. 3.

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



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

4.2 Untere Stromatoporenkalk-Formation

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

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

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

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

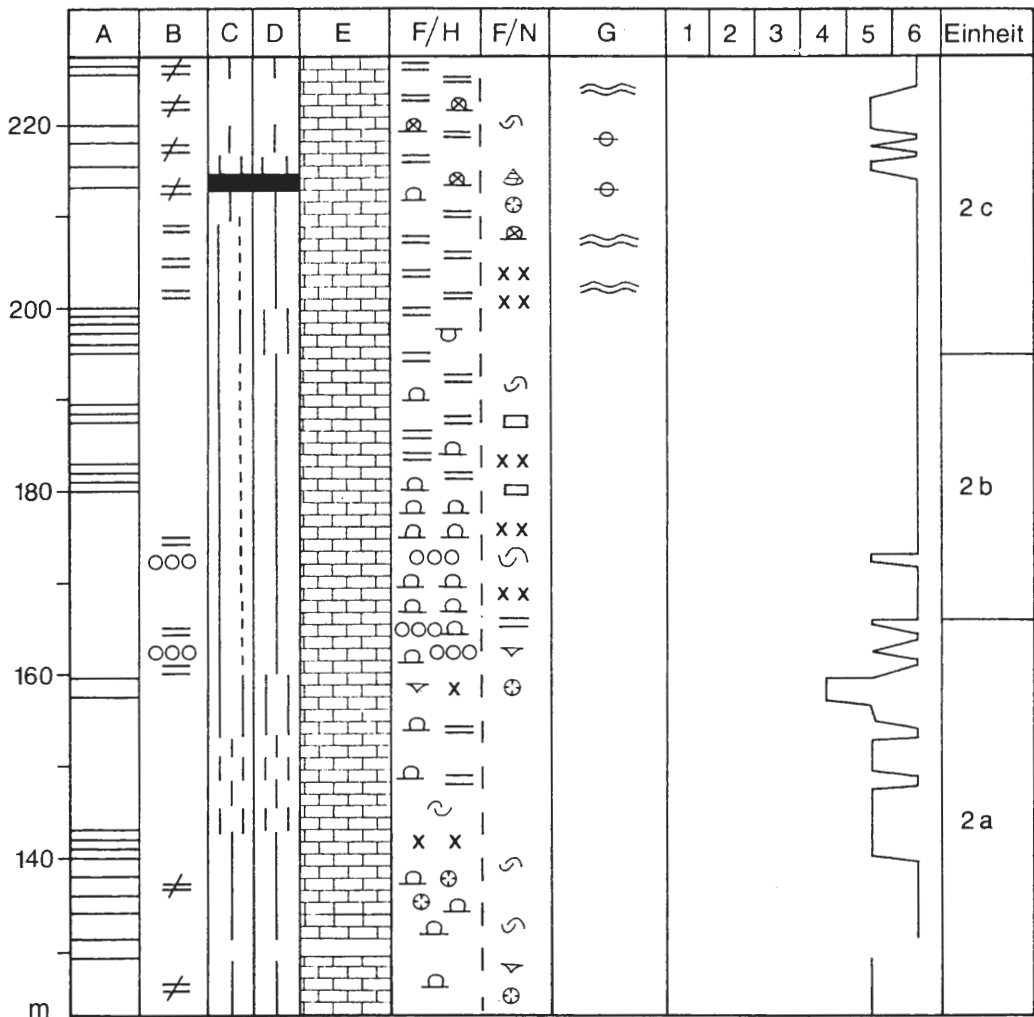


Abb. 6: Untere Stromatoporenkalk-Formation mit Untergliederung in die Einheiten 2a/2b/2c. Legende auf Abb. 3.

