

(Aus dem Geologischen Institut der Universität Köln)

## Milieu-Indikationen aus einem mitteldevonischen biostromalen Riff des Bergischen Landes mittels Kohlenstoffisotopen

Ulrich Jux und Ulrich Manze

Mit 7 Abbildungen im Text und 4 Figuren auf 2 Tafeln

(Eingegangen am 6. 6. 1975)

### Kurzfassung

In die sandigen Mühlenberg-Schichten (Mitteldevon, Eifel-Stufe) des südlichen Bergischen Landes sind Kalkstein-Horizonte eingeschaltet, die sich entweder aus Brachiopoden-Krinoiden-Schill oder auch aus Stromatoporen und Korallen aufbauen. Ein kleines, im Sülztal austreichendes Biostrom, das im Hangenden und Liegenden lithologisch und paläontologisch deutlich abgegrenzt ist, wurde geochemisch untersucht.

Die biogenen Gerüst-Kalksteine, die sich in bestimmten Bereichen vornehmlich aus lagigen Tabulaten oder globulären Stromatoporen aufbauen, ruhen auf siltigen Mergeln und kalkigen Sandsteinen, in denen litorale Faunen- und Pflanzenreste vorkommen. Über dem Riff lagern Sandsteine mit Brachiopoden (*Subrensselandia*-Bänke), deren Gehäuse sowohl schillartig als auch in Lebensstellung überliefert sind.

Die aus drei Vertikalprofilen stammenden Proben bringen hinsichtlich der Elementverteilungen und der Kohlenstoffisotopen-Verhältnisse einen charakteristischen Entwicklungsgang vom strandnahen in den vollmarinen Sedimentationsraum zum Ausdruck. Es zeigte sich, daß nicht nur „phytogene Karbonate“ aus marginalen marinen Bereichen die Isotopen-Verteilungen beeinflussen, sondern daß auch in der Riff-Biozönose — je nach Position in der Nahrungskette — Tabulate und Stromatoporen unterschiedlich „schwere“ Skelettkarbonate bildeten.

Wenngleich sekundäre Verschiebungen in den Isotopenverhältnissen während der Diagenese und der Verwitterung angenommen werden müssen, liegen fast alle Isotopen-Meßwerte im Bereich mariner Kalksteine. Die  $C^{13}$ -reichsten Proben stammen aus den siltigen Mergeln, in denen auch die höchsten Mg-Werte festgestellt wurden. Die niedrigsten  $C^{13}$ -Werte erbrachten die litoral geprägten, pflanzenführenden Sandsteine im Liegenden, während die *Subrensselandia*-Bänke im Hangenden ähnliche Verteilungen ergaben wie die biostromalen Kalksteine.

Das Riff ist also nicht wegen veränderter Salinitäten oder zu tiefer Absenkung, sondern wegen verstärkter klastischer Sedimentzufuhr abgestorben.

### 1. Lage und Problemstellung

Die M ü h l e n b e r g - S c h i c h t e n bilden wegen ihrer charakteristischen siltig-sandigen Litoralfazies einen auffälligen Profil-Abschnitt des Unteren Mitteldevons im Bergischen Land. Allerdings gibt es bemerkenswerte Abwandlungen im Bereich der Paffrather und Lennefer Mulde. Am Nordflügel der Paffrather-Mulde, etwa im Scherftal streichen die Mühlenberg-Schichten als bankige Sandsteine aus, in denen es Krinoidenzikel, Subrensselandien-Pflaster, lockere Geflechte von *Thamnopora*-Ästchen und reichlich bioturbate Texturen gibt. Außerdem kommen dort siltige, graugrüne Schiefer, Rotschiefer und plattige Sandsteine vor. Die Schichten sind häufig mit Pflanzenhäcksel bedeckt. Es gibt sogar Hinweise für zeitweiliges Trockenfallen der Sedimentationsflächen (Netzleisten und Tongallen).

Nur ca. 5 km entfernt, im Gebiet der Oberselbacher und Lennefer Mulde ist die Lithofazies insofern abgewandelt, als hier den Mühlenberg-Schichten auch Kalksteine eingeschaltet sind. Die stratigraphische Grenze zu den Hobräcker-Schichten im Liegenden ist ein 3–4 m mächtiger, unreiner Korallen-Stromatoporen-Algen-Kalkstein (darin *Calceola*, *Heliolites*,

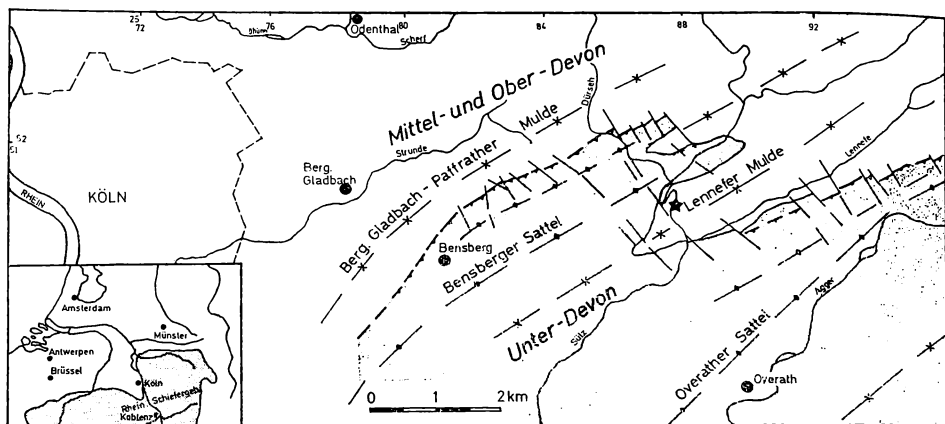


Abbildung 1. Lage des aufgelassenen Steinbruchs am Leienberg im Sülztal bei Bilstein (Stern-Signatur).

*Stromatopora*, *Scriboporella*). Dieser Horizont streicht im Sülztal am Westfuß des Leienbeges bei Bilstein aus. Darüber setzen ziemlich unvermittelt etwa 5 m bankige, feinsandige, kalkhaltige, graugrüne Sandsteine ein, in denen vor allem Krinoiden und Brachiopoden gefunden werden. Aus diesem Schichtenstoß dürfte die von KRÄUSEL & WEYLAND (1938) beschriebene Landpflanze *Duisbergia mirabilis* stammen, die sich durch ihre Größe und vorzügliche Erhaltung auszeichnet (Original im Heimatmuseum Bensberg). Nach oben werden die Sandsteine zunehmend siltiger, ihre Gefüge plattiger.

Etwa 10–15 Meter über dem „Grenzkalk“ ist in einem aufgelassenem Steinbruch auf dem Leienberg (Abb. 1; TK 5009 Overath r 258836 h 565066) ein 25 m mächtiges Profil erschlossen, das wegen der Einschaltung von Korallen-Stromatoporen-Kalken und deren Überlagerung durch mächtige *Subrensselandia*-Bänke eine im Schrifttum bereits erwähnte Besonderheit darstellt (WINTERFELD 1898, ZELENY 1912, SPRIESTERSBACH 1942, JUX 1960, ZYGOJANNIS 1967). In diesem Niveau wurde unweit südlich vom Steinbruch der *Goniatit Anarcestes lateseptatus* BEYRICH 1837, das Leitfossil der Eifel-Stufe, nachgewiesen.

Die Riffkalksteine von Bilstein setzen sich aus Tabulaten in knolligen, ästigen und inkrustierenden Wuchsformen zusammen. Vereinzelt kommen auch solitäre — nie koloniale — Rugose vor. Maßgebliche Gesteinsbildner sind aber auch block- und fladenförmige Stromatoporen. Bis auf die Rugosen sind diese Fossilien durchweg in Wuchsstellung überliefert. Die Zwischenräume sind mit biogenem Detritus, wie Krinoidenoszikeln, Korallenfragmenten und Brachiopodenklappen ausgefüllt. Der Lebensraum dieser benthonischen Biozönose war ein flaches, bewegtes Küstengewässer.

Am Nordflügel der Paffrather Mulde gibt es im gesamten Unteren Mitteldevon keine Kalksteine mehr — sie setzen erst vom mittleren Givet an ein. Das kleine Bilsteiner Biostrom ist ein Beispiel für strandnahe, biogene und autochthone Kalksteinbildung. Von dieser Riff-Biozönose kommen in der Odenthaler Gegend nur noch vereinzelte ästige Tabulate und einige Brachiopoden vor. Wahrscheinlich lag der Old-Red-Kontinent nicht allzu weit entfernt im Nordwesten (JUX 1971), denn anders können die in dieser Richtung zunehmenden Einschaltungen von Rotschiefern und die sich gleichermaßen häufenden Auftauchmarken nicht interpretiert werden. Die Küstenlinie war freilich nicht langfristig fixiert, sondern schwankte land- und meerwärts. Dabei verlagerte sich aber allmählich der geosynklinale Ablagerungsraum nach Nordwesten. Im Süden, dem heutigen Siegerland, entstand demgegenüber eine schwellenartige Untiefe. Mit der Givet-Transgression wurde sogar das Nordseebecken in den marinen Ablagerungsbereich einbezogen.

Der Werdegang des Bilsteiner Biostroms bringt wegen der exponierten paläogeographischen Lage am Nordabfall der Siegerländer Schwelle solche Verschiebungen zum Ausdruck.

Das Wechselspiel kontinentaler und mariner Einflußbereiche ist im oberbergischen Devon mannigfaltig reflektiert. Es bestimmt die Litho- und die Biofazies. Folglich muß auch der Chemismus des Meerwassers hierdurch beeinflußt worden sein, was in bestimmten Isotopen-Verteilungen zum Ausdruck kommen müßte.

Ein „Leitelement“ wäre z. B. hier der Kohlenstoff, da er bei der Photosynthese in den Gefäßpflanzen eine Fraktionierung erfährt (PARK & EPSTEIN 1960, JUX & MANZE 1974). Im Anschluß an die Kaledonischen Orogenesen entwickelten sich in küstennahen Tümpeln und Lagunen die Landpflanzen. Schon im Unterdevon gehören die Häcksel der Psilophyten zu den gewöhnlichen Erscheinungen auf Schichtflächen litoraler Ablagerungen. Von da ab wird gewissermaßen vom Lande her „leichter Kohlenstoff“ den Meeren zugeführt und vor allem in Schelfablagerungen fixiert. Für diese Annahme sprechen bereits Befunde an frühdiagenetisch gebildeten Kalkgeoden aus verschiedenen Fazies-Bereichen im Devonbecken des Bergischen Landes. Die Kohlenstoffisotope sind offenbar derartig in den Sedimenten verteilt, daß sich damit paläogeographische Parameter erfassen lassen (JUX & MANZE 1974).

