

Die unter-karbonischen Mud Mounds in den Counties Sligo und Leitrim, Nordwest- Irland

DOCUMENTA	NATURAE
Nr.88	1994
TSSN OF	723-8428

Herausgeber: Dr. Hans-Joachim Gregor, Palsweiserstr. 5m, D-82140 Olching Dr. Heinz J. Unger, Nuβbaumstraße 13, D-85435 Altenerding

Die Zeitschriftenreihe erscheint in zwangloser Folge mit Themen aus den Gebieten Geologie, Paläontologie, Botanik, Anthropologie, Vor- und Früh- geschichte, Domestikationsforschung, Stratigraphie, Lagerstättenkunde usw.

Die Zeitschriftenreihe ist auch Mitteilungsorgan der Paläobotanisch-Biostratigraphischen Arbeitsgruppe (PBA).

Für die einzelnen Beiträge zeichnen die Autoren verantwortlich, für die Gesamtgestaltung die Herausgeber.

überweisung der Schutzgebühr erbeten auf das Konto 6410317280 bei der Bayerischen Hypotheken- und Wechselbank München (BLZ 700 200 01) -Inh. H.- J. Gregor

Bestellungen bei Buchhandlungen und den Herausgebern.

Copyright: bei Verlag und Autoren

Umschlagbild: H.-J. Gregor und Autor(en)

Documenta naturae	88	S. 1-72	21 Abb.	12 Tab.	15 Taf.	München 1994

Die unter-karbonischen Mud Mounds in den Counties Sligo und Leitrim, Nordwest-Irland. Fazies, Bildungsbedingungen und Diagenese.

von

Klaus Warnke*

als Dissertation eingereicht am 19.05.1994 beim Fachbereich Geowissenschaften der Universität Göttingen

D 7

L

Referent: Professor Dr. D. Meischner Korreferent: Professor Dr. J. Reitner Tag der mündlichen Prüfung: 23.06.1994

*Anschrift des Autors: Institut und Museum für Geologie und Paläontologie, Universität Göttingen, Goldschmidtstr. 3, 37077 Göttingen

Kurzfassung

Die Sligo Syncline in den heutigen Counties Sligo und Leitrim in Nordwest-Irland durchlief während des oberen Visé (Unter-Karbon) einen vollständigen Zyklus aus Transgression und Regression. Auf einem Deltasandstein wurde eine zunächst fossilreiche Abfolge von Kalken und Mergeln abgelagert. Während der Transgression verarmte die Benthosfauna, Kieselschwämme wurden zum dominierenden Faunenelement und bildeten Biostrome und Karbonat-Knollen. Bei ca. 200 m Wassertiefe begann das Wachstum mehrerer Mud Mounds, flacher Linsen aus massigem und undeutlich gebanktem, reinem Kalk. Die Karbonat-Akkumulationsraten in den Mud Mounds waren fünf bis zehnmal höher als die Sedimentationsraten der Beckensedimente, angezeigt durch synsedimentäre Hangneigungen von bis zu 60°. Das Wachstum der Mud Mounds hielt während der Regression an und endete bei einer Wassertiefe von ca. 30 m, als die Mound-Oberfläche die effektive Wellenbasis erreichte.

Die Mud Mounds bestehen aus in situ gebildetem und akkumuliertem peloidalem und mikritischem Karbonat, das sehr viele Relikte von calcifizierten Kieselschwämmen enthält. Das Weichgewebe der Schwämme wurde beim Abbau unter Beteiligung von Mikroben in Peloide, Tuberoide und Mikrit umgesetzt. Die Calcifizierung und die frühe Lösung des Skelett-Opals machten die Schwammstrukturen so undeutlich, daß sie kaum noch zu erkennen sind. Die Kieselschwämme werden als Mound-Bildner angesehen. Mound-Besiedler sind fenestrate Bryozoen und Crinoiden.

Stromatactoide Hohlräume enstanden durch den Zerfall von nicht lithifizierten Kieselschwämmen. Der erste Zement in den Hohlräumen ist ein radiaxial-fibröser Calcit, der bei vollmarinen Bedingungen wenige Zentimeter unterhalb der Sedimentoberfläche gebildet wurde. Spätdiagenetische Zemente sind neben anderen klarer, blockiger Calcit und ein Fe-reicher Satteldolomit.

Unklar bleibt, was der Grund für das Riff-artige Wachstum war. Eine Möglichkeit wäre, daß die Wassertemperatur an Austritten von hydrothermalen Lösungen, die an synsedimentären Verwerfungen aufgestiegen sind, lokal erhöht war und so die verstärkte Karbonatproduktion und Mound-Bildung auslöste.

Abstract

In the Upper Viséan (Lower Carboniferous) a succesion of limestone and shales was deposited in the Sligo Syncline in the Counties Sligo and Leitrim in northwestern Ireland during a complete cycle of transgression and regression. On top of a deltaic sandstone sedimentation started with highly fossiliferous carbonates. While waterdepth increased the diversity of the benthic fauna decreased. Siliceous sponges became the dominant faunal element, forming biostromes and nodules. When the waterdepth had reached about 200 m, several mud mounds started to grow forming flat, lense-shaped bodies of pure, massive to vaguely bedded limestone. Carbonate accumulation rates within the mounds were about five to ten times higher than off-mound sedimentation rates, indicated by synsdimentary slope inclinations of up to 60°. Growth of mud mounds continued during regression and ceased when their surfaces reached the storm wave base at a waterdepth of about 30 m.

The mud mounds consist mainly of *in situ* produced and accumulated, micritic and peloidal carbonate comprising abundant relicts of calcified siliceous sponges. Carbonate was produced via microbially controlled decomposition of soft sponge tissue forming peloids, tuberoids and micrite. Early dissolution of silica and extensiv carbonate diagenesis obliterated the sponge textures so much, that they are hard to recognize. The siliceous sponges are considered the mound-builders. Mound dwellers are mainly fenestrate bryozoancarbonate was produceds and crinoids.

Stromatactoid cavities, common within the mound limestones, were generated by the collapse of unlithified siliceous sponges. The cavities are filled by a centri-petal succession of carbonate cements, the earliest being a cloudy, radiaxial-fibrous calcite formed under fully marine conditions a few centimetres below the sediment surface. Late stage cements include clear blocky calcite and Ferich saddle dolomite.

The cause for mound formation remains obscure. Thermal seeping along synsedimentary fault systems could have increased watertemperature locally and thus have triggered a rise in carbonate production, that led to the formation of the mounds.

Danksagung

Ich danke Professor Dr. Dieter Meischner für die Vergabe und Betreuung meiner Doktorarbeit.

Wertvolle fachliche Unterstützung erhielt ich von Dr. George Sevastopulo, Trinity College, Dublin, und Dr. Ian Somerville, University College, Dublin.

In besonders "schwammigen" Fragen haben mir Professor Dr. Joachim Reitner und Dipl.-Geol. Fritz Neuweiler, Berlin, sehr weitergeholfen. Dafür herzlichen Dank.

Ich danke meinen Mitstreitern Dr. Hermann Huckriede und Dipl.-Geol. Dieter Wehmeyer sowie Dr. Rüdiger Vollbrecht für viele weiterführende Diskussionen, praktische Hilfestellung und eine gute Arbeitsatmosphäre.

Ulrike Meliß führte Fotoarbeiten für mich aus und half mir bei den chemischen Untersuchungen. Dipl.-Geol. Hartmut Scholz betreute meine Untersuchungen am Rasterelektronen-Mikroskop. Für ihre Hilfsbereitschaft und den freundlichen Umgangston danke ich beiden.

Dr. Ulf Zinkernagel, Bochum, stellte mir während der Katholumineszenz-Untersuchungen eine Übernachtungsmöglichkeit samt Mahlzeiten in seinem Haus zur Verfügung. Dafür und für die freundliche Betreuung meiner Arbeiten in seinem Labor danke ich ihm. Dr. Monika Segl, Bremen, hat dankenswerterweise die Isotopenuntersuchungen an meinen Proben durchgeführt.

Für jede Menge Kaffee und viele nette Unterhaltungen danke ich Karen Wagner, Christiane Weßling, Dirk Stadler und Carsten Pretzer.

Ein besonderer Dank gilt meinem Freund Klaus Rethorn, Grange, Co. Sligo, der mir während der mehrmonatigen Geländeaufenthalte Gastfreundschaft in seinem Haus gewährt hat.

Vor allem bedanke ich mich bei meiner Frau Ingrid, die mich immer liebevoll unterstützt und mir über Krisenzeiten hinweggeholfen hat.

Inhaltsverzeichnis

1. Einführung		3
2. Bearbeitungsgeschichte	4	4
3. Geologie des Arbeitsgebietes	:	5
3.2. Geologischer und naläogeographischer Überblick		5
3.3. Geologie und Beckenentwicklung in der Sligo Syncline		7
3.3.1 Mullaghmore Sandstone		7
3 3 2 Benbulben Shale		7
3.3.3. Glencar Formation	. 12	2
3.3.3.1. Untere Glencar Formation	12	2
3.3.3.2. Obere Glencar Formation	12	2
3.3.4. Dartry Formation	13	3
3.3.5. Glenade Shale	. 13	3
3.4. Schwämme in der Glencar Formation	14	ŧ
3.4.1. Schwammknollen	.14	ł
3.4.2. Gebankte Kalke	.16	5
4. Mud Mounds in der Sligo Syncline	17	/
4.1. Geländebeobachtungen und Geometrie	. 17	4
4.1.1. Gleniff Mud Mound	.1/	
4.1.2. Formoyle Mud Mound	. 20	,
4.1.3. Castlegal Mud Mound	.22	
4.1.4. Crockaulis Muu Moulu	.23	,
4.1.5. Verwerfungen und Lagerstatten in den Mud Modilds	27	7
4.2 Faziesbeschreibung	.28	3
4.2.1. Kernfazies	. 28	3
4.2.1.1. Peloide	28	3
4.2.1.2. Großpeloide	30)
4.2.1.3. Mikrit	31	l
4.2.1.4. Mikritische Rinden	31	l
4.2.1.5. Fauna in massigen und undeutlich gebankten Kalken	.33	5
4.2.1.5.1. Mound-Bildner	33	5
4.2.1.5.2. Mound-Besiedler		5
4.2.1.6. Hohlräume	36	5
4.2.1.6.1. Stromatactis und stromatactoide Hohlräume	.37	7
4.2.1.6.2. Spathauben im Mikrit	40)
4.2.1.7. Pseudobreccien	4]	
4.2.2. Flankentazies	. 44	2
4.2.3. Oberste Mound-Schichten	44	4
4.2.4. Fazieswechsel	Δ.	1
4.2.4.1. Lateraler Pazieswechsel Beginn des Mound-Wachstums	. 4	*
4.2.4.2. Verlikaler raziesweelisel, beginn des meunder vaenstamstammenten and	Δ.	6
4.3.1 Mikritdiagenese	4	6
4.3.2 Hohlraumzemente	4	6
4 3 3 Diagenese von SiO2	.5	0
4.3.4 Dolomitisierung und Dedolomitisierung.	5	1
4.3.5. Einsturzgefüge und Drucklösung	. 5	2