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

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



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

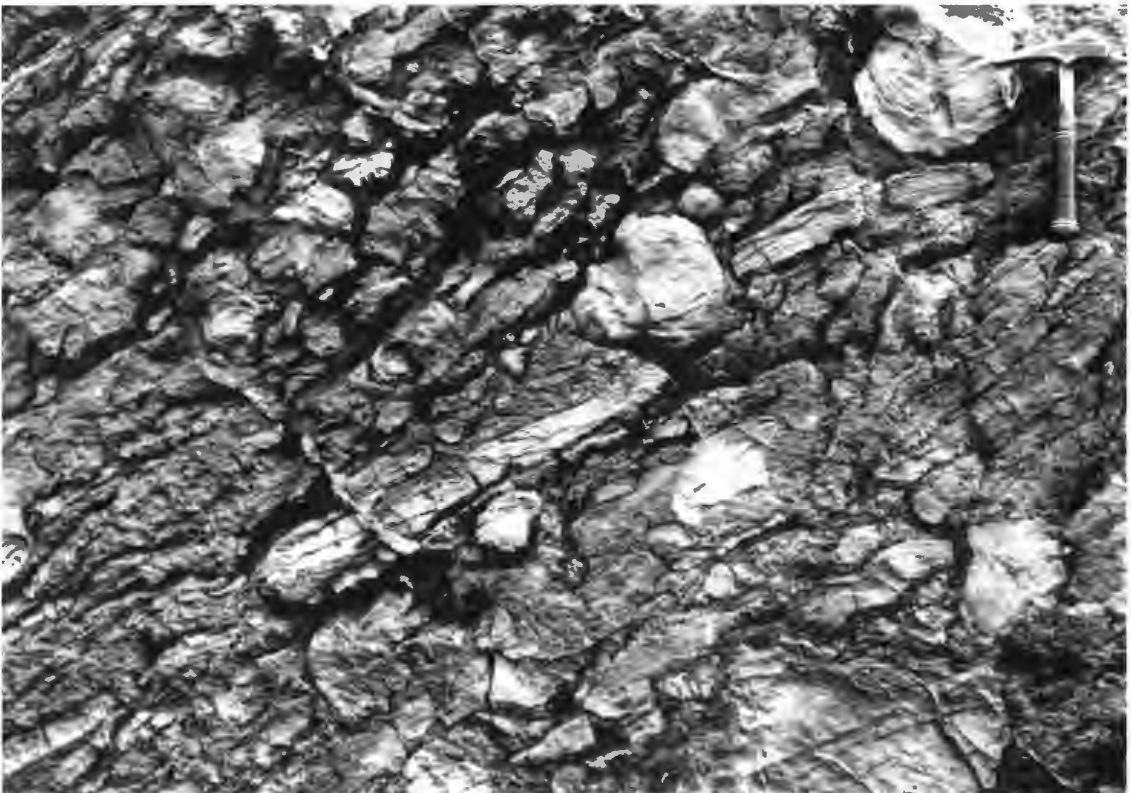


Abb. 8: Parautochthoner Riffkalkstein mit hohem Anteil an umgelagerten laminaren und domartigen Stromatoporen. Einheit 2c, Profilmeter 210.