Ungleich zu den Geoden erfolgte die Karbonatfällung im Riffbereich nicht abiotisch, sondern metabolisch. Bereits die silurischen und devonischen Riffkomplexe geben sehr unterschiedliche und kompliziert miteinander verknüpfte Ökosysteme zu erkennen. Die Nahrungsketten, an die die fossilen Arten gebunden waren, sind allerdings so gut wie unbekannt. Man kann bestenfalls darüber Mutmaßungen anstellen. Von den Primärproduzenten organischer Substanz mögen die Zysten von Phytoplanktern im Feindetritus nachweisbar sein. In der eigentlichen benthonischen Riffbiozönose sind es die Thallus-Inkrustationen von Algen, wie *Solenopora*, *Parachaetetes*, *Girvanella* oder *Scribroporella*. Die Hauptmasse der überlieferten Riffbildner sind Konsumenten organischer Substanz gewesen, die aus dem Partikelstrom des Zoo- und Phytoplanktons filterten oder fischten. Es ist daher wahrscheinlich, daß in der Isotopenverteilung der Skelettkarbonate physiologische und edaphische Besonderheiten überliefert wurden.

Um solche Faktoren sichtbar zu machen, wurden 180 Kalkstein-Proben aus drei Profilen vom Leienberg-Biostrom chemisch und massenspektrometrisch untersucht.

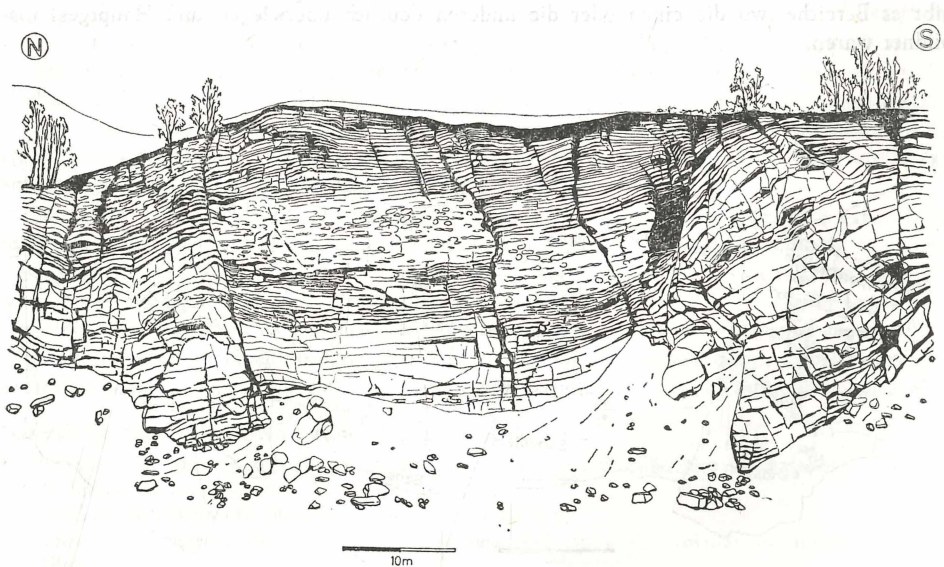


Abbildung 2. Sandsteine und eingeschaltete Kalksteine in den mitteldevonischen Mühlenberg-Schichten (Steinbruch am Leienberg bei Bilstein).

## 2. Lagerungsverhältnisse

Die Mühlenberg-Schichten gehören bei Bilstein zum Nordflügel der Lennefer Mulde, deren Achse sich weiter westlich heraushebt. Das umlaufende Streichen wird im Aufschluß durch flaches Einfallen der Schichten nach Osten deutlich, wenngleich die Lagerungsverhältnisse durch Blattverschiebungen und streichende Verwerfungen modifiziert sind.

Im Steinbruch am Leienberg sind die Schichten gegeneinander grabenförmig verstellt. Man kann den vertikalen Versatz wegen der unterschiedlichen Lithofazies recht gut abschätzen. In den feinkörnigen Sandsteinen an der Basis der karbonatischen Abfolge bietet sich außerdem ein unmittelbarer Bezug an. Es ist ein ca. 50 cm mächtiger Horizont, der sich durch charakteristische sedimentäre Gleitgefüge auszeichnet. Zwischen schluffig-tonigen Lagen sind sandige Einschaltungen wulstartig gestaucht und aus dem ursprünglichen Verband gepreßt worden. Es handelt sich um intrasedimentäre Ausgleichbewegungen auf schwach geneigten Flächen — ausgelöst unter dem Druck der auflastenden Sedimentsäule (Load casts; Abb. 2 und 3). Die relative Bewegungsrichtung verlief von SE nach NW.

## 3. Profile

Trotz der erwähnten Verwerfungen ist der allgemeine Aufbau des Bilsteiner Riffes gut zu übersehen (Abb. 2 und 3). Die Höhe der Steinbruchswand beträgt etwa 25 m. Im mittleren Abbaufeld stehen zuunterst ca. 7 m mächtige, bankige Feinsandsteine an, auf die siltige Mergel (ca. 4 m), dann Korallen-Stromatoporen-Kalksteine (ca. 7 m) und schließlich Brachiopoden-Bänke (7 m) folgen. Südlich und nördlich von den beiden Verwerfungen ist das Profil unvollständig erschlossen; dort sind die siltig-sandigen Schichten unter den Kalksteinen stärker herausgehoben worden.

Die Grenzflächen des Biostroms sind nach oben unscharf ausgebildet; denn einzelne Riffbildner ragen in die Brachiopoden-Bänke hinein. In sich haben die Kalksteine einen heterogenen Aufbau. Zum Teil setzen sie sich aus Stromatoporen und Tabulaten in ursprünglichen Wuchspositionen zusammen, z. T. handelt es sich um biogenen Detritus und sandig-mergelige Taschenfüllungen. Stromatoporen und Tabulaten siedelten nebeneinander, doch gibt es Bereiche, wo die einen oder die anderen deutlich überwiegen und Hauptgesteinsbildner waren.

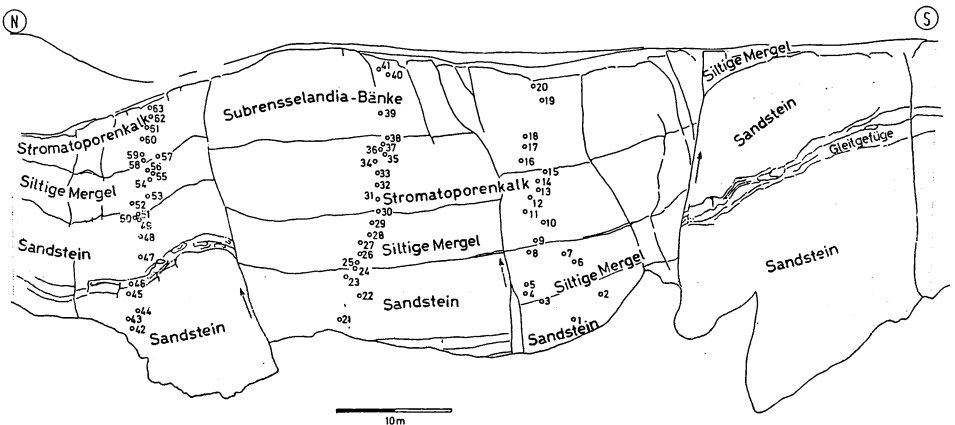


Abbildung 3. Übersicht der Schichtenfolge im Steinbruch am Leienberg bei Bilstein (Verzeichnis der Probe-Entnahmestellen).

### Sandsteine:

In frischem Zustand gelb- bis grünlich-grau gefärbt, sonst gelb- bis rostbraun, weisen die Sandsteine eine ziemlich einheitliche Körnung auf. Die Klastizität entspricht dem Silt-Feinsandbereich (0,05–0,12 mm). Dickbankige Partien unter dem „Gleithorizont“ sowie im obersten Abschnitt der Sandstein-Folge sind etwas grobkörniger zusammengesetzt (0,1–0,3 mm) und weisen zudem Schrägschichtungs-Gefüge auf. Auf den Schichtflächen kommen häufig helle Glimmerbeläge vor; plattige Sandsteine enthalten vielfach Pflanzenhäcksel. Die witterungsbeständigen, früher für Bauzwecke gebrochenen Sandsteine, zeichnen sich durch geringen Karbonatgehalt aus, der auf fossiles Schalenmaterial zurückgeht. Am häufigsten findet man Krinoidenstielglieder, großwüchsige Muscheln (*Grammysia bicarinata*) und verschiedene Spiriferen.

### Siltige Mergel:

Unmittelbar auf die Sandsteine folgen Tonschieferlagen und ein 10 bis 20 cm dicker, spätiger Krinoiden-Kalkstein. Darüber kommen dunkelgraue, bröckelig zerfallende Mergelschiefer mit erheblichem Siltanteil. Sie enthalten gelegentlich kohlige Fragmente, die wohl auf algenartige Pflanzen zurückgehen. In diesem Horizont tauchen erstmalig Korallen auf, weiter oben treten dann inkrustierende Stromatoporen hinzu. Die Korallen befinden sich am ursprünglichen Siedlungsplatz. Es handelt sich um dünne *Thamnopora*-Ästchen ( $\Phi$  1–5 mm), die ehemalige Sedimentationsflächen flach überwuchsen. Dazwischen gibt es knollige *Alveolites* und *Heliolites* ( $\Phi$  3–5 mm) sowie kleine Brachiopoden (vor allem Athyriden).

### Stromatoporen-Kalk:

Hier handelt es sich keineswegs um reine Kalksteine, wie man sie sonst aus Riffen kennt. Zwischen den globulären und lagigen Riffbildnern ist immer von außen eingeschwemmtes, klastisches Sediment zu finden.

Bezeichnend für die Herausbildung und die initialen Gefüge des Biostroms sind inkrustierende Tabulaten und Stromatoporen (Taf. I, Fig. 1). Im einzelnen kann dann ein Bruchschill aus *Thamnopora*-Ästchen, isolierten Brachiopodenklappen und Krinoidenoszikeln von Stromatoporen (*Atelodictyon strictum* und *A. fallax*) lagig überkrustet und so gefestigt worden sein. Solche Vorgänge erfolgten in mehreren Schritten; mal bewegte starke Turbulenz das Sediment so kräftig, daß biogene Krusten verschüttet wurden, mal folgten ruhigere Ablagerungsverhältnisse, so daß sich ein cm-dickes, aus vielen Laminae bestehendes kompaktes Coenosteum aufbauen konnte. Auf diese Weise wurde für Riffbildner ein festes Substrat geschaffen, das andere Siedler anzog.