4.4. Geochemie	
4.4.1. Karbonatgehalte und nicht-karbonatische Substanz	
4.4.2. Fe und Mn im Karbonat	
4.4.3. Stabile Isotope	56
5. Interpretation	
5.1. Wachstum der Mud Mounds	
5.2. Bathymetrie der Mud Mounds	
5.3. Die Rolle von Kieselschwämmen und Mikroben	
5.4. Mud Mounds im Zusammenhang der Beckenentwicklung	
5.5. Warum bildeten sich Mud Mounds?	
5.6. Vergleich mit anderen paläozoischen Carbonate Buildups	59
6. Zusammenfassung	60
7. Literaturverzeichnis	

Anhang

8. Methoden	67
8.1. Geländearbeiten	67
8.2. Probenbearbeitung	67
8.2.1. Dünnschliffe	67
8.2.2. Kathodolumineszenz-Mikroskopie	68
8.2.3. Rasterelektronen-Mikroskopie.	
8.2.4. Geochemische Untersuchungen	68
8.2.4.1. Karbonatbestimmung nach SCHEIBLER.	
8.2.4.2. Atom-Absorptions-Spektrometrie	68
8.2.4.3. Stabile Isotope	69

-Tabellen 4-12 -Tafeln 1-15

1. Einführung

Nach dem Aussterben echter Riffbildner im Oberdevon gab es während des gesamten Unter-Karbon bis auf wenige Ausnahmen praktisch keine von skeletttragenden Organismen wie Korallen, Kalkalgen oder Stromatoporen gebildete Riffe. Dagegen findet man in unter-karbonischen Schichten des tieferen Schelfes weltweit Mud Mounds, Riff-artige Körper von wenigen Metern bis mehreren Kilometern Durchmesser aus reinem, mikritischem Karbonat, die nur einen geringen Prozentsatz an gerüstbildenden Makroorganismen enthalten, aber ein deutliches, synsedimentäres Relief gebildet haben. Ihre Hauptverbreitung haben die Mud Mounds in der Waulsortian Fazies im Tournais und untersten Visé (Courceyan und Chadian der englischen Kohlenkalkstratigraphie), wo sie z.B. am Rand des unter-karbonischen Kohlenkalkschelfs in Süd- und Mittel-Irland Komplexe von einigen hundert Quadratkilometern Verbreitung mit einer Gesamtmächtigkeit von mehreren hundert Metern bilden (LEES, 1961; SEVASTOPULO, 1982).

Unklar sind bis heute die Mechanismen, die zur Bildung und Anhäufung der riesigen Mengen von feinstem Karbonat-Schlamm geführt haben. Man findet zwei Hauptrichtungen der Deutung:

- 1) Akkumulation von detritischem Karbonat durch baffling und binding, z.B. durch Crinoiden und Bryozoen (WILSON, 1975; DRONOV, 1993) oder Algen und Cyanophyceen (PRATT, 1982).
- 2) in situ Produktion und Deposition von Karbonat, z.B. durch die Aktivität von Mikroorganismen (LEES & MILLER, 1985; BRIDGES & CHAPMAN, 1988, PICKARD, 1992).

Die Mud Mounds der Sligo Syncline im Nordwesten Irlands sind jünger als die klassische Waulsortian Fazies. Ihr Wachstum begann im mittleren oberen Visé, dem Asbian (Tab. 1). Die hervorragenden Aufschlußverhältnisse in Mound- und Becken-Fazies, die geringe diagenetische Überprägung der Gesteine und die einfache, tektonische Lagerung bieten die Chance, sowohl die Mud Mounds speziell als auch ihre Rolle innerhalb der Beckenentwicklung zu erforschen.

Die vielen lithologischen und faunistischen Gemeinsamkeiten und Ähnlichkeiten der Mud Mounds und der Beckensedimente mit der Waulsortian Fazies könnten Hinweise auf ähnliche oder gleiche Umstände und Mechanismen der Mound-Bildung sein. Das Vorkommen von Carbonate Buildups in der gesamten post-Waulsortian Zeit des Unter-Karbon läßt vermuten, daß es eine kontinuierliche Entwicklung der buildups im Unter-Karbon gegeben hat (SOMERVILLE et al., 1992).

Die unter-karbonische Schichtenfolge in den Counties Sligo und Leitrim wurde in mehreren Diplom-Arbeiten unter der Leitung von Prof. Meischner von Studenten der Universität Göttingen, unter anderem auch von mir, kartiert. Sedimentologische und paläoökologische Kriterien wurden ausgewertet, um die Beckenentwicklung zu charakterisieren und bathymetrisch zu deuten. Die Mud Mounds selbst wurden in diesen Arbeiten nur grob beschrieben, und ihre Grenzen gegen das umliegende Gestein auskartiert. Die vorliegende Arbeit geht detailliert auf die Mud Mounds ein. Sie umfaßt die Beschreibung der Mud Mounds, ihres Aufbaus und der Sedimentstrukturen sowie vertikaler und lateraler Fazieswechsel und petrographische und paläoökologische Untersuchungen des Gesteins und der darin enthaltenen Fauna. Geochemische Analysen, Spurenelemente und Isotope sollen Aufschlüsse über das Bildungsmilieu liefern. Anhand der häufig vorkommenden, gut ausgebildeten Hohlraumzemente wurde die diagenetische Entwicklung der Mound-Karbonate rekonstruiert. Die Mud Mounds werden in das in den Diplom-Arbeiten entwickelte bathymetrische Modell des Ablagerungsraumes eingegliedert. Anhand der Fazies-Gliederung in den Mounds werden, unabhängig von der Beckenentwicklung, eigenständige bathymetrische Aussagen gemacht. Besondere Schwerpunkte der Arbeit sind die Suche nach eventuellen Mound-Bildnern und die Frage nach der Herkunft des Mikrites. Handelt es sich um allochthones Material oder um autochthones, an Ort und Stelle gefälltes und abgelagertes Karbonat? Unter welchen speziellen tektonischen und ökologischen Bedingungen sind die Mud Mounds gebildet worden? Grundlage meiner Untersuchungen ist die Arbeit von SCHWARZACHER (1961), der bereits intensive petrographische und statistische Untersuchungen an den Mud Mounds in der Sligo Syncline gemacht hat (siehe Kapitel Bearbeitungsgeschichte).

Die Mud Mounds wurden im Projekt Me 267/35 "Mud Mounds im Kohlenkalk (Unter-Karbon) von Nordwest-Irland, mikrobielle Carbonat-Körper?" untersucht, das im Rahmen des Forschungs-Schwerpunktes "Biogene Sedimentation" der Deutschen Forschungsgemeinschaft vom 01.10.1991 bis zum 30.09.1993 finanziell gefördert wurde.

2. Bearbeitungsgeschichte

Die ersten Beschreibungen der Geologie der Counties Sligo und Leitrim stammen von WYNNE (1864, teste OSWALD, 1955). Er schreibt über die riesigen rugosen Solitärkorallen auf den Schichtflächen der unteren Glencar Formation auf der Lissadell Halbinsel: "...like stumps in a cabbage garden, and one is almost disappointed to find that they cannot pull them up; some of them are from 18 inches to 2 feet long, and 2 or 3 inches in diameter." (OSWALD, 1955: 170). OSWALD (1955) kartierte die Geologie der Counties Sligo und Leitrim nördlich der Ox Mountains und unterteilte die unter-karbonische Schichtenfolge in Formations. Bei ihm erscheint die erste Beschreibung der Mud Mounds, die er als "reef limestones" bezeichnet (S. 177) und zum Teil als "polyzoan reefs" interpretiert (S. 177). Er machte aber auch die Beobachtung: "The reef limestones are locally richly fossiliferous, though in some areas they are apparently barren." (S. 178). SCHWARZACHER (1961) bearbeitete als Erster und bisher Einziger speziell die Mud Mounds, besonders den Slievemore Reef Complex und das Formoyle Reef. Er untersuchte den feinkörnigen Kalkstein petrographisch und führte den Begriff "clotted texture" für peloidale Gefüge ein. Ein Schwerpunkt lag auf der statistischen Aufnahme der Verteilung von fenestraten Bryozoen in den Mounds und deren Auswertung. SCHWARZACHER macht deutlich, daß die Bryozoen keine wichtige Rolle bei der Bildung und Stabilisierung der Mounds gespielt haben. Er beschäftigte sich auch mit der Herkunft des feinkörnigen Kalkes und kommt zu dem Schluß: "From the structures it is obvious that the calcareous mud which builds the reefs originated at their tops." (S. 1503). Er kann aber nicht entscheiden, ob das Karbonat durch organische Aktivität oder durch anorganische Fällung gebildet wurde.

Die unter-karbonische Schichtenfolge im County Sligo wurde von mehreren Bearbeitern, die ich im Folgenden stichpunktartig aufführe, unter unterschiedlichen Gesichtspunkten untersucht:

- SCHWARZACHER (1964 und 1978): Zyklizität und Sedimentologie des Glencar Limestone
- HUBBARD, W.F. & SHERIDAN (1965): Stratigraphie der Lissadell Halbinsel und Korrelation mit der Schichtenfolge der Benbulben Range
- HUBBARD, J.A.E.B. (1966 und 1970): Paläontologie und Biostratonomie in den Schichten der Lissadell Halbinsel
- HIGGS (1984): Palynologische, stratigraphische Untersuchungen

Unter der Leitung von Prof. Dr. Meischner wurden an der Universität Göttingen mehrere, unveröffentlichte Diplom-Kartierungen über das Unter-Karbon auf der Lissadell Halbinsel und den Höhenzügen im Inland der Counties Sligo und Leitrim angefertigt (GROTE, 1982; GRAU & WARNKE, K., 1990; GRÖBLINGHOFF & KALIPPKE, 1990; KAUFMANN & MICHEL, 1991; LOTTERMOSER & WARNKE, I., 1992; HOFMANN & WENDEROTH, 1992). In diesen Arbeiten wurden OSWALDs (1955) stratigraphische Einteilung verfeinert, das Gebiet mit diesen Neueinteilungen kartiert und benachbarte Gebiete miteinander korreliert. Die Fazies wurde beschrieben und interpretiert und die Schichtenfolge anhand paläoökologischer und sedimentologischer Parameter bathymetrisch gedeutet. WALTHER (1983) beschäftigte sich in seiner nur in Auszügen veröffentlichten Dissertation (WALTHER, 1982) mit der Diagenese von ausgewählten Schichten der Lissadell Halbinsel.