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

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

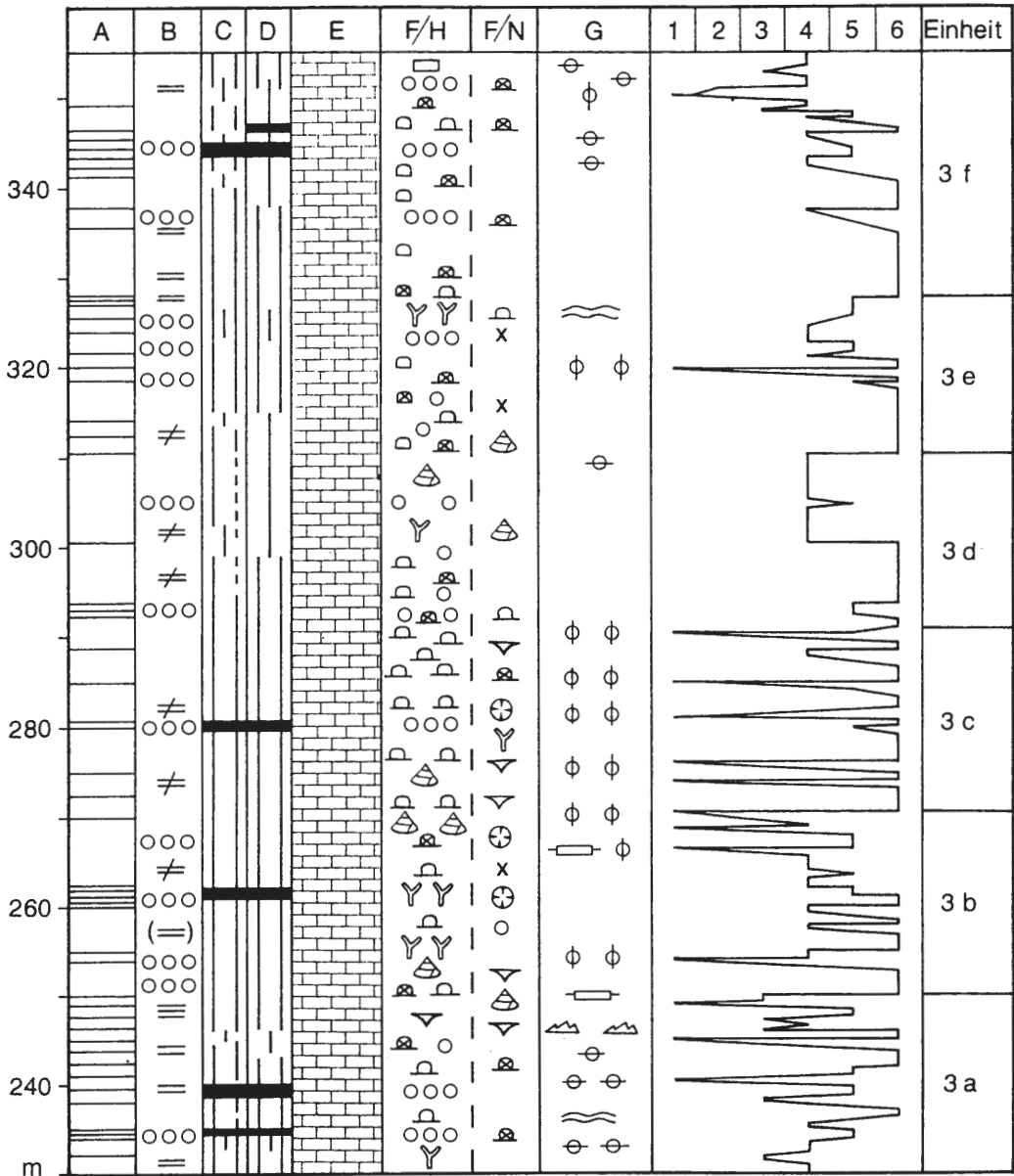


Abb. 9: Mikrit-Stromatoporenkalk-Formation mit Untergliederung in die Einheiten 3a/3b/3c/3d/3e/3f. Diese entsprechen regressiven Großzyklen 2. Ordnung. Legende auf Abb. 3.