Derartige, biologisch bedingte Schichtungen sind am Südflügel des Biostroms deutlich zu sehen. Stromatoporen wuchsen in den oberen und unteren Bereichen krustenartig (1–2 cm) oder blockförmig ( $\Phi$  bis 10 cm). Im Inneren des Riffkörpers (mittlere Profilstrecke, Abb. 3), wurden die massigen Stromatoporen bis zu 30 cm groß; inkrustierende Wuchsformen fehlen hier. Hinweise für starke Wasserbewegung geben die aus der Wuchsrichtung bewegten, z. T. abgerollten und von der Brandung zerschlagenen Skelette. Grobstückiger Detritus hat im zentralen Bereich alle Räume zwischen den autochthonen Riffbildnern ausgefüllt.

Folgende Stromatoporen-Arten konnten bestimmt werden:

1. *Stromatopora concentrica* GOLDF.; meist in blockförmigen und globulären Wuchsformen im Innenriff. Sie ist die häufigste Art (Taf. II, Fig. 2).
2. *S. pachytexta* LECOMPTE; vereinzelt neben *S. concentrica*.
3. *Actinostroma verrucosum* GOLDF.; ziemlich verbreitet, meistens globulär im Innenbereich des Riffes.
4. *Atelodictyon strictum* LECOMPTE; erscheint durchweg als Erstbesiedler, der biogenen Detritus überkrustete und fixierte.

5. *A. fallax* LECOMPTE; selten, dann mit latilaminarem Coenosteum neben *A. strictum*.
6. *Stromatoporella solitaria* NICHOLSON; inkrustierend, häufig in Wechselschichtung mit Kalkalgen (Formenkreis um *Rothpletzella*). In solchen Bereichen findet sich vereinzelt auch die problematische Rhodophyceae *Chaetetes lonsdalii* ETHERIDGE & FOORD in schichtigen oder globulären Wuchsformen (Tafel. II, Fig. 1).
7. *Syringostroma perfectum* LECOMPTE; Innenbereich des Biostroms; blockartige Wuchsformen.

Korallen dominieren in den oberen, unteren und distalen Bereichen des Biostroms. Rugose, cystiphyllide Einzelkorallen sind nicht gerade häufig. Es wurden einige größere Mesophyllen ( $\Phi$  bis 5 cm) gesammelt. Häufiger sind in den mergeligen Randpartien ceratoide und cylindroide Rugose (*Grypophyllum primum* WEDEKIND,  $\Phi$  bis 2 cm; *Thamnophyllum* sp.).

Für die Karbonatgesteinsbildung kommt jedoch den Tabulaten die größere Bedeutung zu. Sie treten in drei Wuchsformen auf. In den mergeligen Übergangsschichten finden sich ästige [*Thamnopora reticulata* (DE BLAINVILLE), *T.?* *vermicularis* (M'COY)], globuläre und lagige Arten. Bei letzteren handelt es sich meistens um Alveoliten (*A. cf. minutus* LECOMPTE), doch gibt es daneben knollige *Favosites goldfussi* D'ORBIGNY sowie *Heliolites porosus* GOLDF. Auch die sonst im rheinischen Devon seltene *Pachythea stellimicans* SCHLÜTER kommt in schichtigen Krusten von 2–3 cm Dicke vor (Taf. I, Fig. 2).

Neben den Tabulaten siedelten cyclostomate Bryozoen (*Fistulipora eifeliensis* SCHLÜTER) und Algen (*Spongiostroma*, *Girvanella*).

#### Subrensselandia-Bänke:

Auf die Stromatoporen-Tabulaten-Kalksteine folgen solche, die sich aus Krinoidenosziken aufbauen und schließlich kommen darüber sandige Schichten mit vielen Brachiopoden. Diese Abfolge ist über 7 m mächtig und beendet das Steinbruchprofil nach oben. Zum Stromatoporen-Kalkstein im Liegenden besteht — wie gesagt — keine scharfe Grenze. Stromatoporen und tabulate Korallen haben unebene Oberflächen und ragen z. T. über die Krinoiden-Kalksteine hinaus. Letztere sind marginal dem Rifffkörper angelagert worden. An den Riffbildnern wurden zwar keine Rhizoiden von Seelilien festgestellt, doch darf angenommen werden, daß die Krinoiden an den Flanken des Biostroms günstige Anwachspunkte fanden. Ihr unmittelbarer Lebensraum kommt darin zum Ausdruck, daß zusammenhängende Kolumnarien häufig in die Fugen des Biostroms eingeschwemmt wurden.

Im mittleren Steinbruchprofil enthalten die Krinoiden-Kalksteine viele zerbrochene Einzelklappen dickschaliger, großwüchsiger Terebratuliden (*Subrensselandia* sp.). Nur ab und zu stellt man daneben Fragmente von Spiriferiden sowie aufbereitete Tabulaten (*Alveolites* sp.) und Stromatoporen fest. Die Klastizität der biogenen Komponenten ergibt sich aus nachfolgender Übersicht:

< 1 mm (mittlere Korngröße 0,7 mm)	54 %
1–5 mm (mittlere Korngröße 3,0 mm)	42 %
> 5 mm (mittlere Korngröße 8,0 mm)	4 %

Ähnlich wie Seelilien haben auch Brachiopoden auf der Untiefe über dem abgestorbenen Riff vorteilhafte Lebensbedingungen gefunden. Über dem Krinoiden-Kalkstein sind die Schichten ganz von Brachiopoden in allochthonen und autochthonen Einbettungen beherrscht. Es handelt sich zunächst um Brachiopoden-Bruchschill. Die Klappenfragmente sind dabei dicht ineinandergeschachtelt und von einer feinsandigen Matrix umgeben. Man findet darüber die eiförmigen, 2–3 cm breiten und 4–6 cm langen Gehäuse-Steinkerne dicht nebeneinander aufgereiht in der ursprünglichen Lebensstellung. Nur die Stirnregionen der Gehäuse ragten zu Lebzeiten der Tiere über die Sedimentationsflächen. Deshalb sind die im sandig-schluffigen Substrat eingesenkten Schloßregionen vollständig überliefert worden. Offenbar lebten die Brachiopoden solange, bis ihre Gehäuse 2–3 cm tief im Grund steckten. Nach dem Absterben fielen ihre exponierten Klappenteile der Abrasion anheim.

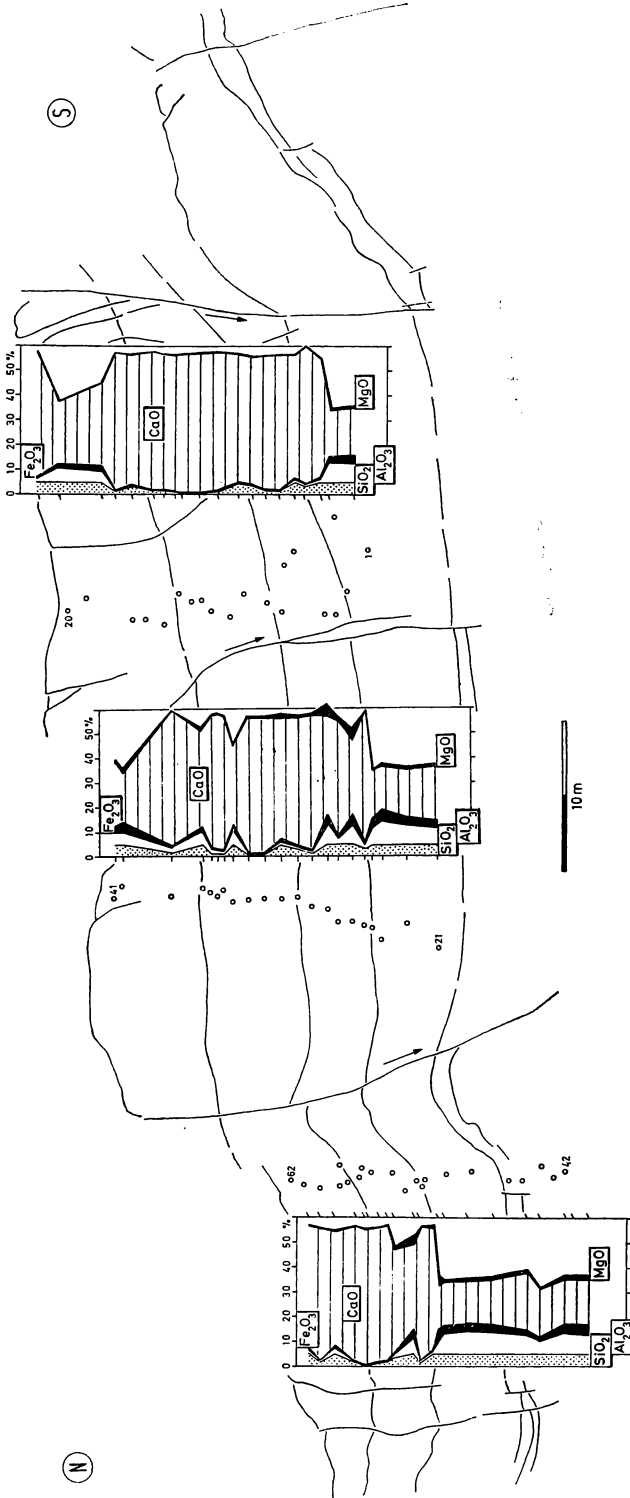


Abbildung 4. Verteilung von SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO und MgO in Gesteinsproben aus drei Profilen (Steinbruch am Leienberg bei Bilstein; Verwerfungen eliminiert).

Es handelt sich um *Subrensselandia amygdala* (GOLDF.)<sup>1)</sup>. Dieser Brachiopode dominierte in der benthonischen Biozönose über dem abgestorbenen und verschütteten Biostrom. Mehrere *Subrensselandia*-Bänke bauten sich übereinander auf; zuweilen unterbrach verstärkte Zufuhr sandiger Sedimente die kontinuierliche Besiedlung.

Im Hangenden des Biostroms fehlen zwar Stromatoporen, doch kommen in der Brachiopoden-Fazies noch vereinzelt flachlagige oder knollige Tabulate (*Alveolites*) vor. Der Lebensraum der Subrensselandien war ein litoraler Flachwasserbereich unterhalb der Auftauchzone. Deshalb sind inartikuläre Brachiopoden und Muscheln in diesem Horizont nicht vertreten. Trotz starker Sedimentschüttungen haben individuenreiche, artenarme Brachiopoden-Bestände diesen für Korallen kritischen Lebensraum eine Zeit lang halten können.

#### 4. Chemische Charakterisierung<sup>2)</sup>

Die Gesteinsproben aus den drei Vertikalprofilen (Abb. 3) zeichnen sich erwartungsgemäß in den einzelnen Faziesbereichen durch verschiedene Element-Verteilungen aus. Untersucht wurde auf:  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$  und  $\text{MgO}$  nach der Röntgenfluoreszenz-Methode (Mehrkanalröntgenspektrometer: ARL 72000), wobei das bestehende Programm die quantitativen Angaben von  $\text{SiO}_2 > 5\%$  nicht mehr erfaßte. Bezüglich der Kieselsäureanteile sind für die sandigen Partien im Liegenden und Hangenden der Kalksteinfole daher nur Minimalwerte angegeben worden (Abb. 4).