3. Geologie des Arbeitsgebietes

3.1. Lage und Geographie

Das Arbeitsgebiet befindet sich in den Counties Sligo und Leitrim, im Nordwesten der Republic of Ireland (Abb. 1). Ca. 10 km nördlich der Stadt Sligo erheben sich die Höhenzüge von Castlegal-Crockauns und Benbulben Range mit Höhen zwischen 400 und 600 m unmittelbar aus der westlich vorgelagerten Küstenebene. Sie werden von einem Ost-West-streichenden, eiszeitlich gebildeten Tal, dem Glencar Valley getrennt und bilden großflächige Hochebenen, die überwiegend mit Torfmoor bedeckt sind und zu den Tälern steile, teilweise senkrechte und überhängende Aufschlußwände besitzen. Unterhalb der Wände schließt sich ein ca. 45° steiler, gras-bewachsener Schutthang an, auf dem sich einige zusammenhängend gerutschte Schollen befinden. Die Mud Mounds bilden auf den Hochebenen ein buckeliges Relief.

3.2. Geologischer und paläogeographischer Überblick

Im Unter-Karbon wurden in Irland weiträumig und mit großer Mächtigkeit Sedimente des Kohlenkalkschelfs abgelagert (Abb. 2). Nur im äußersten Südwesten Irlands, im Munster Basin, findet man unter-karbonische Sedimente in Kulm-Fazies. Der irische Teil des Kohlenkalkschelfs lag während des Unterkarbons in unmittelbarer Nähe des Äquators (LEEDER, 1987; SCOTESE & McKERROW, 1990). In dem warmen Schelfmeer wurden vorwiegend karbonatische Sedimente und siliziklastische, vom nahen Festland stammende Sedimente abgelagert. Der Kohlenkalkschelf war aber kein einheitlicher Ablagerungsraum mit flachem Wasser, sondern in meist NE-SW streichende, flache Tröge differenziert (Abb. 2; GEORGE, 1958). Im Dublin Basin zum Beispiel, das im zentralen Teil des irischen Kohlenkalkschelfs liegt, wurden neben Plattformkarbonaten Beckensedimente, unter anderem auch Turbidite, abgelagert (BICHOEL, 1982).

Während der Transgression im Tournais und unteren Visé (Courcean und Chadian der britischen Kohlenkalkstratigraphie) wurden in Südwest- und Zentral-Irland Sedimente und Mud Mounds der Waulsortian Fazies mit Mächtigkeiten bis zu 1200 m abgelagert (SEVASTOPULO, 1982). Die Transgression erreichte im mittleren Visé den nordwestlichen, festlandnahen Teil des Kohlenkalkschelfs (GEORGE et al., 1976).

Der North-West Irish Trough bildete den nördlichen Teil des irischen Kohlenkalkschelfs, der an das kaledonische Festland mit NE-SW-streichender Küstenlinie angrenzte (Abb. 2). Die metamorphen Gesteine der Ox Mountains am südöstlichen Rand des North-West Irish Trough bildeten im Unterkarbon eine Schwelle, wahrscheinlich sogar eine Insel. Während des Unter-Karbons wurden im North-West Irish Trough in mehreren kleineren Becken gleichzeitig mehrere hundert Meter mächtige Abfolgen von siliziklastischen und karbonatischen Sedimenten abgelagert. Die Differenzierung in kleinere Becken oder Sub-Basins ist vermutlich eine Folge der zu der Zeit herrschenden Extensionstektonik, die, wie in Nord-England, zur Bildung von Halbgräben und Blöcken mit unterschiedlichen Susidenzraten führte (BOTT, 1987). Während der varizischen Orogenese wurden diese weit vom Zentrum der Hauptfaltung entfernten Sedimente zu sanften Synklinen gefaltet (Abb. 1; GILL, 1962).

Die Sligo Syncline liegt am südlichen Rand des North-West Irish Trough, unmittelbar nördlich vom östlichen Ausläufer der Ox Mountains (Abb. 1). Die unter-karbonischen Sedimente fallen sehr flach (2 bis 8°) nach Osten bis Südosten ein. Das einfache tektonische Bild wird nur von wenigen Verwerfungen mit meist geringen Versatzbeträgen kompliziert (Abb. 3; OSWALD, 1955; LOTTERMOSER & WARNKE, 1992). Die Sligo Syncline grenzt im Norden an die Donegal Syncline, die dem kaledonischen Festland vorgelagert ist und aus überwiegend siliziklastischen Sedimenten besteht (GEORGE & OSWALD, 1957). Da die jeweiligen Synclines bereits vor der Faltung wahrscheinlich eigenständige Sedimentationsräume darstellten (s.o.), ist es angebracht, von



Abb. 1: Regionale Gelogie von Nordwest-Irland mit Synclines aus karbonischen Sedimenten. Verändert nach GEORGE & OSWALD (1957).



Abb. 2: Paläogeographie von Irland während des Asbian. (verändert nach ANDERTON et al. 1979)



shelf limestones



argillaceous limestones



basinal mudstones



mud mounds

Sub-Basins, also auch vom Sligo Basin zu sprechen. Im Folgenden werde ich den Begriff Sligo Syncline synonym zu Sligo Basin verwenden.

3.3. Geologie und Beckenentwicklung in der Sligo Syncline

Die Sligo Syncline durchlief im Holkerian und Asbian eine einphasige Beckenentwicklung aus Transgression und Regression, während der überwiegend Karbonate sedimentierten (Abb. 5). Über einem Deltasandstein wurde eine ca. 450 m mächtige Wechselfolge aus Kalken und Mergeln abgelagert, die heute die Aufschlüsse auf der Lissadell Halbinsel sowie die Höhenzüge Benbulben Range und Castlegal-Crockauns bildet. In der gesamten Abfolge gibt es keine Leithorizonte, da die Fauna aus fazies-abhängigen Arten besteht. Viele Bänke sind lateral unbeständig, dadurch wird die Korrelation benachbarter Gebiete unsicher. Die Abfolge als solche kann aber mit ähnlichen Mächtigkeiten der Member überall im Arbeitsgebiet wiedergefunden werden.

3.3.1. Mullaghmore Sandstone

Die Basis der untersuchten Abfolge bildet der Mullaghmore Sandstone, ein ca. 120 m mächtiges Paket von Deltasedimenten aus fossilarmen Ton-, Silt-, Feinsand- und Sandsteinen, in die marine, teilweise oolithische Karbonate eingeschaltet sind. Die Karbonate deuten auf eine Ablagerung im Intertidal bis flachem Subtidal hin. Das Delta ist vom kaledonischen Festland her nach Süden und Südwesten vorgeschüttet worden und erstreckte sich mindestens bis zu den Ox Mountains. Gleichzeitig mit dem Mullaghmore Sandstone wurden auch in der Donegal Syncline Deltasedimente, der Kildoney Sandstone, abgelagert (GEORGE & OSWALD, 1957).

Nach Ablagerung des Mullaghmore Sandstones entwickelten sich in Donegal Syncline und Sligo Syncline unterschiedliche Ablagerungsbedingungen. Während in der Donegal Syncline die Sedimentation mit dem Kildoney Sandstone endete, wurden in der Sligo Syncline vollmarine Sedimente mit zunehmender Bedeutung von Karbonaten abgelagert. Diese unterschiedliche Entwicklung führe ich auf unterschiedliche Subsidenzraten der beiden Ablagerungsräume nach Ablagerung des Deltas zurück. Die Ursache für unterschiedliche Subsidenz ist die Extensionstektonik mit Blockfaulting. Die Störungen, die den Block der Sligo Syncline begrenzten, waren im Norden vermutlich die Ballyshannon Fault (GEORGE & OSWALD, 1957) und im Süden die Fair Head -Clew Bay Line, die unmittelbar nördlich entlang der Ox Mountains verläuft (MAX & RIDDIHOUGH, 1975).

3.3.2. Benbulben Shale

Der Benbulben Shale, der überwiegend aus tonig-siltigen, mergeligen Sedimenten mit zwischengeschalteten, dünnen Karbonat-bänken besteht, enthält eine arten- und individuenreiche, voll-marine, benthonische Fauna vor allem aus fenestraten und trepostomaten Bryozoen, Crinoiden, spiriferiden und strophomeniden Brachiopoden, Trilobiten und kleinen, rugosen Solitärkorallen. Im obersten Teil des Benbulben Shale treten rugose Korallen mit großen Caniniiden und Lithostrotion auf.

Während der Ablagerung des Benbulben Shale nahm die Wassertiefe kontinuierlich zu, der Meeresboden gelangte unter die Normal-wellen-, blieb aber deutlich oberhalb der Sturmwellenbasis. Tempestite sind sehr häufig. Eine diverse Foraminiferenfauna aus vielkammerigen, benthischen Arten zeigt ein gut durchlüftetes, hochenergetisches Milieu (FEWTRELL et al., 1989) an.

Die Wassertiefen lagen vermutlich zwischen 10 m am Beginn und 30 bis 50 m am Ende des Benbulben Shale.

Great Britain & Ireland			Ireland	Benbulben Range		
Biostratigraphy		Stages	Lithostratigraphy			
Conodonts	spore Conodonts biozones corals		(Major cycles)	Formation	Member	
	NM			Glenade Sandstone		
			Asbian (5)	Glenade Shale		
	TC			. Dartry	Slievemore	
Gnathodus bilineatus		Dı			Annaghreaworh	
				upper Glencar iower	Cloyragh	
					Barnarobin	
					Gleniff	
					Benwiskin	
					Pollgorm	
Lochriea commutata	ts ^S 2	Holkerian	Benbulben Shale			
		s ₂	(4)	Mullaghmore Sandstone		
	Pu C ₁ S ₂ Arundian (3)		Arundian (3)	Ballyshannon Group		

= Mud Mound

Tab. 1: Stratigraphie

Zusammengestellt aus: GEORGE et al. (1976), HIGGS (1984), VARKER & SEVASTOPULO (1985), GRAU & WARNKE (1990), KAUFMANN & MICHEL (1991).