4.3 Mikrit-Stromatoporenkalk-Formation

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



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

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

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

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

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



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

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

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

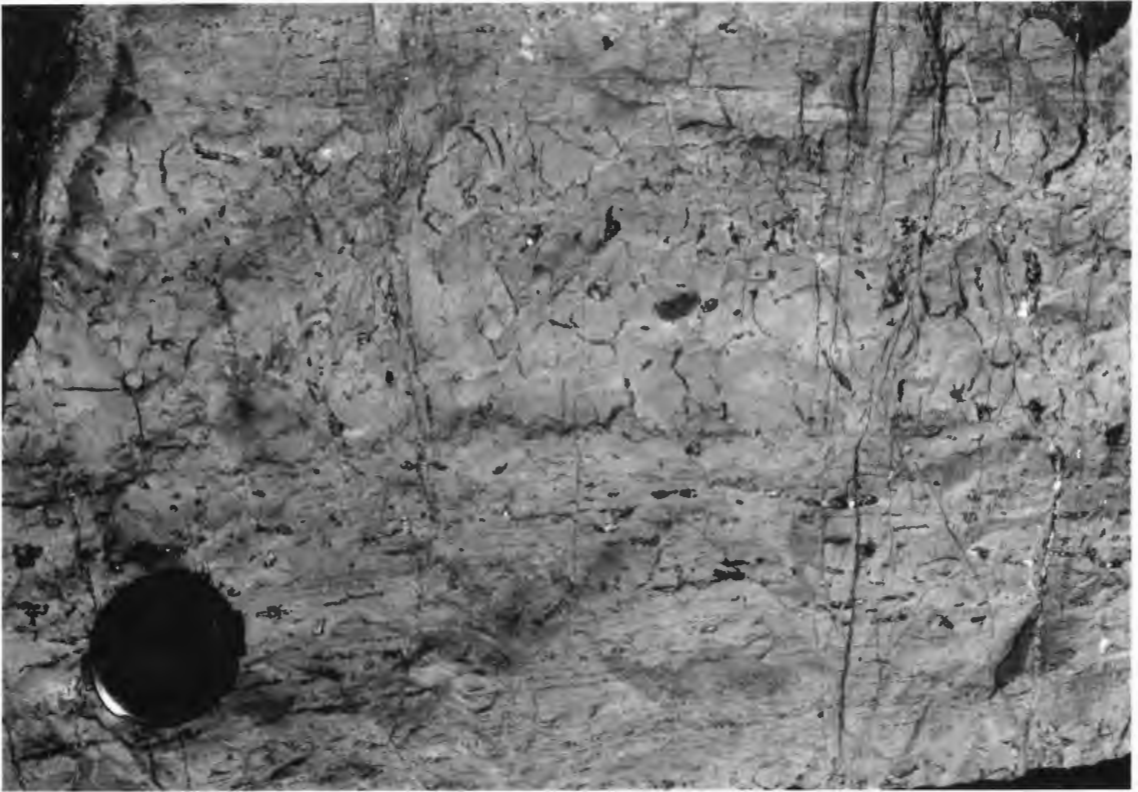


Abb. 12: Lagunärer Mikrit mit unterschiedlichen Hohlraumgefügen (LF-Gefüge im oberen und unteren Bereich, ? Trockenrisse in der Mitte). Profilmeter 248, Einheit 3a.

4.4 Obere Stromatoporenkalk-Formation

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

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

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

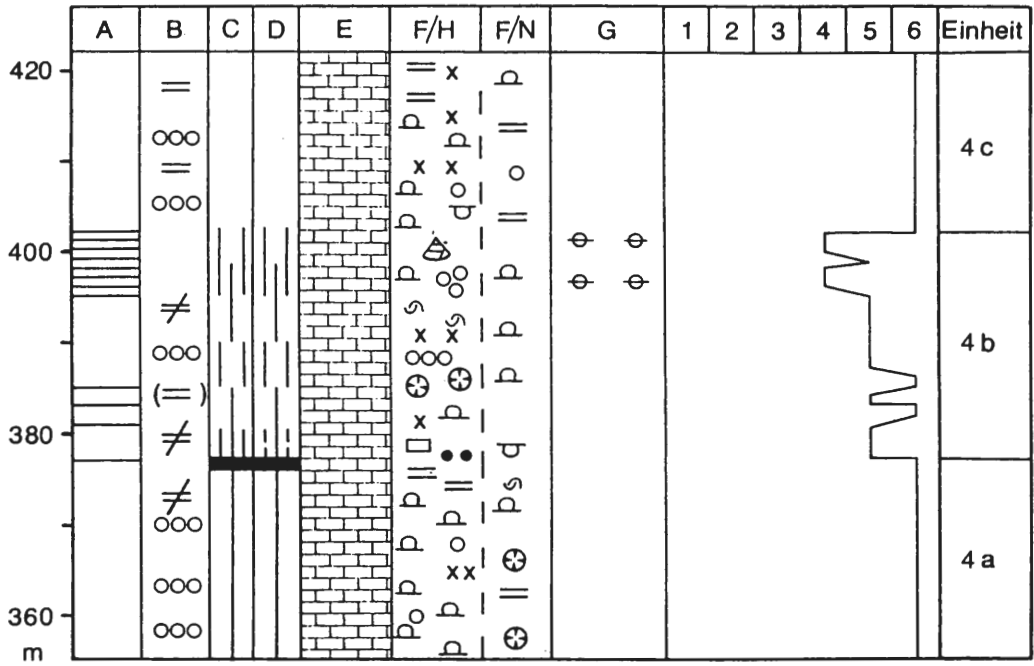


Abb. 13: Obere Stromatoporenkalk-Formation mit Untergliederung in die Einheiten 4a/4b/4c. Legende auf Abb. 3.