Die aus Tabulaten und Stromatoporen aufgebauten Gerüstkalke sind reine Kalksteine. Dort, wo Rifffbildner die Lithofazies bestimmen, erreichen die  $\text{CaO}$ -Werte ihr Maximum — die anderen Element-Verbindungen ihr Minimum. Das trifft insbesondere für die Südseite des Biostroms zu, wo die lagigen Skelette von Coelenteraten dicht aufeinander liegen.

Im zentralen Blockriffbereich wirkten die Gerüstfugen als Sedimentfallen, in die psammitisches und pelitisches Material eingeschwemmt wurde. Daher sind im mittleren Profil die Element-Verteilungskurven unstat. Sie weisen mehrfach hohe  $\text{SiO}_2$ - und  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Werte auf. Tonerde macht zwar in einigen Proben fast 10% aus, doch ist sie nur in den unteren und oberen Profilschnitten durchgängig vertreten. Starke Wasserturbulenz hat den Tonabsatz außerhalb von Rifftaschen verhindert.

Die gleiche Tendenz läßt sich auch beim Magnesium beobachten. Allerdings zeichnen sich die siltigen Mergel unter dem Stromatoporenkalk (Abb. 3, 4) durch relativ hohe Mg-Anteile aus. Im nördlichen Profil (Proben 50–52) ist  $\text{MgO}$  mit ca. 4%, im mittleren (Proben 26–28) mit fast 5% vertreten. Im südlichen Profil — also im Flankenbereich des überlagernden Biostroms — werden demgegenüber kaum 1%  $\text{MgO}$  erreicht. — Im Horizont der siltigen Mergel gibt es folglich geringe Beimengungen von Mg-Kalzit, was vermutlich auf diagenetische Umwandlung von Skelett-Aragoniten zurückzuführen ist (SCHERER 1974).

Die Sandsteine, die viele opake Körner enthalten, weisen sich in den geochemischen Profilen durch höhere Eisengehalte aus. Bei der Verwitterung haben sich die primären Bindungen verändert; es ist zur Bildung von Eisenhydroxyden gekommen, die dem Gestein seine bräunliche Färbung verliehen haben.

#### 5. Verteilung der Kohlenstoff-Isotope in den Gesteinen

Da alle Gesteine in den untersuchten Profilen Karbonate enthalten, ließen sich die Kohlenstoff-Isotope nach üblichen Methoden untersuchen (JUX & MANZE 1974). Allerdings sind die bankigen Sandsteine im Liegenden des Biostroms in manchen Lagen ziemlich kalk-

<sup>1)</sup> Die Steinkerne lassen die Klappenanatomie in der Schloßregion gut erkennen. Weil schwache leistenartige Cruralplatten ausgebildet sind, werden die Terebratuliden auf die Gattung *Subrensselandia* CLOUD 1942 bezogen. Es sei aber betont, daß die Merkmalsunterschiede zu *Rensselandia* HALL 1867 geringfügig sind.

<sup>2)</sup> Die chemischen Analysen von Gesteinsproben aus den Steinbruchprofilen wurden uns im Labor der Spiegelglaswerke Germania (Porz) gemacht. Für diese freundlich gewährte Hilfe danken wir sehr Frau Dr. G. DRÄGER und Herrn W. ULLMANN.



arm. Bei der Reaktion mit Orthophosphorsäure wurde zu wenig  $\text{CO}_2$  freigesetzt, um verlässliche Meßergebnisse zu erhalten. Das gilt besonders für das nördliche Profil.

Die untersuchten Proben sind die gleichen, die auch das Material für die chemischen Analysen lieferten. Wegen der ausgeprägten Faziesunterschiede waren natürlich auch bei den Isotopen unterschiedliche Werte zu erwarten. Um diese zu deuten und auf das Ablagemilieu zu beziehen, mußten gezielte Messungen in Kleinbereichen durchgeführt werden. Sie sollten vor allem aufhellen, ob die Kohlenstoff-Isotope in der Riffbiozönose metabolisch fraktioniert wurden. Es ging also nicht allein um den Mittelwert einer Gesteinsprobe, sondern um den Bezug auf bestimmte benthonische Organismen und deren Wuchsabläufe.

#### Isotopenverteilung in den Profil-Proben:

Außer einem liegen alle berechneten Isotopen-Verhältnisse im negativen Bereich<sup>3)</sup>. Die niedrigsten Werte wurden in den unteren Sandsteinen mit  $\delta \text{C}^{13} = -5,93 \text{ ‰}$  und  $\delta \text{C}^{13} = -5,90 \text{ ‰}$  gemessen; die höchsten ergaben sich für die siltigen Mergel unterhalb des Biostroms. Hier wurde der einzige positive Wert der Meßreihe mit  $\delta \text{C}^{13} = +0,15 \text{ ‰}$  festgestellt.

Schon bei der Darstellung der Element-Verteilungen hob sich dieser Horizont wegen verhältnismäßig hoher MgO-Anteile von den anderen ab. Zwar kommen darin keine Einschaltungen von dolomitischen Kalksteinen oder gar Dolomiten vor, doch dürfte eine geringfügige Isotopen-Fraktionierung beim Einbau von Mg in biogenes Kalziumkarbonat erfolgt sein. Bei der spätdiagenetischen Dolomitbildung im süddeutschen Malm sind beispielsweise beachtliche Anreicherungen von „schwerem“ Kohlenstoff ( $\delta \text{C}^{13} = +1,5 \text{ ‰}$  bis  $+2,3 \text{ ‰}$ ) erfolgt (BAUSCH & HOEFS 1972). Es ist jedoch nicht anzunehmen, daß die Mg-Gehalte in den siltigen Mergeln ausreichen, um derartig starke Effekte zu bewirken.

Abgesehen von den unteren Sandsteinen weisen alle Gesteinsproben Isotopen-Verteilungen auf, die innerhalb der von KEITH & WEBER (1964) festgestellten Variationsbereiche mariner Karbonatgesteine liegen<sup>4)</sup>. Dies deckt sich im vorliegenden Falle mit der paläontologischen Analyse; denn Korallen und Stromatoporen bezeichnen einen vollmarinen Ablagerungsraum. Damit ist nicht gesagt, daß „leichtere“ Karbonate Brack- oder Süßwasserwirkungen anzeigen müssen. In den Sandsteinen unter dem Biostrom spräche schon die fossile Fauna (artikulata Brachiopoden, Grammysien und Krinoiden) dagegen. Frühere Untersuchungen ergaben ähnliche Werte für Kalkgeoden aus den Remsdeider Schichten (Ober-Ems), was auf die Zufuhr von phytogenem Kohlenstoff aus nahegelegenen Festlandsbereichen bezogen wurde (JUX & MANZE 1974). In diesem Zusammenhang sei auf das Vorhandensein von Landpflanzen-Resten (*Duisbergia mirabilis*) in diesen Partien der Mühlenberg-Schichten erneut hingewiesen.

Solche Fossilien sind ein Indiz für ehemals nahegelegene Vegetationsgürtel, in denen viel „leichter“ Kohlenstoff gebunden wurde. Der größte Teil davon oxydierte vermutlich nach dem Absterben der Pflanzen, wobei die freigesetzte Kohlendioxid im nahen Meeresbecken in neugebildeten Karbonaten fixiert werden konnte. Verallgemeinert bedeutet das für die Profilinterpretation: Stärkere festländische Beeinflussung bei der Ablagerung der sandigen und abnehmende bei der Bildung der kalkigen Horizonte. Derartig negative  $\delta \text{C}^{13}$ -Werte ( $-12,2 \text{ ‰}$  bis  $-17,2 \text{ ‰}$ ) wie sie in den Karbonat-Konkretionen aus den brakisch-marin geprägten Odenspieler-Schichten (Ober-Siegen- bis Unter-Ems) gemessen wurden, kommen in diesem Profil jedoch nicht vor.

<sup>3)</sup> Die angegebenen Meßwerte beziehen sich auf den internationalen PDB-Standard. Sie sind mit einer Genauigkeit von etwa  $\pm 0,25 \text{ ‰}$  reproduzierbar.

<sup>4)</sup> Da es sich ausschließlich um Oberflächenproben von der Steinbruchwand handelt, haben lange Zeit hindurch exogene Kräfte auf das Gestein eingewirkt. BAUSCH & HOEFS (1972) konnten den Nachweis erbringen, daß übertage exponierte Kalksteine 1–3 ‰ mehr  $\text{C}^{12}$  enthalten als solche, die aus Tiefenbohrungen stammen. Für unsere Werte kann das bedeuten, daß sie zu leicht sind. Solche Überprägungen verändern aber nicht festgestellte Entwicklungsgänge, sondern bedeuten nur eine „Phasenverschiebung“.

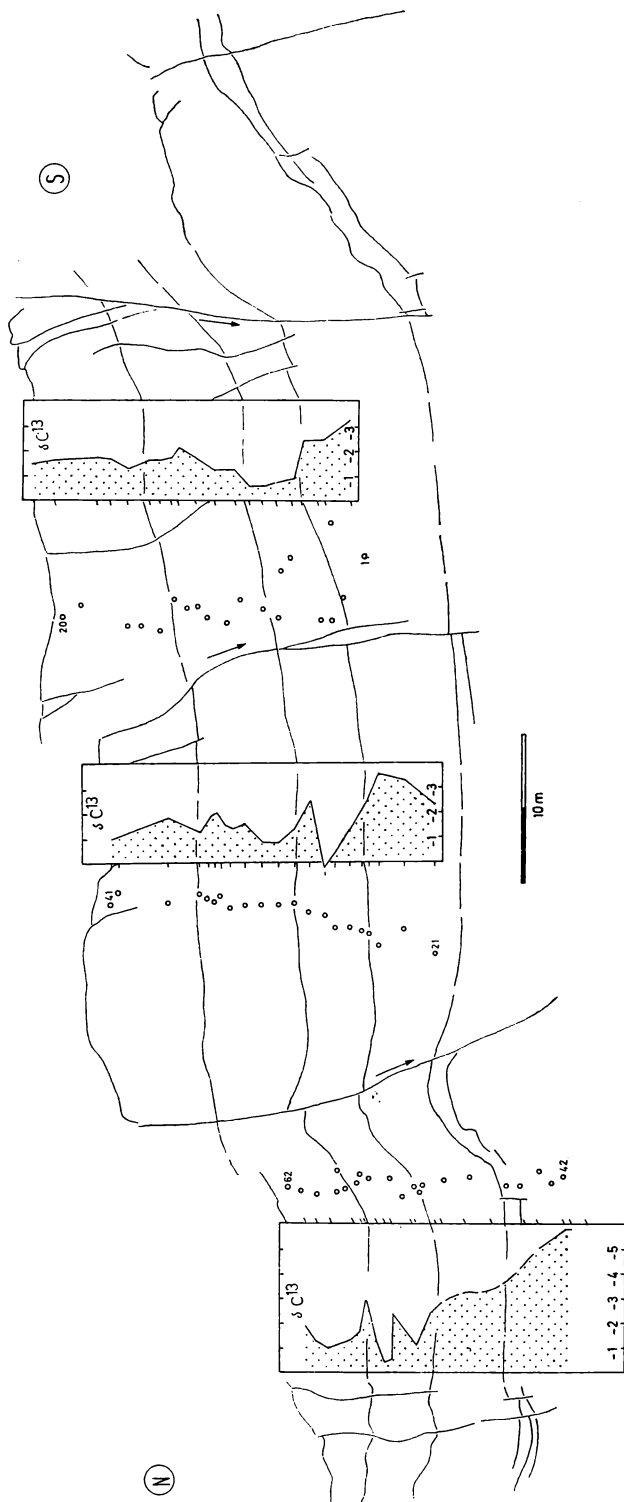


Abbildung 5. Verteilung von Kohlenstoff-Isotopen in Gesteinsproben aus drei Profilen (Steinbruch am Leitenberg bei Bilstein; Verwerfungen eliminiert).