Abb. 3: Geologische Karte des Arbeitsgebietes (zusammengestellt aus GRAU & WARNKE, 1990; KAUFMANN & MICHEL, 1991; LOTTERMOSER & WARNKE, 1992)



Abb. 4: Lokalitäten und Lokalnamen im Arbeitsgebiet



Abb. 5: Oszillogramm mit bathymetrischer Entwicklung der Sligo Syncline unter Annahme eines konstanten Meeresspiegels. Die Subsidenz wird am Ende der oberen Glencar Formation geringer und hört in der Dartry Formation ganz auf. Wassertiefe + Sedimentmächtigkeit = Tiefenlage des Untergrundes (Oberfläche des Mullaghmore Sandstone).

Die Oberlläche des Mud Mounds entwickelt sich deutlich anders als der Meeresboden außerhalb des Mud Mounds.

- = massige Kemfazies Akkumulationsrate im Mound 5 bis 10 mal höher als außerhalb.
 = gebankte Mound-Kalke die Akkumulationsrate wird geringer, bleibt aber höher als außerhalb des Mounds.
 = Ende des Mound-Wachstums. Auf dem Mound werden Crinoidenkalke und Gesteine in der Fazies des Slievemore Member abgelagert.
 = Sedimente in der Fazies des Glenade Shale findet man auf den Mounds nicht.

3.3.3. Glencar Formation

3.3.3.1. Untere Glencar Formation

In der unteren Glencar Formation nimmt die Häufigkeit von Tempestiten kontinuierlich ab. Die benthonische Fauna ist ähnlich zusammengesetzt, aber noch artenreicher als im Benbulben Shale. Massenvorkommen von caniniiden Korallen, *Lithostrotion*-Stöcken und -dickichten und Schalenpflaster großer Strophomeniden sind die auffälligsten faunistischen Merkmale der unteren Glencar Formation. Die ästigen, fasciculaten *Lithostrotion*-Stöcke liegen zu ca. 50 % um 180° gedreht im Sediment, ohne daß Spuren der Zerstörung zu erkennen sind (Taf. 1, Fig. 2). Ich nehme an, daß die ästigen Kolonien bis auf die Spitzen im feinkörnigen Sediment steckten und bei heftigen Sturmereignissen in einer dichten Suspension flotierten und schließlich in einer mechanisch stabilen Lage wieder eingebettet wurden.

In der unteren Glencar Formation nahm die Wassertiefe weiter zu. Der Meeresboden sank gegen Ende des Gleniff Members unter die Sturmwellenbasis. Er lag am Beginn der unteren Glencar Formation zwischen 30 und 50 m, am Ende ziwschen 80 und 100 m Wassertiefe.

3.3.3.2. Obere Glencar Formation

In der oberen Glencar Formation erreicht die Wassertiefe ihr Maximum. An der Grenze zwischen unterer und oberer Glencar Formation geht der Arten- und Individuenreichtum der benthischen Fauna drastisch zurück. Caniniide Korallen, *Lithostrotion* und strophomenide Brachiopoden kommen nicht mehr vor. Foraminiferen sind selten, es handelt sich ausschließlich um primitive, einkammerige Formen wie *Archaesphaera*. Neben fenestraten Bryozoen und Crinoiden werden Schwämme zum dominierenden Faunenelement (siehe Kapitel: Schwämme). Tempestite kommen praktisch nicht mehr vor. Insgesamt nimmt der Anteil an Kalkbänken deutlich ab, der an lagigen Mergeln deutlich zu. Die meist mikritischen Kalke sind, abgesehen von den Schwämmen, arm an Makro- und Mikrofossilien. Das Verschwinden der Tempestite und das Vorkommen von einkammerigen Foraminiferen deuten auf ein ruhiges Ablagerungsmilieu unterhalb der Sturmwellenbasis hin (FEWTRELL et al., 1989).

Für die dramatische Verarmung der Fauna sehe ich zwei mögliche Erklärungen:

- 1) Der Meeresboden gelangte durch fortschreitende Subsidenz in die aphotische Zone, dem Lichtabhängigen Benthos wurde die Lebensgrundlage entzogen.
- 2) Die zunehmende Vertiefung des Beckens geht mit der Bildung einer über lange Zeit stabilen Wasserschichtung einher. Die untere Schicht verarmte an Sauerstoff.

Ein Großteil der Benthosfauna konnte unter diesen Bedingungen nicht leben. Neue Faunenassoziationen traten auf, so zum Beispiel die Favositide *Emmonsia parasitica*, deren 1 bis 5 cm großen, kugeligen Kolonien die aufrecht stehenden Stiele von Crinoiden einige Zentimeter oberhalb der Sedimentoberfläche umwachsen haben.

In der Mitte der oberen Glencar Formation setzte das Wachstum von Mud Mounds ein. Der laterale Einfluß der Mud Mounds auf die Beckensedimentation war in der oberen Glencar Formation gering.

Die Wassertiefe betrug am Beginn der oberen Glencar Formation 80 bis 100 m, am Ende ca. 200 m.

3.3.4. Dartry Formation

Mit der Dartry Formation begann der regressive Teil der Beckenentwicklung. Die Sedimente sind deutlich kalkiger als in der oberen Glencar Formation. Die Kalke werden immer heller und reiner. Der Einfluß der Mud Mounds auf die Beckensedimentation wurde in der Dartry Formation stärker. Crinoidenkalke aus den Deck- und Flankenschichten der Mounds ziehen sich weit in die Beckenfazies hinein.

Die Dartry Formation enthält bis zu 50 % Chert in Form von Linsen und schichtparallelen und durchschlagenden Bändern. Brecciierte Chertlinsen deuten auf eine frühdiagenetische Chertbildung hin (CAROZZI & GERBER 1978). Das SiO₂ stammt vermutlich aus der frühdiagenetischen Lösung von Kieselschwammskeletten (MEYERS, 1977). Viele Kalkbänke sind dolomitisiert. Ausschließlich in den dolomitisierten Bereichen befinden sich viele Quarzdrusen. In den großen Quarzkristallen, die den Drusenrand besetzen, kann man Einschlüsse von nadeligen Anhydritkristallen entdecken. Die Drusen sind offenbar ehemalige Anhydrit-Knollen, in denen der Anhydrit von Quarz verdrängt wurde. In der unteren Dartry Formation gibt es keine Anzeichen für hyperhaline Bedingungen, in denen sich Evaporite hätten bilden können. Es handelt sich bei den Anhydrit-Knollen vermutlich um frühdiagenetische Bildungen, die aus diagenetischen Porenwässern im noch nicht verfestigten Sediment ausgeschieden wurden (MALIVIA, 1987). Durch den Ersatz von Ca- durch Mg-Ionen bei der Dolomitisierung wurden die Porenwässer um ein Vielfaches der Löslichkeit von Anhydrit an Ca übersättigt. Bei Anwesenheit von Sulfat-Ionen kam es zur Fällung von Anhydrit (MALIVIA, 1987).

Die Benthosfauna ist im unteren Teil des Annaghreaworh Members noch ähnlich zusammengesetzt und artenarm wie in der oberen Glencar Formation. *Emmonsia parasitica* kommt nicht mehr vor. Im oberen Teil des Members wird die Fauna wieder reichhaltiger. In der oberen Dartry Formation, dem Slievemore Member, entspricht die Fauna ungefähr der der unteren Glencar Formation, es treten aber neue Gattungen und Arten auf. Es gibt wieder caniniide Korallen, *Lithostrotion* (andere Arten als in der unteren Glencar Formation mit größeren Coralliten und dickeren Epitheken) und strophomenide Brachiopoden. Die Benthosfauna ist im Slievemore Member schwach zerstört. Ein Großteil der Bänke im Slievemore Member sind Grainstones, die fast ausschließlich aus Crinoidenstielgliedern bestehen. Die Artenvielfalt und die Erhaltung der Benthosfauna in der oberen Dartry Formation deuten auf Ablagerung im flacheren Wasser mit Tiefen zwischen 50 und 10 m hin.

3.3.5. Glenade Shale

Auf der Dartry Formation liegt der ca. 30 m mächtige Glenade Shale, der hauptsächlich aus fossilarmen, laminierten Tonsteinen und wenigen, fossilreichen Mergeln besteht. Die Fauna in den Mergeln besteht aus Goniatiten, Nautiliden, Brachiopoden, Trilobiten und Crinoiden. Der Glenade Shale wird als lagunäres Sediment interpretiert, der Meeresboden lag im Intertidal oder Flachstwasserbereich, das Milieu war hyperhalin. Die fossilreichen Mergel wurden während kurzfristiger mariner Ingressionen abgelagert.

3.4. Schwämme in der Glencar Formation

3.4.1. Schwammknollen

Im Benwiskin Member in der unteren Glencar Formation treten erstmalig vereinzelt Kalkknollen mit einem typischen, inhomogenen Aufbau auf, der sich deutlich vom umgebenden Sediment unterscheidet. Die Knollen sind sphärisch bis subsphärisch und haben Durchmesser von 1 bis 4 cm. Sie sind im Gelände leicht mit den genauso großen und gleich geformten Kolonien von *Emmonsia parasitica* zu verwechseln und kommen unter anderem auch in denselben Horizonten vor. In den Mergeln und mergeligen Kalken des Cloyragh Member (obere Glencar Formation) treten diese Kalkknollen gehäuft auf; einige bestehen aus vollständig oder teilweise erhaltenen, calcitisierten Gerüsten von lithistiden Kieselschwämmen in einer Matrix aus dunkelgrauem Mikrit (Taf. 5, Fig. 1).

Die dunkelgraue bis braune, mikritische Matrix enthält einen hohen Anteil von nadeligen Biogenen aus Pseudosparit mit Längen zwischen 50 und 100 μ m, die teilweise ein kaum erkennbares Netzwerk bilden (Taf. 6, Fig. 2). In vielen Knollen ist das Matrixgefüge völlig aufgelöst in ein Gefüge aus Großpeloiden mit Durchmessern von 600 bis 1000 μ m, hellen und dunklen Mikritklumpen und kleinen und großen, vollständig mit Zementen gefüllten Hohlräumen (Taf. 5, Fig. 2). Das Gefüge aus Mikritklumpen, Großpeloiden und Hohlräumen findet man auch im Hintergrund von gut erhaltenen Schwammskeletten (Taf. 6, Fig. 1).Die Großpeloide sind rund oder unregelmäßig rundlich mit scharfen Außenrändern (Taf. 5, Fig. 4). Sie enthalten manchmal ein Netzwerk aus kleinen Nadeln. Die dunklen Mikritklumpen sind unregelmäßig geformt und haben in vielen Fällen einen scharfen äußeren Rand. Peloide von 20 bis 60 μ m Durchmesser findet man ausschließlich in Hohlräumen.