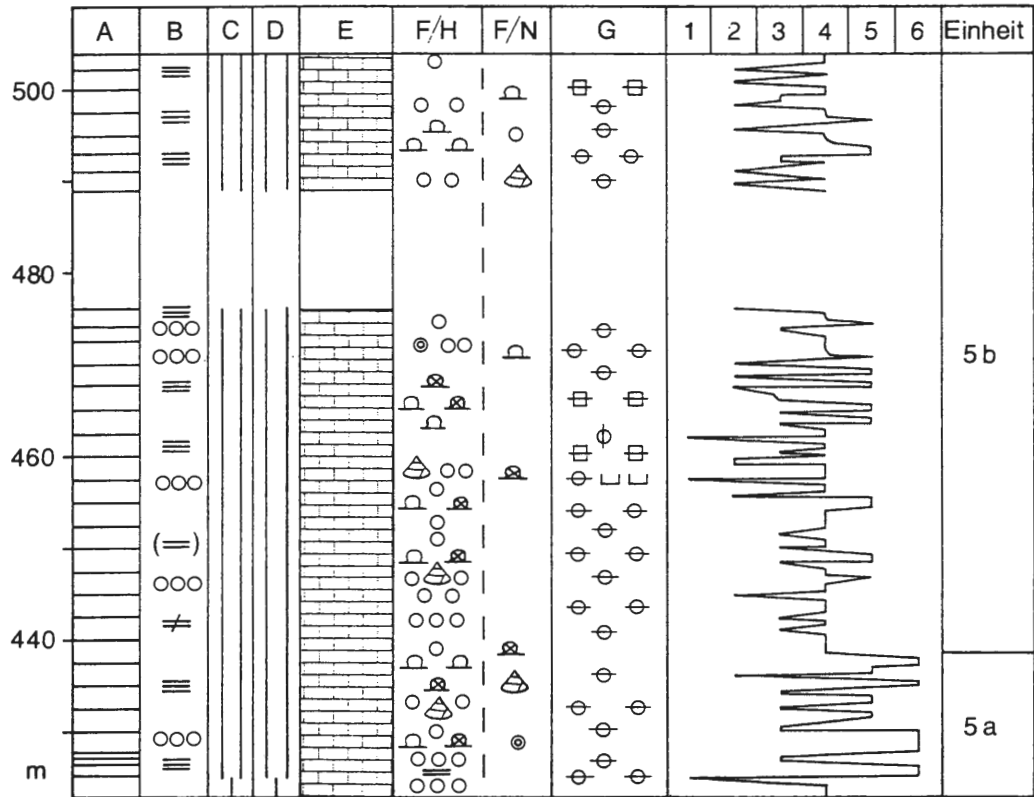


Abb. 14: Obere Mikrit-Formation mit Untergliederung in die Einheiten 5a/5b. Legende auf Abb. 3.