Die „schwersten“ Karbonate wurden in den siltigen Mergeln festgestellt, aus denen der oben erwähnte *Anarcestes* stammen dürfte. Offensichtlich zeigt der Fazieswechsel eine verringerte Sandschüttung an, so daß in dem relativ stillen Wasserbereich Athyriden, Krinoiden und einige Tabulate siedeln konnten. Der unvermittelte Übergang von den Sandsteinen im Liegenden kommt auch in den Isotopen-Verhältnissen scharf zum Ausdruck. Meßwerte aus den siltigen Mergeln entsprechen beinahe denen, die aus oberdevonischen Geoden (Knoppenschiefer Schichten:  $\delta C^{13}$ -Werte von + 0,54 ‰ bis - 2,37 ‰) bestimmt wurden. Letztere repräsentieren neritische und nicht litorale Ablagerungsmilieus (JUX & MANZE 1974).

Die Schwankungen der Isotopen-Verteilungen sind überall in den Riffkalken ähnlich. Man kann deshalb in der summarischen Darstellung (Abb. 5) keine grundsätzlichen Unterschiede zwischen der von Tabulaten und lagigen Stromatoporen beherrschten Flanke des Biostroms und seinen zentralen, blockig aufgebauten Abschnitten erkennen. Berücksichtigt man die methodisch bedingten Meßgenauigkeiten und mitwirkende ökologische Faktoren, dann zeichnen sich also relativ einheitliche Verhältnisse ab. Gegenüber den siltigen Mergeln haben sich die Werte weiter in den negativen Bereich verschoben. Die dennoch relativ hohen  $\delta C^{13}$ -Werte schließen aus, daß „leichter“, festländischer Kohlenstoff in starkem Maße in die Skelette eingebaut worden ist.

Devonische Riffbildner dürften ebenso wie heutige die Strommündungsgebiete gemieden haben. Riff-Coelenteraten leben vom Plankton und sind empfindliche Anzeiger für edaphische Verhältnisse. Feine Unterschiede in den Isotopen-Verteilungen von Skelettkarbonaten können deshalb individuelle oder artspezifische Fraktionierungs-Effekte andeuten.

Anders als die Sandsteine unter dem Biostrom sind die sandigen, durch *Subreusselandia*-Bänke geprägten Abfolgen in seinem Hangenden ausgesprochen marin geprägt. Die vielen, in Lebensstellung überlieferten Terebratuliden beweisen, daß während der Sedimentations-Abläufe reichlich Plankton verfügbar war. Trotz unterschiedlicher Lithofazies haben die *Subreusselandia*-Bänke nahezu gleiche  $\delta C^{13}$ -Werte wie die überlagerten Riffkalksteine. Damit bestätigt sich, daß allein die starke Zufuhr und Umlagerung klastischer Sedimente auf dem litoralen Schelf das Fortbestehen des Biostroms unterdrückte.

#### Isotopen-Untersuchungen an Karbonaten von Riffbildnern:

Die devonischen Stromatoporen-Riffe stellten bereits komplizierte ökologische Systeme dar. Selbst an kleinen Biohermata kann eine Zonierung nach Arten deutlich überliefert sein. Man hat die Verteilung von Korallen (Tabulate, solitäre und koloniale Rugose) und Riffbildner wie Stromatoporen auf unterschiedliche Toleranzen gegenüber der Wasserbewegung bezogen. Solche Zonierungen würden demnach den Gegensatz von stillen und bewegten Wasserbereichen am Riff sichtbar machen. Die jeweils vorherrschenden Tierklassen (Stromatoporen, Tabulate, Rugose) sind freilich nicht nur vom Sauerstoffgehalt des Wassers abhängig gewesen, sondern nahmen auch wegen spezieller Nahrungsbedürfnisse bevorzugte Standorte ein. Der Partikelstrom wurde wahrscheinlich nicht nur differenziert ausgefiltert, sondern auch mit unterschiedlichem Wirkungsgrad verarbeitet. So wie Pflanzen aus dem  $CO_2$  der Luft aus energetischen Gründen bevorzugt „leichten“ Kohlenstoff ihrem Organismus einfügen, muß auch mit einer Isotopen-Fraktionierung beim tierischen Metabolismus gerechnet werden. Bei paläozoischen Arten ist zu beachten, daß diagenetische Vorgänge die ursprünglichen Zusammensetzungen der Skelettkarbonate verändert haben können. Deshalb wurden neben dem devonischen Material auch biogene Kalksteine heutiger Meeres-Organismen in Betracht genommen:

##### 1. Rotalgen

		$\delta C^{13}$ in ‰
<i>Lithothamnion sejunctum</i>	Dry Tortugas; Florida	- 2,02
<i>Corallina</i> sp.	Tjörnes; Island	- 1,23
<i>C. rubens</i>	Canal Island; Jersey, Petit Port	- 2,06
<i>C. officinalis</i>	Canal Island; Jersey, Petit Port	- 3,29

## 2. Hydrozoen

		$\delta C^{13}$ in ‰
<i>Millepora alcornis</i>	Sand Key Reef vor Key West; Florida (ästiger Wuchs)	- 1,43
<i>M. alcornis</i>	Florida Bay; Florida (fächerförmiger Wuchs)	- 0,26

Bei den gemessenen Rotalgen-Inkrustaten liegen alle Werte im negativen Bereich; sie schwanken innerhalb der Gattung um 1–2 ‰. Selbst Arten, die aus dem gleichen Milieu stammen (Jersey), weisen bemerkenswerte Unterschiede auf. Es ist unklar, worauf solche Abweichungen zurückgehen; bestimmt spielen physiologische Vorgänge eine wichtige Rolle dabei.

Paläozoische Rhodophyceen (z. B. *Solenopora*) können nicht unmittelbar auf rezente Gattungen bezogen werden. *Lithothamnion* kommt aber mit seinen charakteristischen Inkrustaten bereits in mesozoischen Riffkalksteinen vor und läßt sich durchaus mit heutigen Vertretern der kosmopolitischen Gattung vergleichen. Aus dem englischen Bathon (Hamdon Marl Bed; Snows Hill, Hill Quarry) stammen 2 Proben von flachen und knolligen Lithothamnien, die mit  $\delta C^{13}$ -Werten von + 0,25 ‰ und - 0,03 ‰ beinahe dem PDB-Standard entsprechen. Das „leichtere“ Karbonat der rezenten Florida-Lithothamnien ( $\delta C^{13}$  - 2,02 ‰) überrascht demgegenüber. Jedoch erklärt es sich, weil in der Nähe der Everglades-Sümpfe besonders viel phyto-gen-fraktionierter Kohlenstoff anfällt und als  $CO_2$  verfügbar wird.

Offensichtlich variieren die  $\delta C^{13}$ -Werte in den Skelett-Karbonaten tierischer Riffbildner ganz ähnlich. Heutige Biozönosen sind freilich anders zusammengesetzt als mesozoische oder gar paläozoische. Man kann beispielsweise ausgestorbene Tabulate nur in verallgemeinerter Form mit rezenten Korallen vergleichen.

Stromatoporen dürften am ehesten auf heutige Riff-Hydrozoen („Feuerkorallen“) bezogen werden. Deshalb wurde die in Florida-Riffen häufige *Millepora alcornis* ebenfalls analysiert. Die Art kommt in 2 Wuchsformen vor: Ästige Kolonien sind für Standorte im bewegten Wasser am Außenriff bezeichnend, fächerförmige dagegen für stille, geschützte Siedlungsbereiche. Da es sich lediglich um verschiedene Wuchsformen der gleichen Population handelt, spiegeln die unterschiedlichen Meßergebnisse offenbar abweichende Nahrungsangebote im gleichen Milieu wieder.

Es liegt somit nahe, daß gewisse Schwankungen der Isotopenverteilungen bei mittel-devonischen Tabulaten und Stromatoporen auch auf physiologische Faktoren zurückgehen können.

Die  $\delta C^{13}$ -Mittelwerte der wichtigsten Riffbildner aus dem Bilsteiner Biostrom betragen:

Stromatoporen	(52 Messungen)	- 1,66 ‰
Tabulate	(56 Messungen)	- 1,95 ‰

Bei den Tabulaten handelt es sich überwiegend um *Alveolites*. Messungen an Skelettkarbonaten anderer Gattungen erbrachten ähnliche Ergebnisse, z. B. bei *Heliolites* (7 Messungen)  $\delta C^{13}$  von - 1,87 ‰.

Stromatoporen-Coenosteen sind folglich etwas „schwerer“ als Tabulaten-Stöcke. Vergleicht man die Stromatoporen-Karbonate mit denen von rezenten Hydrozoen aus Florida, ergeben sich gewisse Abweichungen; jeweils liegen die Werte jedoch nahe am PDB-Standard.

In den untersuchten Profilen erscheinen Stromatoporen später als Korallen. Letztere konnten ihren Biotop auch länger behaupten. Offenbar stellten Stromatoporen höhere Ansprüche an Klarheit und Sauerstoffgehalt des Wassers, worauf bereits LECOMPTE (1951, 1952) hinwies. Ihnen gegenüber waren die Tabulaten offensichtlich weniger anspruchsvoll, da man sie auch noch in den oberen siltig-sandigen Profil-Partien in Lebensstellung findet.