Häufig findet man ovale und kreisrunde Hohlräume mit mikritischer Hülle, die Durchmesser von 0.5 bis 1 mm haben (Taf. 5, Fig. 2; Taf. 10, Figs. 1, 2, 3). Sie sind meistens mit mikrosparitischem Zement und kleinen Peloiden (20 bis 30 µm) gefüllt. In der Mikrithülle sind meistens einige größere Schwammnadeln zu erkennen, die annähernd konzentrisch um den Hohlraum angeordnet sind (Taf. 6, Fig. 2). Diese Hohlräume sind wahrscheinlich verkalkte Skelettelemente von Schwämmen, eventuell Einströmporen und Kanäle innerhalb des Schwammgewebes (vgl. REITNER, 1992, Taf. 12, Fig. 6).

Die Hohlräume sind in einigen Knollen radialstrahlig angeordnet, in anderen bilden sie ein irreguläres Fenestralgefüge (Taf. 5, Fig. 2). Die Formen variieren von runden Hohlräumen mit Durchmessern von 0,5 bis 5 mm zu länglichen und irregulären, manchmal Stromatactis-ähnlichen Hohlräumen mit Durchmessern bis über 10 mm. In Knollen, in denen ein Schwammgerüst gut erhalten ist, kann man beobachten, wie sich das Gerüst in Hohlräume und Großpeloide auflöst (Taf. 5, Fig. 3). Die Hohlräume machen in den Knollen einen Anteil von durchschnittlich 30 % aus. Viele große Hohlräume haben sehr glatte Außenränder (Taf. 6, Fig. 2). Oft ragen nur noch schmale "Streben" aus Mikrit in die zementierten Hohlräume, die andeuten, daß das Sediment dazwischen von bohrenden Organismen angelöst und aufgefressen wurde. Sie sind geopetal mit unterschiedlichen Zementen gefüllt, zwischen denen es fließende Übergänge gibt:

- milchig-trüber, anhedraler Pseudosparit (Korngrößen 10-15 μm) + gut erhaltenen Schwammnadeln (um 300 μm Länge);
- trüber, anhedraler Pseudosparit (Korngrößen 10-15 μm) + wenige, schwach erkennbare Schwammnadeln;
- 3) homogener, klarer, anhedraler Pseudosparit ohne Schwammnadeln;
- 4) bräunlich-grauer Mikrosparit (Korngrößen um 6 µm) mit wenigen Schwammnadeln;
- 5) Peloide (Durchmesser um 50 μm) in pseudosparitischer Matrix + Großpeloide + wenige Schwammnadeln;

6) klarer, anhedraler Pseudosparit (Korngrößen 30 bis 60 μm) oder Sparit (Korngrößen 100 bis 200 μm) ohne Schwammnadeln, teilweise mit intergranularem Bitumen.

Die Aufzählung impliziert keine zeitliche Reihenfolge der Zement-bildung. Der klare, anhedrale Pseudosparit (6) ist auf jeden Fall der zuletzt gebildete Zement und füllt den Resthohlraum. Die Geopetal-Gefüge innerhalb einer Knolle sind häufig unterschiedlich orientiert (Taf. 6, Fig. 2).

Schwammnadeln, Großpeloide, unregelmäßige Klasten und kleine Peloide "schweben" meistens in den Zementen (Taf. 10, Fig. 3). Zement (6) bildet Geopetal-Gefüge, füllt also den Resthohlraum. Größere Hohlräume haben oft die Form von Stromatactis (s. Kap. 4.2.1.6.) mit ebener Basis und irregulärem Dach und enthalten manchmal ein basales Internsediment, das aus offenbar zu Boden gesunkenen Peloiden von 20 bis 60 µm Durchmesser, Großpeloiden und Intraklasten besteht.

Überall in den Knollen findet man Röhrenquerschnitte von 1 bis 2 mm Durchmesser, die aus einem mit Zement und geopetalem Intern-sediment gefüllten Zentrum und einem Rand aus dunklem Mikrit bestehen (Taf. 5, Fig.2; Taf. 10, Fig. 2). Das Verhältnis Durch-messer des Zentrums zu Breite des Randes ist unterschiedlich. In einigen Fällen beträgt es 1:1 oder 1:2, in anderen 4:1. Biogene und Fossilzerreibsel sind im mikritischen Rand manchmal schwach konzentrisch, manchmal radial angeordnet. Die Röhren haben einen runden oder elliptischen, in einigen Fällen rauten-förmigen, viereckigen Querschnitt. Die Grenze vom zentralen Hohlraum zum mikritischen Rand ist meist unscharf und unregelmäßig. Es handelt sich wahrscheinlich um Wohnbauten von agglutinierenden Polychaeten, die dem Typ *Terebella* (KLIEBER, 1985) (Jura und rezent) sehr ähnlich sind. Sie lassen sich oft nur sehr schwer von verkalkten Einströmporen unterscheiden, meistens sind sie unregelmäßiger geformt mit variierender Breite des mikritischen Randes. Außerhalb der Knollen kommt *Terebella* praktisch nicht vor. KLIEBER (1985) stellte fest, daß der rezente *Terebella lapilloides* MÜNSTER sich bevorzugt direkt an Skelettelemente von Schwämmen heftet. Auch in oberjurassischen Schwammriffen sind terebellide Wurmröhren eindeutig mit Schwämmen assoziiert (LANG, 1989).

In einigen Knollen findet man Relikte von Desmen-Skeletten von Schwämmen. Megaskleren von über 1500 µm Länge sind sehr selten (Taf. 6, Fig. 2). Die Knollen enthalten Bruchstücke von fenestelliden Bryozoen, Crinoidenstielglieder, Brachiopoden-schalen, Korallenfragmente, Ostracoden und kleine Gastropoden.

Der Mikrit enthält feinverteilt detritischen Quarzsilt. Pyrit ist in vielen Knollen recht häufig. Er ist vor allem auf die Hohlräume konzentriert, die in einigen Fällen vollständig mit Pyrit gefüllt sein können, und liegt zum größten Teil als Pentagondodekaeder vor.

Die Kalkknollen lösen sich randlich in sphärische Mikrit-Klumpen von 3 bis 10 mm Durchmesser auf, die in den hellgrauen, fossil-armen Kalkbänken des Barnarobin und Cloyragh Members braune, mikritische Intraklasten bilden. Die Intraklasten enthalten meist Nadelrelikte oder Bruchstücke von Bryozoen. Sie schwimmen statistisch verteilt in der mergeligen Matrix. Großpeloide findet man ebenfalls als Klasten in den Mergeln (Taf. 6, Fig. 4), manchmal in bioklastischen, pseudosparitisch zementierten Lagen angereichert. Sie sind ebenfalls nicht kompaktiert. Die Bildung von Intraklasten deutet auf eine im Verhältnis zum umgebenden Sediment frühere Zementation der Knollen hin. Die Knollen zeigen keine Anzeichen von Kompaktion.

Interpretation

SCHWARZACHER (1978) hat die Knollen in der Glencar Formation ebenfalls beschrieben und sie "...tentatively identified as thrombolites." (1.3). Er merkt allerdings an, daß der Kern der meisten Knollen von einem Organismus gebildet wird: Korallen, Bryozoen oder Schwämmen. Die Knollen mit Korallen sind wahrscheinlich die Kolonien von Emmonsia parasitica, Bryozoen kommen überall im Sediment, also auch in den Knollen, vor. Weiter schreibt SCHWARZACHER: "The position of the hypothetical thrombolite organism is uncertain because sometimes it appears to replace sponges and fistuloporids. It is possible that the thrombolitic fabric originated by the breaking down of these organisms, perhaps by bacterial activity." (1.3).

In Fortführung von SCHWARZACHER's Überlegungen deute ich die Knollen als Kieselschwämme in unterschiedlichen diagenetischen Stadien. Der Skelett-Opal ist zu einem sehr frühen Zeitpunkt, vielleicht zum Teil schon zu Lebzeiten des jeweiligen Schwammes, gelöst und durch Calcit-Zemente ersetzt worden. LAND (1976) beschreibt sehr frühe, zum Teil synvivo-Lösung von SiO₂-Nadeln in rezenten Schwämmen vor Jamaica. Er macht nicht näher bestimmte biologische Prozesse für die Lösung verantwortlich.

Die organische Substanz und teilweise auch das rigide Skelett des Schwammes wurden nach seinem Absterben unter Beteiligung von Mikroben in mikritisches und peloidales Karbonat umgesetzt. Bei der Substitution des Skelett-Opals durch Calcit sind viele primäre Skelett-Strukturen verlorengegangen. Ähnliche Beobachtungen wurden an hexactinelliden Kieselschwämmen in den Cipit-Kalken der Cassianer Schichten in der alpinen Trias gemacht (KEUPP, REITNER & SALOMON, 1989). Das feine Netzwerk im dunklen Mikrit könnte das primäre Skleren-Gerüst der Schwämme sein. Die Großpeloide deute ich als Tuberoide (FRITZ, 1958; LANG, 1989), also Mikrit, der beim Abbau des weichen Schwammgewebes gebildet wurde (weitere Diskussion im Kap. 4.2.1.2. Großpeloide und Schwammklasten).

Die Auflösung der Schwämme und die Bildung des Mikrites fand in jedem Fall auf der Sedimentoberfläche und nicht erst unter Sedimentbedeckung statt. Dafür spricht die Verbreitung von Tuberoiden und Schwammklasten in das umgebende Sediment. Ein weiterer Hinweis darauf ist die unterschiedliche Orientierung von geopetalen Gefügen innerhalb einer Knolle (Taf. 6, Fig. 2). Sie zeigen, daß die Knolle während der Zementbildung auf der Sedimentoberfläche bewegt wurde. Das bedeutet, daß auch die meisten Bohr- und Fraßgänge angelegt wurden, bevor die Knollen von Sediment bedeckt waren. Die glatten Ränder der Bohrgänge zeigen wiederum, daß der Mikrit bei Anlage der Fraßgänge bereits verfestigt war.

Bei Hohlräumen, die Peloide und Tuberoide enthalten, handelt es sich zum Teil um primäre als auch sekundäre, durch Zerfall des Schwammskeletts und Umsetzung von weichem Schwammgewebe entstandene Hohlräume. Bitumen und Pyrit in den Hohlräumen deuten auf einen hohen Anteil an unvollständig abgebauter organischer Substanz hin.