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

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

4.5 Obere Mikrit-Formation

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

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

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

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

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

5. Fossilführung und Biostratigraphie

5.1 Fossilführung

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

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

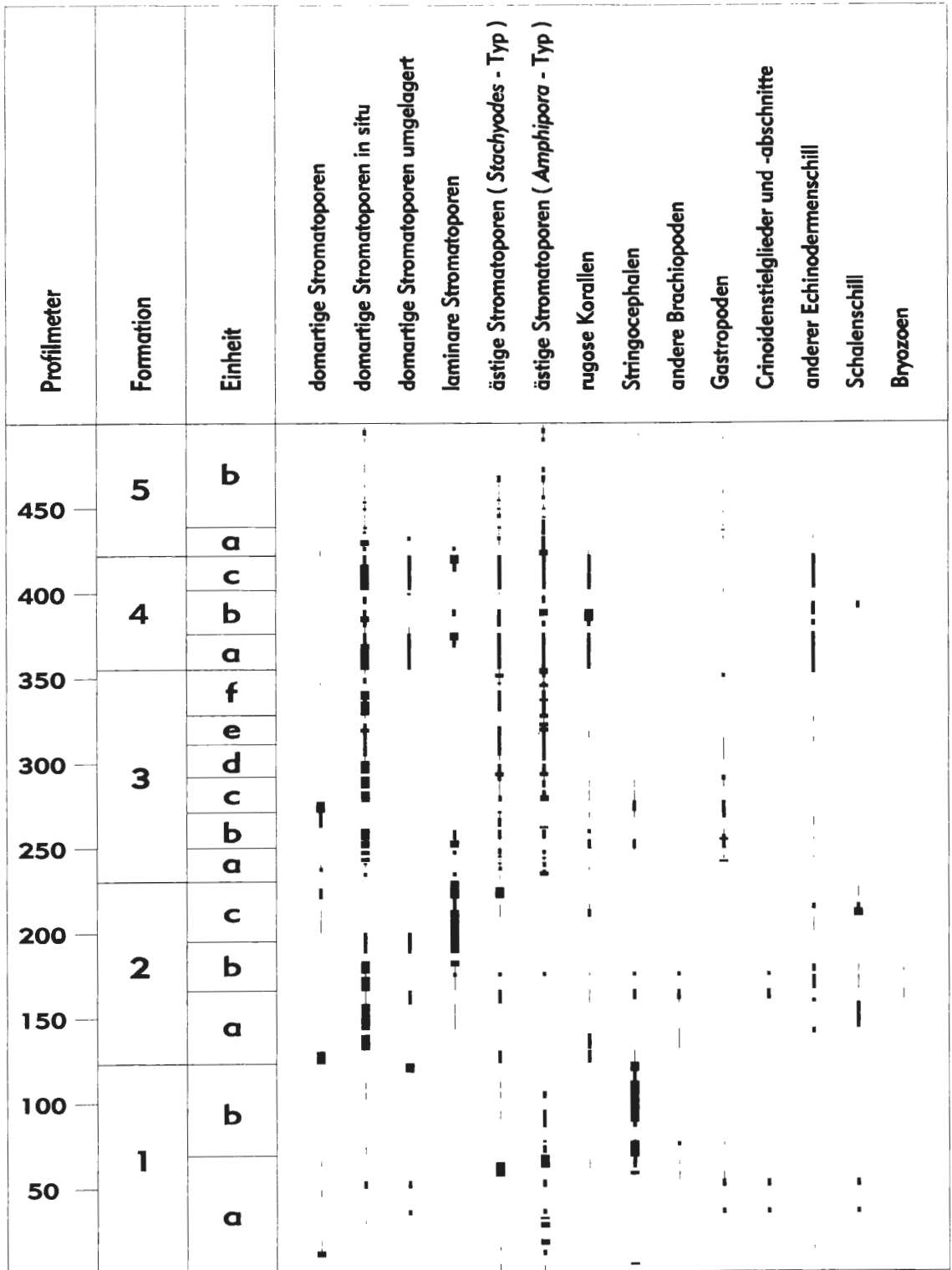


Abb. 15: Faunengesamtentwicklung. Die Breite der Balken entspricht dem massenhaften, häufigen oder seltenen Vorkommen der einzelnen Fossiltypen im Verlaufe des Profils.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

5.2 Biostratigraphie

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

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

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

6. Faziestypen

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

Faziestyp 1:

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

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

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

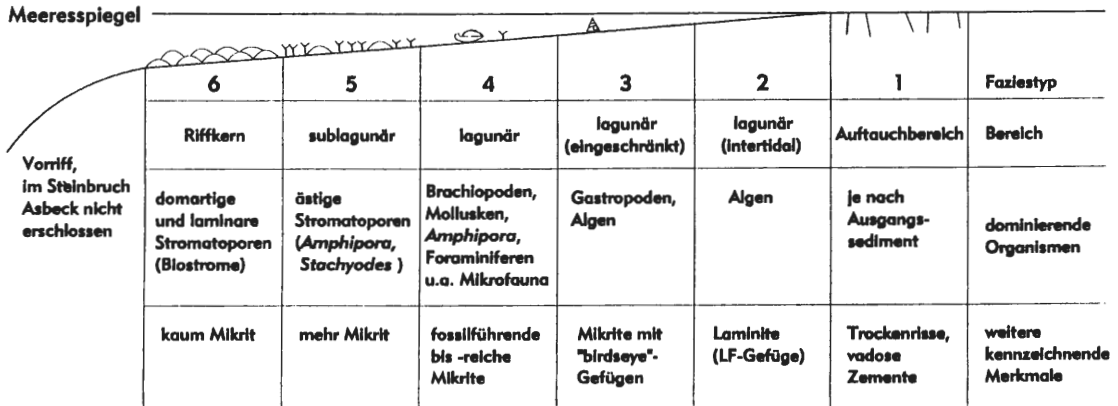


Abb. 16: Faziesmodell des untersuchten Riffkomplexes mit Einteilung der zur Analyse der zyklischen Entwicklung verwendeten Faziestypen 1 bis 6.

Faziestyp 2:

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

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

Faziestyp 3:

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

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

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

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

Faziestyp 4:

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

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

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

Faziestyp 5:

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

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

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

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

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

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

Faziestyp 6:

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

7. Zyklizität

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

Zyklen 3. Ordnung:

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

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

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

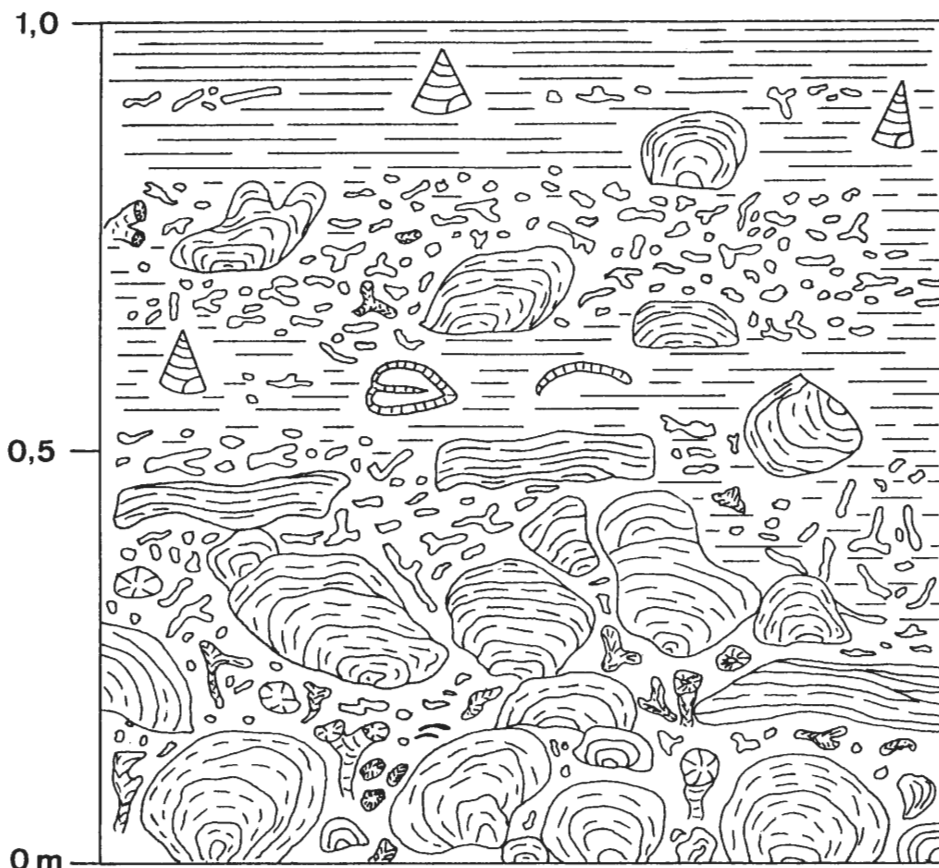


Abb. 17: Schematische Skizze einer Bank in Einheit 3a, die einen in Asbeck häufigen Kleinzyklus (Zyklizität 3. Ordnung) in typischer Weise repräsentiert. Erläuterung im Text.