Die Differenzen zwischen den Isotopen-Verteilungen in Coenosteen und Corallien können hier nicht auf Salinitäts-Änderungen im Meerwasser bezogen werden, da Stromatoporen und Tabulaten nebeneinander siedelten. Folglich kommen physiologische Faktoren in Betracht.

Diese Feststellung bestätigt sich auch bei Vergleichsmessungen von Sauerstoff-Isotopen. Aus dem oberen Abschnitt des Stromatoporen-Kalkes (Abb. 6) ergaben nämlich je 5 Proben von zwei Riffbildnern — eine Tabulate (Probe Nr. 36) und eine Stromatopore (Probe Nr. 13) — folgende  $\delta^{16}\text{O}/\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse:

Stromatopore		Tabulate ( <i>Favosites</i> )	
Probennummer	$\delta^{18}\text{O}$	Probennummer	$\delta^{18}\text{O}$
13/1	- 6,89	36/1	- 7,22
2	- 7,27	2	- 8,16
3	- 7,06	3	- 8,31
4	- 6,11	4	- 7,99
5	- 6,81	5	- 8,70
Mittelwert (PDB)	- 6,83	Mittelwert (PDB)	- 8,10

Die Karbonate der gemessenen Tabulate sind also nicht nur im Kohlenstoff sondern auch im Sauerstoff schwerer als die der Stromatopore. Man kann die Unterschiede (1,27 ‰) nicht auf verschiedene Salinitäten zurückführen, da beide Riffbildner nebeneinander wuchsen. Denkbar wäre allerdings, daß Tabulaten und Stromatoporen nicht nur andersartig ihre Skelettkarbonate ausschieden, sondern auch unterschiedliche Wachstumsphasen im jährlichen Temperaturgang hatten. Würde man die Mittelwerte in die bekannte EPSTEIN'sche Temperaturformel ( $t = 16,5 - 4,3 \delta + 0,14 \delta^2$ ) einsetzen, so ergäbe das folgende Paläotemperaturen:

$$\begin{aligned} \text{Stromatopore (Probe Nr. 13)} &= 52,4^\circ \text{C} \\ \text{Tabulate (Probe Nr. 36)} &= 60,6^\circ \text{C} \end{aligned}$$

Wie bei allen bisher vorgenommenen Temperaturbestimmungen an devonischen Fossilien liegen diese Werte viel zu hoch. Wir führen dieses Phänomen auf die im Altpaläozoikum anders zusammengesetzte Atmosphäre zurück, wie es schon aus den von KEITH & WEBER (1964, Abb. 3) zusammengestellten Daten hervorgeht. Danach liegen nämlich die Werte für marine devonische Karbonate bei  $\delta^{18}\text{O} - 7$  ‰. Führt man eine entsprechende Korrektur bei unseren Mittelwertbestimmungen durch, dann kommt man bei der Stromatopore auf  $15,8^\circ \text{C}$  und bei der Tabulate auf  $21,4^\circ \text{C}$ . Solche Paläotemperaturen sind bei einem tropischen Oberflächenwasser anzunehmen.

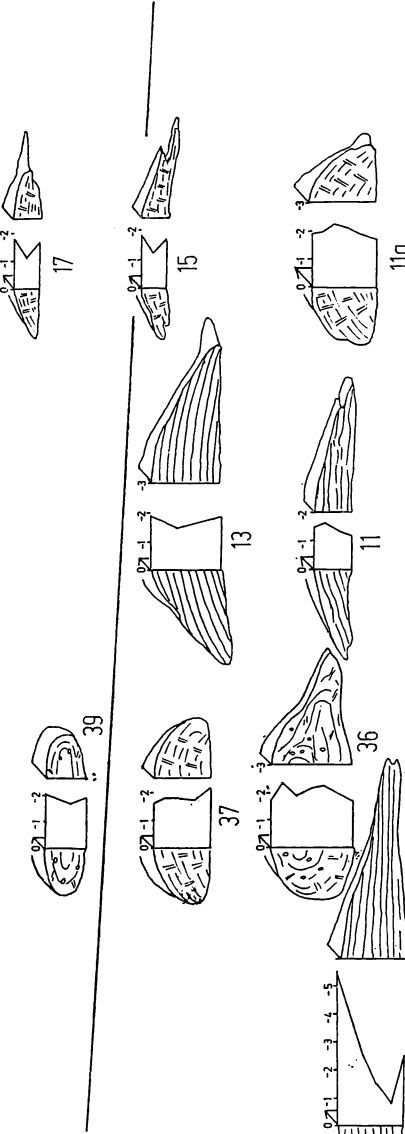
Bei der Rekonstruktion pliozäner Isohalinen auf Grund von Isotopen-Verteilungen ( $\delta^{13}\text{C}$  und  $\delta^{18}\text{O}$ ) nahmen DODD & STANTON (1975) unmittelbare Beziehungen zwischen Salinitäten und Isotopenwerten in Schalenkarbonaten von Mollusken an. Die Möglichkeit, daß in eine paläo-ökologisch gut abzugrenzende, ehemalige Meeresbucht „leichter“ Kohlenstoff mit Süßwasser zugeführt werden konnte oder daß die Muscheln — je nach Standort und Nahrungsangebot — fraktionierte Karbonate einbauten, wurde nicht erwogen. Die vorgelegten Ergebnisse deuten nicht nur Salinitäts-Unterschiede an, zumal bei *Anodonta* differierende  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte bestimmt wurden ( $- 3,80$  ‰ und  $- 1,58$  ‰). Für eine Süßwasserform sind das beträchtliche Schwankungen und es bleibt unverständlich, wieso beide Werte gleiche Salzgehalte ( $= 0$  ‰) bezeichnen sollen.

Silurische und devonische Riffe waren komplex und dynamisch zusammengesetzt. Die vorherrschenden Strömungsverhältnisse bestimmten sowohl bevorzugte Wachstums-Zonen, als auch Grenzen der Kleinbiotope. Am Bilsteiner Biostrom gibt die Wuchsausrichtung von Riffbildnern keine eindeutige Antwort auf die Frage nach Luv und Lee. Auch Korngrößen-Verteilungen und Sortierungen von Bioklasten geben dafür keine Hinweise.

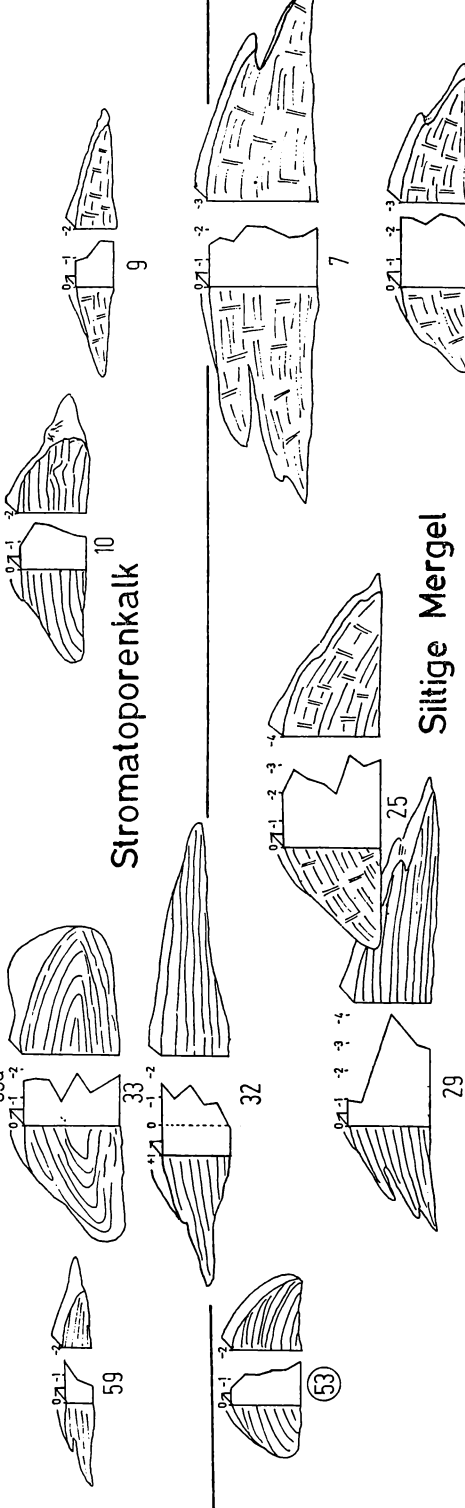
Die Schwankungen der Isotopen-Zusammensetzungen in den Coenosteen und Corallien könnten auf wechselhafte Nahrungsströme hindeuten. Jahreszeitliche Rhythmen sind damit nicht angezeigt, da die Proben-Entnahmepunkte zu weit auseinander liegen (5–6 mm). Wahrscheinlich handelt es sich um langfristige Verschiebungen von Strömungsbahnen am Riff, vielleicht auch um veränderte Energieflüsse wegen schneller wachsender Nahrungskonkurrenten. Letzteres käme in ungleichen Tendenzen von Isotopen-Häufigkeiten in den Skelettkarbonaten einzelner Riffbildner zum Ausdruck; relativ „schwerer“ Kohlenstoff wurde ebenso gut in früheren wie in späten Wachstadien eingebaut (Abb. 6).

Subsenselandia - Bänke

(S)



Stromatoporenkalk



Siltige Mergel

(53)

Abbildung 6. Isotopen-Verteilungen in Skelettkarbonaten von Tabulaten (schichtige Signatur mit radialen Elementen) und Stromatoporen (lagige Signatur); Steinbruch am Leienberg bei Bilstein.

Diagenetische Vorgänge, wie z. B. die Sammelkristallisationen, haben die ursprünglichen Isotopen-Zusammensetzungen kaum überprägt; denn es sind keine Angleichungen von Meßwerten zwischen älteren und jüngeren Bereichen einer untersuchten Kolonie erkannt worden. Ähnliche Verteilungen zeigten sich übrigens auch dann, wenn Proben aus einer Wuchsebene vorlagen (Abb. 6, Proben 33, 36, 39).

Skelett-Karbonate von Tabulaten erwiesen sich durchweg als „leichter“ im Vergleich zu denen von Stromatoporen. Die Korallen besetzten vornehmlich Außenbereiche am Biostrom (Abb. 6); dort können ihre Isotopen-Zusammensetzungen denen von Stromatoporen weitgehend entsprechen. Offenbar hat dies positionsbedingte Gründe.