Das Vorkommen von Schwammnadeln in den Zementen einiger Hohlräume, z.T über den gesamten jeweiligen Hohlraum verteilt und nicht etwa als internes Sediment am Boden abgelagert, deutet darauf hin, daß die Schwammknollen ihrerseits von Bohrschwämmen angebohrt wurden. Die Zemente in diesen Hohlräumen sind durch Mineralisation von weichem Schwammgewebe, d.h. eine Verkalkung von eiweißreichem Bioschleim und darin enthaltenen Nadeln, entstanden.

Die Schwammknollen enthalten praktisch alle wichtigen sedimentologischen und diagenetischen Merkmale, die auch die Kalke der Mud Mounds von Sligo und Leitrim auszeichnen. Schlecht erhaltene Sklerengerüste und Tuberoide, peloidale Gefüge und inhomogene Mikrite sind auch typisch für die Mud Mound-Kalke. Die Hohlräume sind in einigen Knollen den stromatactoiden Hohlräumen der Mud Mounds sehr ähnlich. Die Deutung dieser Merkmale ist meines Erachtens der Schlüssel zur Lösung der Frage nach dem Ursprung der Mounds.

3.4.2. Gebankte Kalke

Die mikritische Matrix bioklastenarmer Kalkbänke von Benbulben Shale bis Slievemore Member, vor allem aber im Barnarobin-Cloyragh Member (obere Glencar Formation) und im Annaghreaworh Member (untere Dartry Formation), enthält einen sehr hohen Anteil an kleinen Schwammnadeln, die statistisch verteilt, in filzigen Nestern konzentriert (Taf. 6, Fig. 3) oder in waagerechten Gängen in Stopfgefügen angeordnet vorkommen. Die Schwammnadeln sind, anders als in den lagigen Mergeln, fast nie schichtparallel eingeregelt. Manchmal findet man zusammenhängende Schwammskelette. Der Mikrit, in dem diese Nadelhäufungen "schwimmen", ist dunkler als der Mikrit des umgebenden Kalkes. In einigen Bänken deutet sich eine Zerlegung der Schwammkörper und ihrer mikritischen Matrix in Großpeloide an. Schwammstrukturen sitzen in einigen Fällen auch auf Brachiopodenschalen oder fenestelliden Bryozoen. Sie stellen vermutlich rekristallisierte, inkrustierende Schwämme dar.

Ich deute die Nadelstrukturen als Schwammrelikte größtenteils in situ. Die Schwämme haben das Sediment besiedelt und sind nach ihrem Absterben praktisch nicht umgelagert worden. Der dunkelgraue Mikrit, der die Schwammrelikte umgibt, ist das Produkt von mit den Schwämmen vergesellschafteten Mikroben. Meines Erachtens kann man einen Großteil der Kalkbänke als Schwamm-Biostrome bezeichnen. Die mergeligen Kalkbänke sind im Annaghreahworh Member zum Teil regelrechte Spiculite aus schichtparallel eingeregelten oder in filzigen Nestern angehäuften, calcitisierten Kieselschwammnadeln.

4. Mud Mounds in der Sligo Syncline

4.1. Geländebeobachtungen und Geometrie

Die Mud Mounds in der Sligo Syncline stehen im starken Gegensatz zu den gut gebankten, dunklen Kalken und Mergeln von Glencar und Dartry Formation. Sie bilden flache, konvexe Körper aus sehr reinem, hellem, massigem Kalkstein auf den Hochflächen der Benbulben Range und des Höhenzuges südlich des Glencar Lake. Sie erheben sich deutlich über ihre Umgebung und haben Durchmesser von einigen hundert Metern bis zu 3 km. Der größte Mound hat eine maximale Mächtigkeit von annähernd 200 m.

Die Oberflächen der Mud Mounds sind durch Erosion fast völlig freigelegt und stark verkarstet, nur an wenigen Stellen ist noch Bedeckung von jüngeren off-Mound-Sedimenten erhalten. Die Mound-Oberflächen bilden auf den Hochebenen ein buckeliges Relief aus größeren und kleineren Hügeln.

4.1.1. Gleniff Mud Mound (Abb. 6)

Der Gleniff Mud Mound liegt auf der Hochfläche, die sich hinter den gewaltigen, NW-gerichteten Steilwänden von Benbulben und Benwiskin weit nach Osten erstreckt. Er bildet mächtige Klippen aus Massenkalk am SW-Ende des Gleniff Horseshoe, am Talschluß des Gortnaleck und oberhalb des Glencar Valley zwischen King's Mountain und Tormore.

Der Gleniff Mud Mound ist der größte der von mir untersuchten Mud Mounds in der Sligo Syncline. Er nimmt eine Fläche von ca. 7 km² ein bei einer maximalen N-S Ausdehnung von ca. 3 km und einer maximalen E-W Ausdehnung von ca. 2,5 km. Die maximale Mächtigkeit erreicht der Mound im Gleniff Horseshoe mit ca. 150 m.

Am Ostrand wird der Mud Mound von einer Nordnordwest-Südsüdost streichenden, steilen Verwerfung durchzogen, in der sich eine hydrothermale Barytlagerstätte gebildet hat. Die Westgerichtete steile Felswand oberhalb des Gleniff Horseshoe liegt in der streichenden Verlängerung dieser Verwerfung.

Die Einfallrichtungen der gebankten Kalke innerhalb des Mounds zeigen, daß es mindestens drei Zentren der Deposition gegeben hat (Abb. 6). Die radial von dem jeweiligen Zentrum aus



gewachsenen Mounds gehen lateral ineinander über, das Ergebnis ist ein Mound-Komplex ("Slievemore Reef Complex", SCHWARZACHER, 1961: 1484).

Das bedeutendste Zentrum, Gleniff, befindet sich am SW-Ende des Gleniff Horseshoe, nördlich der Baryt-Mine. Von der massigen Nordwand des Kares fallen die Schichten radial in alle Richtungen. Das zweite Zentrum, Gortnaleck, befindet sich in den Moundaufschlüssen oberhalb des Gortnaleck zwischen Benbulben und Benwiskin. Gut zu erkennen ist hier die rasche laterale Ausbreitung mit flach einfallenden, lateral aufgelagerten banks. Ein weiteres Zentrum, Tormore, befindet sich am Südrand der Hochebene, oberhalb des Glencar Valley, zwischen King's Mountain und Tormore. Von Tormore fallen die Schichten in nördliche bis nordöstliche Richtungen.

Der Slievemore Reef Complex bildet auf der Hochfläche ein stark differenziertes Hügelrelief, das vermutlich dem synsedimentären Relief entspricht. Die drei Zentren der Deposition bilden in ihrer Umgebung die jeweils höchsten Punkte. Die vom wesentlich höheren Gleniff nach Süden einfallenden, gebankten Mound-Kalke überlagern teilweise die nordfallenden, gebankten Kalke des niedrigeren Zentrums Tormore oberhalb des Glencar Tals.

Die Kerne der einzelnen Mound-Zentren bestehen aus massigem, ungebanktem oder nur sehr undeutlich gebanktem Kalkstein. Die Bänke haben Mächtigkeiten im Meter-Bereich und sind häufig zu konvexen Linsen verdickt. Die Bankung im Kernbereich liegt horizontal. Die horizontal liegende, linsige Bankung ist im Gleniff Horseshoe und im Mound-Zentrum oberhalb des Glencar-Tals von der Basis bis zum Top zu erkennen.

Die massigen Kernbereiche bilden einen verhältnismäßig kleinen Anteil am Gesamtvolumen der Mounds. Sie gehen lateral in deutlicher gebankte und linsige Kalke mit deutlichem Einfallen vom Kern weg über. Während der Kern in der Klippe im Gleniff Horseshoe eine Breite von ca. 200 m hat, schließen sich nach Norden, Richtung Benwiskin, in einer Längsausdehnung von über 1 km gebankte Mud Mound-Kalke mit starkem Nord- bis Nordost-Fallen an.

Vertikaler Fazieswechsel

An der Basis des Gleniff Mounds im Gleniff Horseshoe ist der vertikale Übergang von der oberen Glencar Formation (Cloyragh Member) in die Mud Mound Fazies an drei Stellen aufgeschlossen (Taf. 2, Fig. 3). Die Aufschlüsse reichen aber nur 1 bis 2 m nach unten in das Cloyragh Member hinein. Im Verwitterungsprofil springt der sehr harte Mud Mound-Kalk gegenüber den weichen Cloyragh-Mergeln stark vor.

Das Cloyragh Member direkt unterhalb des Mud Mounds besteht aus dünnbankigen, pyrithaltigen Mergeln und wenigen Kalkbänken. Die Gesteine sind bis zu 70 % dolomitisiert. Die Mergel enthalten schichtparallele Fossillagen, in denen Crinoidenstielglieder und fenestellide Bryozoen besonders häufig sind. Auf den Schichtflächen findet man auch zusammenhängende Crinoidenstiele. Untergeordnet kommen auloporide Korallen und kleine Brachiopoden vor.

Der Mud Mound setzt abrupt ein mit hellen, reinen Kalken, die von stromatactoiden, zementgefüllten Hohlräumen und fenestelliden Bryozoen scheinbar ungeordnet durchzogen sind. Lagige Strukturen kommen nicht mehr vor. Die Unterkante des Mounds ist sehr wellig und drückt sich teilweise in die weicheren Mergel ein.

Im Gortnaleck-Tal beginnt das Mound-Wachstum im obersten Cloyragh Member. Oberhalb des Glencar Tals beginnt das Mound-Wachstum in den chertreichen Kalken der unteren Dartry Formation (Annaghreaworh Member). Der Mound hat hier eine ebene Basis. Die Kalke des Annaghreaworh Member sind vollständig dolomitisiert. Alle ursprünglichen Strukturen sind bei der Dolomitisierung verloren gegangen. Die Mound-Kalke sind nur in der Umgebung von Klüften dolomitisiert.

Deckschichten

Das Einfallen der gebankten Kalke nimmt in den obersten Bänken des Mounds ab.

Auf der Hochfläche zwischen der Baryt Mine, dem Gleniff Horseshoe und dem Gortnaleck-Tal ist der Mound von gut gebankten Deckschichten überlagert. Diese bestehen aus chertreichen Kalken in der Fazies des Slievemore Member und aus hellen Crinoidenkalken, die teilweise Dickichte von *Lithostrotion* enthalten (Taf. 4, Fig. 4).

Der laterale Fazieswechsel von den crinoidenreichen Deckschichten in die cherthaltigen Slievemore Kalke ist fließend und vollzieht sich über wenige Meter. Jede linsige, undeutlich gebankte Kalkbank des Mud Mounds löst sich in mehrere, ebene Kalkbänke auf (Taf. 4, Fig. 5).