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

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

Zyklen 2. Ordnung:

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

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

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

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

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

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

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

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

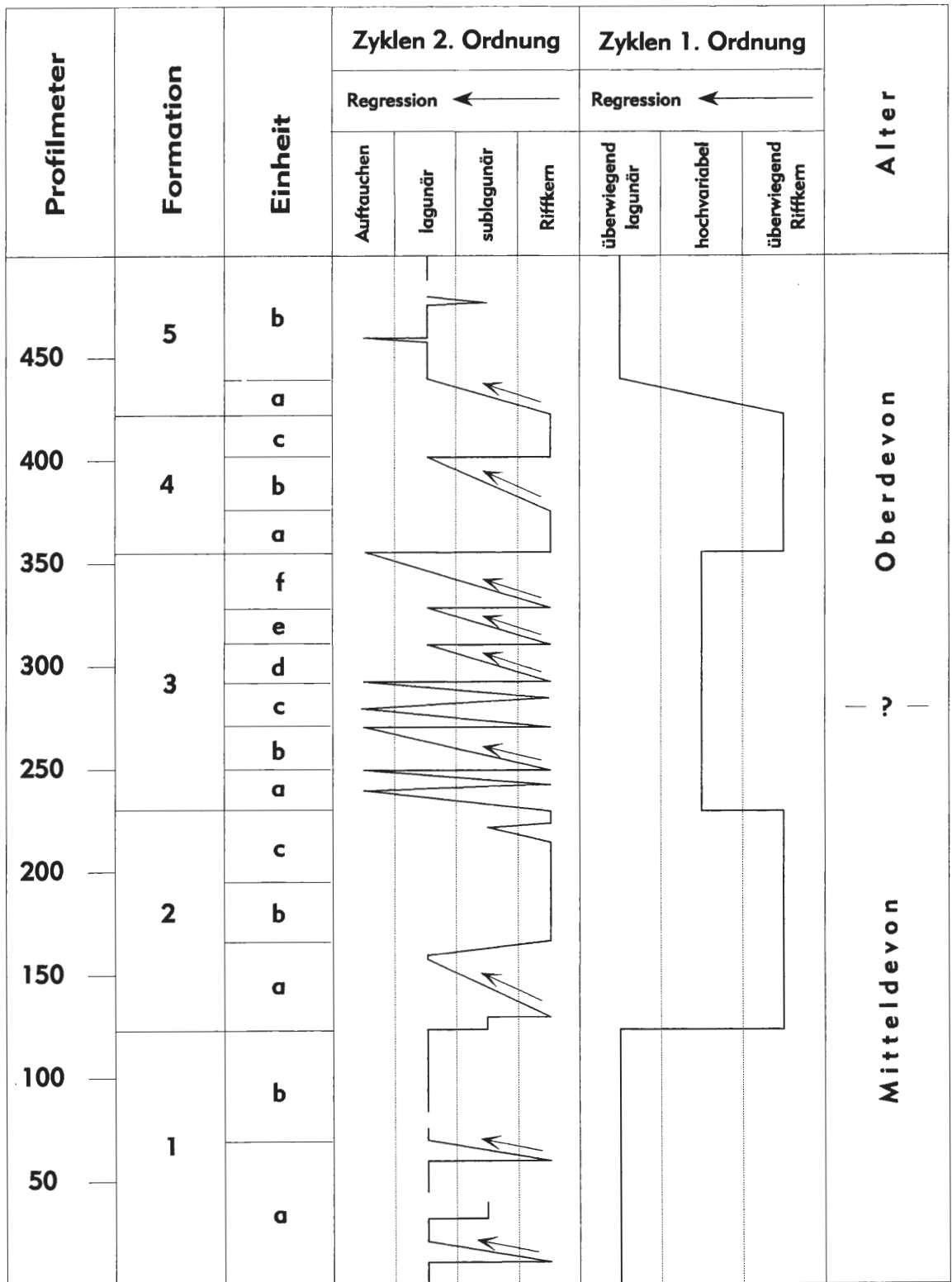


Abb. 19: Zyklen-Gesamtentwicklung im Profil. In der Spalte „Zyklen 2. Ordnung“ sind die besonders deutlichen regressiven Großzyklen mit zusätzlichen Pfeilen markiert (siehe jedoch Einschränkungen bezüglich der regressiven Zyklen in den Einheiten 4a/4b und 4c/5a im Text).

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

Zyklen 1. Ordnung:

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

8. Gesamtentwicklung und Interpretation

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

9. Dank

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

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

10. Literatur

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

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