Im allgemeinen gilt, daß Stromatoporen aus den Randzonen des Biostroms „leichtere“ Karbonate als im Innenbereich aufweisen. Von Interesse ist dabei, wie sich die Isotopen-Verteilungen in einigen Coenosteen mit dem Höhenwuchs geändert haben. Während nämlich die Skelett-Karbonate aus der „Blockriffzone“ ziemlich gleichbleibende Zusammensetzungen beibehielten (vgl. Proben 10, 11, 32), begann die Karbonat-Ausscheidung bei der im Profil zuunterst gefundenen Stromatopore (Probe 29) mit „leichtem“ Kohlenstoff ( $\delta C^{13} - 3 \text{ ‰}$  bis  $-4 \text{ ‰}$ ). Erst allmählich haben sich beim Aufbau dieses Coenosteums — wie das Detailprofil zeigt — „Normalverteilungen“ eingestellt. Bemerkenswerterweise hat die im Steinbruch darüber gewonnene Probe (32) die vergleichsweise „schwersten“ Karbonate von allen ergeben. Weiter oben kommt dann im Skelettkarbonat einer anderen Stromatopore (Probe 35a) die umgekehrte Tendenz zum Ausdruck. Statt Verteilungen, die fast dem PDB-Standard entsprechen, ergaben sich Werte aus erstaunlich negativen Bereichen.

Möglicherweise hat sich beim Wachsen der Stromatoporen im oberen Abschnitt des Biostroms die Zufuhr phytogenen Kohlenstoffs verstärkt. Das kommt auch in einer erhöhten Schüttung und Verlagerung von Sanden und Schluffen zum Ausdruck, die — wie gesagt — das allmähliche Ausklingen der Stromatoporen-Coenose zur Folge hatten. Tabulate (Proben 36, 37, 39) konnten sich offenbar solchen Milieu-Veränderungen besser anpassen.

Die im Steinbruch von Bilstein reflektierte generelle Faziesentwicklung ist also ein Ergebnis paläogeographischer Veränderungen. Das wird in der summarischen Verteilungskurve der Kohlenstoff-Isotopen deutlich (Abb. 7). Die allgemeine Tendenz offenbart sich selbst in den Kleinbereichen, wie Probeserien aus Corallien und Coenosteen belegen.

## 6. Diskussion und Folgerungen

Aus den Befunden geht hervor, daß geologische Vorgänge, wie etwa das Aufkommen und Vergehen eines Biostroms durch Kohlenstoff-Isotope zu kennzeichnen sind. Man kann dabei geradezu Faziesbereiche abstecken. Wenngleich sich die Abgrenzungen auch paläoökologisch und sedimentologisch treffen lassen, geben die Isotopen-Verteilungen wertvolle zusätzliche Informationen über die ehemaligen Milieuverhältnisse.

Für die Ausdeutung der Analysen sind jedoch vier wichtige Umstände in Betracht zu ziehen, weil sie auf die Karbonat-Zusammensetzungen direkten Einfluß haben.

(1.) Meßbefunde sind relativ einfach zu interpretieren, wenn die Karbonate aus einer Riff-biozönose stammen, die in einem Wasserbereich gleichbleibender Zusammensetzung lebte. In diesem Fall, wo also Stoffzufuhr aus anderen Bereichen unterdrückt war, konnte sich eine stabile Nahrungskette aufbauen. Dabei dokumentieren sich unterschiedliche Metabolismen in den Skelettkarbonaten. Verschiedene Populationen, deren fossilisierbare Reste an der Lithogenese beteiligt sind, können im Kalkstein durch leicht unterschiedliche Isotopenverteilungen markiert sein.

In dem Biostrom sind solche Effekte zu erkennen. Das zeigt vor allem die Gegenüberstellung von  $\delta C^{13}$ -Werten bei Stromatoporen und Tabulaten.

(2.) Die Wassermassen auf dem Schelf sind wegen der Temperaturwechsel, Meeresströmungen oder Gezeiten in ständiger Bewegung und Umschichtung. Besonders wichtig ist für die

Karbonatbildung das Ausmaß litoraler Strömungen und fluviatiler Zuflüsse. Diese können nämlich erhebliche Mengen an „leichtem“ Kohlenstoff (phytogene Fraktionierung) ins Ökosystem einführen. Das Phytoplankton baut dann verstärkt  $C^{12}$  in Kohlehydrate ein, was bei den Konsumenten entsprechende Anreicherungen ergibt. Skelett-Karbonate von Filterorganismen (Coelenteraten, Tentaculaten etc.) werden dadurch also „leichter“.

Weil mit zunehmender Entfernung von der Küste festländische Einflüsse abnehmen, erlaubt die Isotopen-Verteilung paläogeographische Folgerungen. Solche Einwirkungen werden deutlich, wenn man die Mittelwerte der Messungen im Vertikalprofil miteinander vergleicht (Abb. 7). Die relative Anreicherung von  $C^{12}$  in den Karbonaten der unteren Profilabschnitte (Sandsteine) läßt den Schluß auf Strandnähe zu, während der verstärkte  $C^{13}$ -Einbau in den siltigen Mergeln und Stromatoporenkalken veränderte Bathymetrien und landwärtige Verschiebungen der Küstenlinien nahelegt.

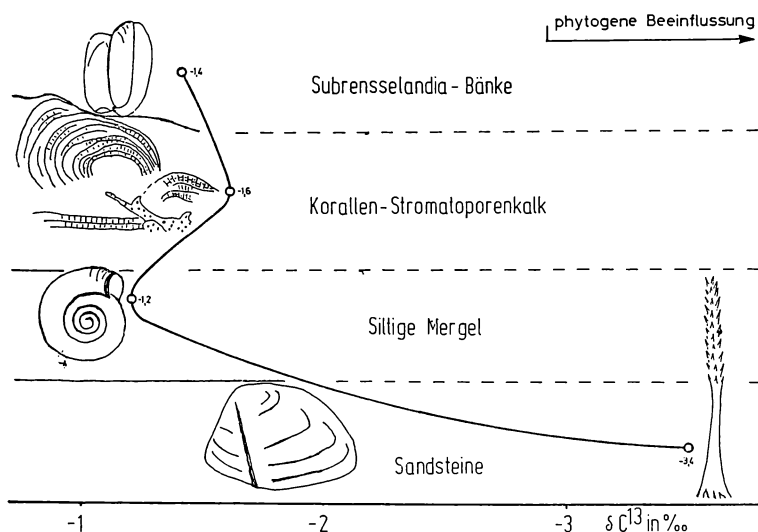


Abbildung 7. Isotopen-Verteilungen (Mittelwerte) in vier Faziesbereichen (Steinbruch am Leienberg Bilstein).

(3.) Die Magnesium-Gehalte sind in den Proben am größten, in denen die Karbonate am meisten  $C^{13}$  enthalten. Bei der frühdiagenetischen Bildung von Mg-Kalzit ist aber wahrscheinlich nicht bevorzugt „schwerer“ Kohlenstoff fixiert worden, sondern  $C^{12}$  wurde in stärkerem Maße als Kalziumkarbonat abgeführt. Es handelt sich also eher um eine selektive Anreicherung von  $C^{13}$ . Wahrscheinlich stammt das Magnesium aus dem Meerwasser, aus dem es z. T. über biologische Prozesse (benthonische Kalkalgen) dem Sediment zugeführt wurde. Bei der Dolomitisierung werden die Isotopen-Verhältnisse offenbar verschoben (BAUSCH & HOEFS 1972). Jedoch können solche Vorgänge höchstens bei den siltigen Mergeln erwogen werden.

(4.) In oberflächennahen Gesteinen bewirken vadose Wässer Veränderungen von Isotopen-Zusammensetzungen. Diese lösen mit ihrer Kohlensäure („leichtes“ atmosphärisches und biogenes  $CO_2$ ) das Karbonat-Gestein an und setzen in Spalten, Klüften und Porenräumen wieder  $CaCO_3$  ab. Folglich ergibt sich daraus eine Isotopen-Verschiebung in mehr negative Bereiche (BAUSCH & HOEFS 1972).



Das Ausmaß derartiger Einwirkungen ist nur über den Vergleich mit Tiefbohrkernen aus dem gleichen Horizont abzuschätzen. Bei unseren Steinbruchproben spielt das auf jeden Fall eine Rolle. Weil solche Überprägungen gleichmäßig vonstatten gingen, wird das Gesamtbild der Isotopen-Verteilung jedoch nur um einen gewissen Faktor verschoben.

Solche Vorgänge können über Formationen wirksam sein. HUDSON (1975) hat auf die Problematik hingewiesen, die Meßwerte von Gesamtgesteins-Analysen mit sich bringen. Das gilt bei biogenen Gerüstkalen in besonderem Maße, da ja die Hohlräume zwischen den Riffbildnern noch während der Diagenese von karbonathaltigen Wässern verschiedenster Herkunftsgebiete durchströmt werden. Auf den Bermudas hat die Zementation oberflächennah exponierter, mariner Kalksteine im Pleistozän zu einer starken Verschiebung der Isotopen-Verhältnisse in den negativen Bereich geführt. Auch die bei Drucklösungen (Stylolithbildung) freiwerdenden Bikarbonate können anderswo den Gesteinsporenraum versiegeln und falsche Deutungen der Isotopen-Meßwerte veranlassen.

An Gesteinsproben sind derartige Veränderungen im einzelnen schwer abzuschätzen. Die Größenordnungen können indessen erfaßt werden, wenn — wie in unserem Falle — sessiles Benthos vom ursprünglichen Siedlungsort (Tabulate und Stromatoporen) untersucht und verglichen wird.

**F o l g e r u n g :** Aus diesen Überlegungen ergibt sich für die paläogeographische und paläoökologische Entwicklung während der Sedimentation der mitteldevonischen Mühlenberg-Schichten im Stülztal ein gerichteter Ablauf.

Zunächst wurden im strandnahen Bereich Sandsteine akkumuliert. Dann erfolgte die Ablagerung siltiger Mergel im tieferen Wasser, in dem sich wegen abgeschwächter klastischer Sedimentzufuhr ein kleines Biostrom aufbauen konnte. Riffbilder, wie Stromatoporen und Korallen, nahmen darin bestimmte ökologische Plätze ein. Ihre unterschiedliche Position am Nahrungsstrom kann man aus den Isotopenverteilungen in Coenosteolen und Corallien erkennen.

Starke Umlagerungen von Sanden und Schluffen haben schließlich zum Absterben des Riffes geführt. Offenbar konnten die Coelenteraten die verstärkte Sedimentation klastischer Gesteine nicht mehr durch den Höhenwuchs kompensieren. Sie wurden eingeschichtet und von Brachiopoden übersiedelt. Aus den Isotopenwerten vereinzelter Tabulaten-Stöcke geht indessen hervor, daß vollmarine Umweltsverhältnisse bei Bildung der *Subrensselandia*-Bänke bestehen blieben.