4.1.2. Formoyle Mud Mound (Abb. 7)

Der Formoyle Mud Mound liegt auf der Hochebene westlich des Glencar Waterfall, oberhalb des Glencar Lake. Er bildet einen Ost-West-streichenden, länglichen Hügel mit elliptischer Grundfläche. Die Ost-West-Ausdehnung beträgt 600 m, die Nord-Süd-Ausdehnung ca. 200 m. Der Mound erreicht eine Mächtigkeit von ca. 40 m. Süd- und West-Seite des Hügels werden von steilen, nahezu senkrechten Felswänden gebildet (Taf. 1, Fig. 2, Taf. 2, Fig. 1).

Der Mound hat eine schwach konvexe Oberseite mit zwei flachen Gipfeln, einer auf der westlichen, der höhere auf der östlichen Hälfte. Etwa 50 m westlich von der Mitte der Südwand verläuft eine Nordost-Südwest-streichende Verwerfung, die mit 85° nach Südosten einfällt. Die Verwerfung ist durch eine 1 bis 2 m breite, engständig geklüftete Zone mit intensiver Calcit-Mineralisation gekennzeichnet. Die östliche Hälfte des Mounds ist gegenüber der westlichen Hälfte vermutlich um 6 m aufgeschoben. Die Verwerfung verläuft mitten durch eine Depression auf der Mound-Oberseite, die zwischen den beiden Gipfeln liegt und einen Durchmesser von ca. 50 m hat. Die Depression ist vermutlich auf Carbonat-Lösung und Erosion an der Verwerfung zurückzuführen.

Der Mound setzt im mittleren Annaghreaworh Member ein.

Die gebankten Kalke des Mounds fallen fast auschließlich in Richtungen zwischen Westnordwest bis Ostsüdost, südliches Einfallen habe ich nicht beobachtet. Ich vermute deshalb, daß durch glaziale Erosion die südliche Fortsetzung des Formoyle Mound wegerodiert wurde.

Der zentrale Teil des Formoyle Mud Mounds, aufgeschlossen in der Südwand, zeigt einen komplexen Aufbau aus massigen und undeutlich gebankten Abschnitten, die eine Anzahl von kleinen Mounds und deren laterale und vertikale Verknüpfung durch Übereinanderwachsen und Sedimenttransport repräsentieren.

In der Südwand erkennt man mindestens 7 Kerne, die aus massigem Kalk bestehen (Abb. 7). Der älteste Kern (Kern I in Abb. 7)liegt in der westlichen Hälfte der Südwand. Die Kerne bestehen aus konvexen Linsen von 1 bis 3 m Durchmesser aus massigem Kalk mit sehr undeutlicher Bankung. Die Linsen sind über- und nebeneinandergelagert. Sie werden konkordant überlagert von undeutlich gebankten Kalken mit Bankmächtigkeiten bis zu 1 m. Das Einfallen der Bänke wechselt entsprechend der Oberfläche der Linsen zwischen östlichen und westlichen Richtungen.

Der älteste Teil des Mounds wird vollständig überlagert von einem weiteren Kern (Kern II in Abb. 7). Im Osten lagern sich mehrere massive Kerne, umgeben von gebankten Kalken mit östlichem



Abb. 7: Formoyle Mud Mound

Einfallen, an. Der Formoyle Mound ist von seinem ältesten Kern im westlichen Drittel der Südwand vor allem in östliche Richtung weitergewachsen.

Der westliche Teil des Mounds besteht aus deutlich und undeutlich gebankten Kalken mit Bankmächtigkeiten von 0,3 bis 1 m. Am West-Ende der Südwand beträgt das maximale Einfallen bis zu 65° nach Westnordwest.In der Westwand fallen die Schichten mit 25 bis 40° nach Nordwesten (Taf. 2, Fig. 1). An mehreren Stellen in der Westwand ist innerhalb des Mounds ein Umbiegen und Ausflachen des Einfallens bis auf 10° zu beobachten.

Die Kalke an der West-Flanke und im westlichen Teil der Südwand besteht der Mound sind zum größten Teil undeutlich-uneben gebankt und von fenestelliden Bryozoen und vernetzten, stromatactoiden Hohlräumen durchsetzt. Zwischengeschaltet sind deutlich gebankte, crinoiden-reiche Kalke, die weniger Bryozoen und Hohlräume enthalten. Die Crinoiden liegen in Form von disartikulierten Stielgliedern vor. Die Bankung deutet auf Sedimenttransport hin. Die fenestelliden Bryozoen haben mit ihren großen Fächern den Transport sicherlich verlangsamt, während die Bryozoen-armen Crinoidenkalke recht rasch geschüttet wurden. Die Crinoidenkalke fallen meist etwas stärker ein als die bryozoenreichen Kalke und bilden an ihrer Unterseite erosive Diskordanzen.

Oberhalb der Linsen wird die Bankung deutlicher, die Bankmächtigkeiten nehmen ab. In den deutlich gebankten Kalken befinden sich größere Blöcke aus massigem Kalk (Taf. 3, Fig. 2). Es könnte sich um geslumpte Blöcke oder um lokale Wachstumszentren, also Kerne, handeln. In der unmittelbaren Umgebung der Blöcke ist die Bankung zu Bruchstücken von 5 bis 10 cm Durchmesser aufgelöst. Es gibt aber keine eindeutigen Anzeichen für Slumping. Daher deute ich die Blöcke als lokale Wachstumszentren.

Die Kalke auf der Mound-Oberfläche enthalten deutlich mehr Makrofossilien wie Crinoiden, Brachiopoden, Nautiloideen und vereinzelt solitäre und koloniale, rugose Korallen (Lithostrotion).

Kalke des Slievemore Members sind auf der Oberfläche des Formoyle Mud Mounds nicht erhalten.

Lateraler Fazieswechsel

Am östlichen Endes des Formoyle Mounds ist der Übergang von Mound- in die off-Mound-Fazies aufgeschlossen (Taf. 3, Fig. 1). Die massigen Kalke des Mud Mounds gehen an der Basis der Wand über wenige Meter in die gut gebankten Kalke des Annaghreaworh Member über. Das Einfallen biegt von ca. 40° nach E auf 5° bis 10° um. Die Mächtigkeit der Bänke reduziert sich auf ein Zehntel.

Im oberen Teil der Wand verzahnen sich die undeutlich gebankten, crinoidenreichen Mound-Kalke (Deckschichten) mit gut gebankten, dolomitisierten Kalken, die viele zusammenhängende Crinoidenstiele und Bruchstücke von Brachiopodenschalen und Korallen enthalten. Nach wenigen Metern in östlicher Richtung treten die ersten chertreichen, dolomitisierten Kalke des Annaghreaworh Member auf.

4.1.3. Castlegal Mound (Abb. 8)

Der Castlegal Mound bildet den Gipfel des westlichen Endes des Höhenzuges südlich des Glencar Lake, des Castlegal Mountain.

Der Mound setzt im tiefen Annaghreaworh Member (Dartry Formation) ein und endet im hohen Annaghreaworh Member. Die Moundoberfläche ist weitgehend von Gras bedeckt, aus dem einige Bänke hervorschauen. Die Hauptaufschlüsse sind die Südwand (Taf. 1, Fig. 1) und die Westseite des Mounds.



Abb. 8: Castlegal Mud Mound

23

Die Südwand des Castlegal Mud Mound erstreckt sich ca. 350 m West-Ost, die größte Nord-Süd-Ausdehnung des Mounds beträgt ca. 100 m. Wenn man die Deckschichten (Crinoidenkalke) zum Mound dazurechnet beträgt seine West-Ost-Ausdehnung 1 km. Die Klippen erreichen eine Mächtigkeit von ca. 50 m.

In der steilen Felswand herrscht Nord bis Nord-Ost-Fallen vor. Süd-fallende Bänke sind sehr selten. Wenn man von einem ursprünglich domalen Relief des Mud Mounds mit umlaufendem Streichen ausgeht, kann man schließen, daß wahrscheinlich mindestens die Hälfte des Mounds an der direkt südlich des Mounds verlaufenden, West-Ost-streichenden Verwerfung, der Castlegal Fault (Abb. 3; LOTTERMOSER & WARNKE, I. 1992) aufgeschoben und wegerodiert wurde. Die weite Ausdehnung der Deckschichten nach Osten läßt ein weiteres Mound-Zentrum im Südosten der Hauptklippe vermuten, das inzwischen nicht mehr da ist.

Die Mound-Aufschlüsse im Grashang östlich der Hauptklippe bestehen aus gebankten Kalken, die größere, linsige Blöcke bis ca. 1 m Durchmesser enthalten. Während die Bänke im unteren Grashang mit 10° bis 20° Osten bis Nordosten fallen, kommt im oberen Grashang auch flaches Einfallen nach Westen vor. Das West-Fallen deutet ebenfalls auf das im Südosten gelegene, im Zuge der Aufschiebung wegerodierte Wachstums-Zentrum des Mud Mounds hin.

Am West-Ende des Castlegal Mountains befinden sich am oberen Ende des Grashanges isolierte Mud Mound-Klippen mit sehr steilem Einfallen bis 80°. Die Klippen sind offensichtlich durch quartäre Hangleitung abgerutscht und rotiert.

Der Castlegal Mound besteht aus mehreren, nebeneinander liegenden Kernen, die Durchmesser von 20 bis 100 m und Höhen von maximal 30 m haben (Abb. 8). Die Kerne verschmelzen lateral miteinander. Sie werden von gebankten Kalken überlagert. Der älteste Kern liegt in der Mitte der Südwand.

Die Kerne bestehen aus massigem und undeutlich gebanktem Kalkstein, der in Linsen von 1 bis 3 m Durchmesser über- und nebeneinander gestapelt ist. Die Linsen gehen lateral in undeutlich gebankten Kalkstein über. Es gibt aber keine lithologischen Unterschiede zwischen ungebanktem und undeutlich gebanktem Kalk.

Die obere Hälfte und die Flanken des Mounds bestehen vorwiegend aus gebankten Kalken. Die Bankmächtigkeiten liegen im unteren Teil der oberen Hälfte bei 0,5 bis 1 m und verringeren sich nach oben auf durchschnittlich 0,2 m. In den gebankten Kalken findet man ellipsoide Kalkblöcke von 0,5 bis 10 m Durchmesser, die undeutlich gebankt sind. Die gebankten Kalke verlaufen um die Blöcke herum. Ich deute diese Kalkblöcke als lokale Wachstumszentren, d.h.: Stätten lokal erhöhter Karbonatproduktion.

Im zentralen und im Ost-Teil der Hauptklippe fallen die gebankten Kalke mit durchschnittlich 35° nach Nordosten bis Osten ein.