## Literatur

- BAUSCH, W. & HOEFS, J. (1972): Die Isotopenzusammensetzung von Dolomiten und Kalken aus dem süddeutschen Malm. — *Contr. Mineral. and Petrol.* (Berlin), **37**, 121—130.
- DODD, J. R. & STANTON, R. J. (1975): Paleosalinities within a Pliocene Bay, Kettleman Hills, California. — *GSA, Bulletin*, (Boulder), **86**, 51—64.
- HUDSON, J. D. (1975): Carbon Isotopes and Limestone Cement. — *Geology* (Boulder), **3**, 1, 19—22.
- JUX, U. (1960): Die devonischen Riffe im Rheinischen Schiefergebirge. I u. II. — *N. Jb. Geol. Pal.* (Stuttgart), Abh. **110**, 185—258 und 259—391.
- (1971): Rheinische Magnafazies im devonischen Weltbild. — *Kölner Geogr. Arbeiten* (KAYSER-Festschrift) (Köln), 141—157.
- JUX, U. & MANZE, U. (1974): Milieu-Indikationen im Devon des Bergischen Landes mittels Kohlenstoff-Isotopen. — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.* (Stuttgart), H. **6**, 353—373.
- KEITH, M. & WEBER, J. N. (1964): Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestones and fossils. — *Geochim. et Cosmochim. Acta* (London), **28**, 1787—1816.
- KRÄUSEL, R. & WEYLAND, H. (1938): Pflanzenreste aus dem Devon XI. — Ein neuer Fund von *Duisbergia* KR. & WEYL. im Rheinland. — *Senckenbergiana* (Frankfurt a. M.), **20**, 5, 417—421.
- LECOMTE, M. (1951, 1952): Les Stromatoporoides du Dévonien Moyen et Supérieur du Bassin de Dinant. — *Mém. Musée Royal d'Histoire Naturelle de Belgique* (Bruxelles), **116** u. **117**, 359 S.
- PARK, R. & EPSTEIN, S. (1960): Carbon isotope fractionation during photosynthesis. — *Geochim. et Cosmochim. Acta* (London), **21**, 110—126.

- SCHERER, M. (1974): Submarine Recrystallization of a Coral Skeleton in a Holocene Bahamian Reef. — *Geology (Boulder)*, 2, 10, 499—500.
- SPRIESTERSBACH, J. (1942): Lenneschiefer (Stratigraphie, Fazies und Fauna). — *Abh. pr. geol. Reichsst. Bodenf. (Berlin)*, NF 203, 219 S.
- WINTERFELD, F. (1898): Der Lenneschiefer, Teil I. — *Z. d. geol. Ges. (Berlin)*, 50, 1—53.
- ZELENY, V. (1912): Das Unterdevon im Bensberger Erzdistrikt und seine Beziehung zu den Blei-Zink-Erzgängen. — *Archiv für Lagerstättenforschung (Berlin)*, 7, 102 S.
- ZYGOJANNIS, N. (1967): Diplomkartierung auf MTB-Overath. — *Geol. Inst. Köln (unveröff.)*.

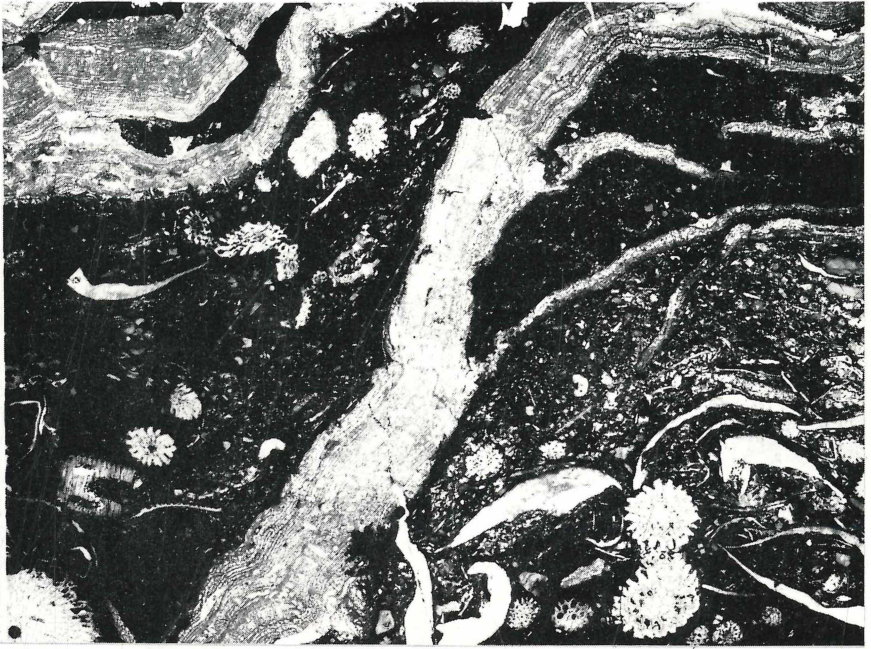
Anschrift der Verfasser: Prof. Dr. Ulrich Jux, Dr. Ulrich Manze, Geologisches Institut der Universität, D-5000 Köln 1, Zülpicher Straße 49.

#### Tafel I

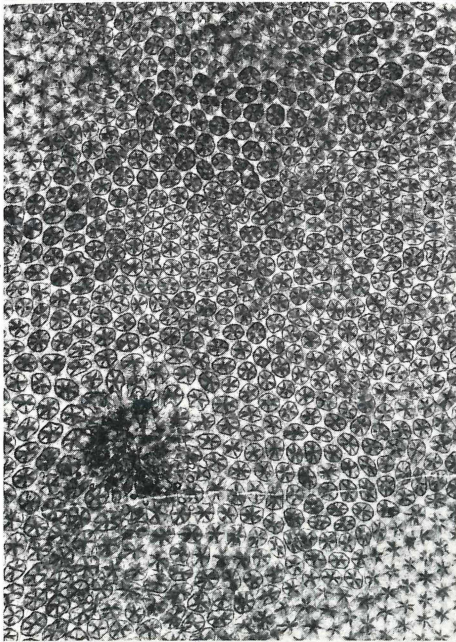
Dünnschliff-Abbildungen von Gesteinsproben aus dem untersuchten Biostrom in den mitteldevonischen Mühlenberg-Schichten vom Leienberg bei Bilstein (Sülztal, Bergisches Land).

Figur 1. Substrat-Verfestigung durch inkrustierende Stromatoporen (*Atelodictyon*). Biogene im Schill sind Korallen (vor allem ästige Tabulate), Brachiopoden und Krinoiden.

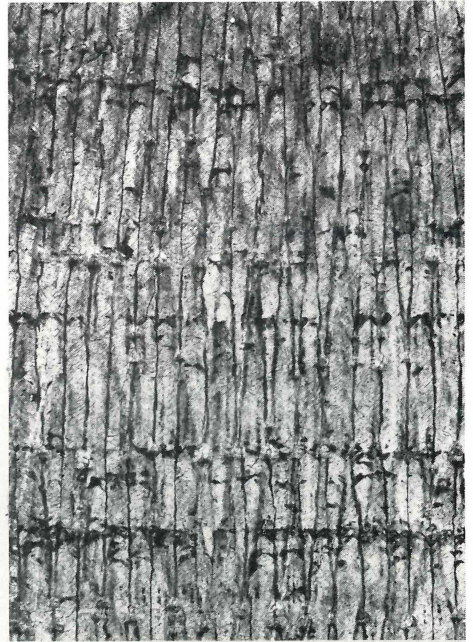
Figur 2. *Pachythea stellimicans* SCHLÜTER aus der südlichen Flanke des Biostroms. Querschnitt (2a) und Längsschnitt (2b) durch ein flachliges Corallum.



1cm 1



1mm 2a



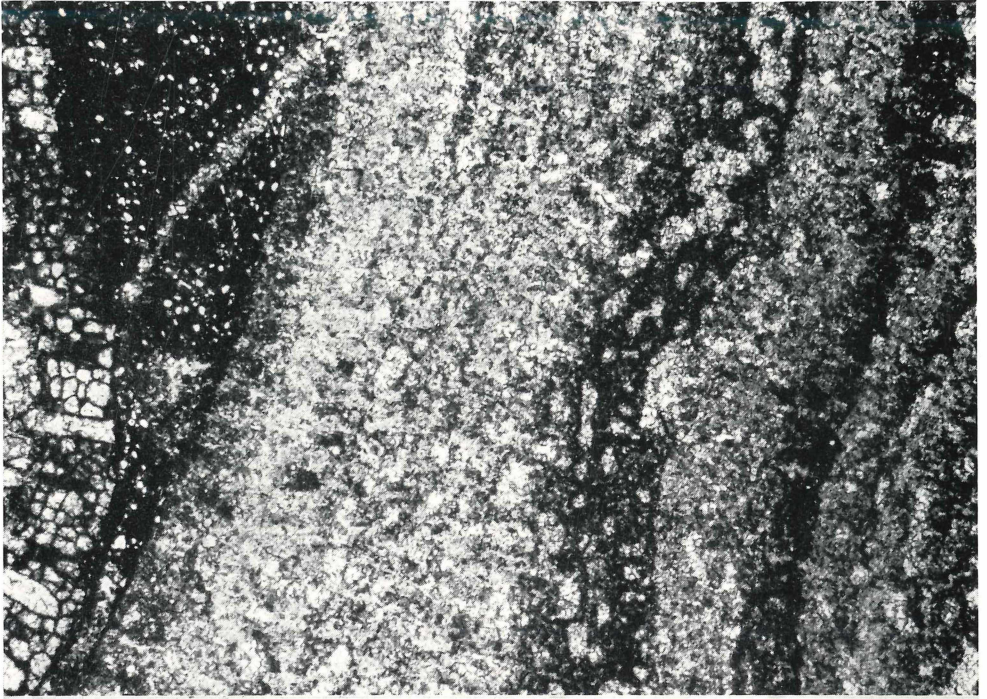
1mm 2b

Tafel II

Dünnschliff-Abbildungen von Gesteinsproben aus dem untersuchten Biostrom in den mitteldevonischen Mühlenberg-Schichten vom Leienberg bei Bilstein (Sülztal, Bergisches Land).

Figur 1. Überkrustungen verschiedener Riffbildner (Bryozoen, Stromatoporen und Kalkalgen). Linsig eingelagert Kalzिसiltit.

Figur 2. *Stromatopora concentrica* GOLDF. Querschnitt durch ein globuläres Coenosteum.



1



2

# ZOBODAT - [www.zobodat.at](http://www.zobodat.at)

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Decheniana](#)

Jahr/Year: 1976

Band/Volume: [129](#)

Autor(en)/Author(s): Jux Ulrich, Manze Ulrich

Artikel/Article: [Milieu-Indikationen aus einem mitteldevonischen biostromalen Riff des Bergischen Landes mittels Kohlenstoffisotopen 245-262](#)