Westlich des zentralen Mounds, am Westende der Südklippe, überwiegen gebankte Mud Mound Kalke. Sie fallen mit bis zu 45° nach Nordwesten ein. Die Kalke umgeben vereinzelt große Blöcke, die Durchmesser über 5 m erreichen.

Lateraler Fazieswechsel

Am östlichen Ende der Südklippe ist der laterale Übergang der Moundkalke in die off-Moundschichten zu erkennen (Taf. 4, Fig. 1). Das Schichtfallen beträgt im Mound an dieser Stelle 45° nach Osten und flacht innerhalb von 5 m auf ca. 10° aus. Die Bankmächtigkeiten sind auf ein Fünftel reduziert. Die Kalke sind im flachen Teil dolomitisiert. Mud Mound-Kalke sind noch bis weit östlich der Hauptklippe zu verfolgen. Hohlraumreiche Kalke wechseln mit Crinoiden-reichen, deutlich gebankten Kalken ab. Die durchschnittliche Größe der Crinoiden nimmt mit zunehmender Entfernung vom Mound-Zentrum zu. Gut gebankte, fossilreiche Kalke mit großen Crinoidenstielen bilden die östlichsten Moundausläufer. Sie enthalten schon vereinzelt Chertlinsen und -bänder. Der laterale Übergang in das Annaghreaworh-Member vollzieht sich über eine Zunahme des Cherts von Flecken bis zu durchgehenden, schichtparallelen Bändern. Der laterale Fazies-Wechsel von der Mound in die off-Mound-Fazies ist am Nordwest-Ende des Mounds nur lückenhaft aufgeschlossen. Dort fallen die Mud Mound Kalke mit ca. 20° nach Norden ein. Das Gestein ist undeutlich gebankt und enthält einen hohen Anteil an Bryozoen und

stromatactoiden Hohlräumen. Der Übergang in die flankierenden Schichten vollzieht sich über eine starke Zunahme von großen Crinoiden mit zusammenhängenden Stielen mit bis zu 1 cm Durchmesser, die an den Schichtköpfen herauswittern, und das Verschwinden der stromatactoiden Hohlräume. Die Bankung wird deutlich und eben. Das Einfallen flacht auf einer Strecke von 30 m auf 5° aus. Die Kalke sind dolomitisiert. Es treten erste Chertflecken und Quarzdrusen auf.

20 m nördlich sind die Kalkbänke vollständig dolomitisiert. Schichtparallele Chertbänder und große Chertflecken sind häufig.

50 m weiter nördlich, am Nordwest-Ende des Castlegal-Mountain oberhalb des Glencar Valley, stehen stark geslumpte Kalke des Annaghreahworh Member an. In die vollständig dolomitisierten Kalke, die schichtparallele Chertbänder und viele Quarzdrusen enthalten, sind bis zu 50 cm mächtige, crinoidenreiche Kalkbänke eingeschaltet, die nur vereinzelt kleine Chertflecken enthalten. Die Crinoidenstiele zeigen keine erkennbare Einregelung. Brachiopoden sind recht häufig. Die crinoidenreichen Kalke sind vom Mud Mound in das Becken transportiert worden.

Die Slumps im Annaghreaworh Member sind nach Nordosten gerichtet. Die nordöstlichen Slumpschenkel fallen mit bis zu 80° ein. Das starke Slumping in Mud Mound-Nähe ist ein Hinweis auf das synsedimentäre Relief des Mud Mounds.

Vertikaler Fazieswechsel

Der vertikale Übergang von off-Mound in Mound-Fazies, d.h. der Beginn des Mound-Wachstums ist am Castlegal-Mound nicht aufgeschlossen. Der Mound steht in seinem eigenen Verwitterungsschutt.

In den obersten Schichten des Mounds stehen undeutlich gebankte Kalke mit stromatactoiden Hohlräumen, verschiedenen fenestelliden Bryozoen, kleinen Brachiopoden und zahlreichen Crinoiden an.

4.1.4. Crockauns Mud Mound (Abb. 9)

Der Crockauns Mud Mound liegt auf auf dem Crockauns, der zum Höhenzug südlich des Glencar Valley gehört. Seine maximale West-Ost-Ausdehnung beträgt 2,1 km, die maximale Nord-Süd-Ausdehnung ca. 0,8 km. Er besteht aus einem Komplex von mindestens 6 Zentren. Im Zentrum des Mound Komplexes befindet sich eine Senke. Der Crockauns Mound wird im Nordwesten von einer Nordost-Südwest streichenden Verwerfung, der Castlegal Fault, begrenzt.

Auf der Nordseite des Mounds, oberhalb des Glencar Tals, ist in einem schwer zugänglichen Aufschluß im Wald der basale, vertikale Übergang vom unteren Cloyragh Member in den Mud Mound aufgeschlossen. Das untere Cloyragh Member besteht in diesem Aufschluß aus dünnbankigen, weichen, kalkigen Mergeln. die reich an großen Crinoidenstielgliedern sind. Die Mergel sind stark dolomitisiert. Der Mud Mound setzt abrupt mit massigen, hellgrauen Kalken ein.



Abb. 9: Crockauns Mud Mound

26

4.1.5. Verwerfungen und Lagerstätten in den Mud Mounds

Alle von mir untersuchten Mud Mounds werden von Verwerfungen durchzogen oder stellenweise davon begrenzt (Abb. 3). Die Verwerfungen habe ich in den Geländebeschreibungen der einzelnen Mud Mounds (Kap. 4.1.) aufgeführt. Sie gehören zu einem System vermutlich kaledonisch angelegter Störungen, an denen alle tektonischen Bewegungen in diesem Gebiet stattfanden (PRICE & MAX, 1988; LOTTERMOSER & WARNKE, 1992).

Im Gleniff Mud Mound oberhalb des Gleniff Horseshoe befindet sich eine inzwischen stillgelegte Baryt-Lagerstätte, Gleniff Mine, in der bis zum Ende der sechziger Jahre ca. 120.000 t Baryt abgebaut wurden. Die Barytreserve der Lagerstätte beträgt ca. 500.000 t (WILLIAMS & McARDLE, 1978). Die ursprünglichen Ausmaße der Lagerstätte sind aufgrund des Abbaus heute nicht mehr zu sehen, übriggeblieben ist ein ca. 700 m langer, 1 bis 3 m breiter Gang (Taf. 4, Fig. 3), der sich im östlichen Teil des Gleniff Mud Mounds befindet und bis direkt oberhalb des Gleniff Horseshoe reicht. Der Gang streicht Nordnordwest-Südsüdost und fällt mit durchschnittlich 80° nach Osten ein. Er wurde bis in eine Tiefe von ca. 60 m unterhalb des höchsten Punktes des Mud Mounds abgebaut.

Der Baryt ist massig und in seltenen Fällen spätig. Er enthält akzessorisch Bleiglanz, Kupferkies und Zinkblende.

Der Gang ist scharf gegen das umgebende Gestein abgegrenzt. Baryt ist nur in Spalten in das Nebengestein eingedrungen. Diese scharfe Begrenzung und breccierte Karbonate in Randbereichen des Ganges zeigen, daß das Sediment während der Baryt-Genese bereits vollständig verfestigt war (BOAST et al., 1981). Kluftbeläge aus Baryt, die an einigen Lokalitäten in der Dartry Formation auftreten, deuten auf eine epigenetische Baryt-Bildung hin.

4.1.6. Zusammenfassung und Interpretation der Geländebeobachtungen

Die Mounds bestehen aus massigen, undeutlich gebankten und aus deutlich gebankten Kalken. Die untere Hälfte der Mud Mounds wird von massigem, ungebanktem und sehr undeutlich gebanktem Kalk gebildet, während die obere Hälfte und die Flanken überwiegend von deutlichen Kalkbänken gebildet werden. Die gebankten Kalke fallen an den Flanken der Mounds mit durchschnittlich 30 bis 40° ein, das stärkste beobachtete Einfallen beträgt ca. 65°. Wenn man das regionale Schichtfallen von 5 bis 10° abzieht, kommt man auf synsedimentäre Hangneigungen von bis zu 60°. Das Einfallen biegt am Fuß der Mound-Flanken beim lateralen Übergang in das Einfallen der Beckenfazies um. Weiter nach oben in den Mounds nimmt das Einfallen der gebankten Kalke ab.

Alle Mud Mounds im Sligo Basin sind Komplexe aus mehreren Mounds. Das Wachstum eines Komplexes geht von mehreren Zentren aus. An den eigentlichen Kern eines Wachstumszentrums lagern sich weitere Wachstumseinheiten ("banks" nach LEES, 1964) lateral an. Die Mud Mounds sind umgeben und teilweise bedeckt von Crinoidenkalken und Kalken des Slievemore Member. Die einzelnen Fazies gehen ineinander über.

Die Mounds lassen sich unterteilen in überwiegend massige Kernfazies und gebankte Flankenfazies (vgl. PICKARD, 1992).

Die Kernfazies an der Basis der Mounds besteht aus konvexen Linsen von 1 bis 3 m Durchmesser, die über- und nebeneinander liegen und lateral koaleszieren. Der Kalkstein ist meist massig oder sehr undeutlich-unregelmäßig gebankt. Die Kernfazies wird überlagert von undeutlich und deutlich gebankten Kalken, die sich bis zum Top der Mounds fortsetzen und auch die Flanken der Mounds bilden.

Als Flankenfazies bezeichne ich die deutlicher gebankten Bereiche der Mud Mounds, die die massigen

Kerne umgeben und überlagern und die oftmals steil einfallenden Flanken der Mounds bilden. Die Bänke zeigen deutliches Einfallen von den Kernen weg, das am im mittleren Hang am stärksten ist und zur Basis hin ausflacht.

Die Flankenfazies der Mud Mounds besteht aus mehr oder weniger deutlich gebankten Kalken, die häufig massige Blöcke enthalten mit Durchmessern von bis zu 5 m. Anzeichen für Slumping sind an diesen Blöcken nicht zu erkennen, vermutlich handelt es sich um kleinere, am synsedimentären Hang gelegene Wachstumszentren.

Die Deutlichkeit der Bankung wird bestimmt vom Anteil an fenestelliden Bryozoen, stromatactoiden Hohlräumen und Crinoidenstielgliedern. Je höher der Anteil an Crinoidenstielgliedern, umso deutlicher und ebener ist die Bankung. Die Crinoiden-reichen Kalke fallen meist etwas steiler ein als die direkt darunterliegenden Bänke. Sie wurden rasch geschüttet und greifen erosiv in die jeweils unterliegende Bank ein.

Die Mud Mounds bestehen zum weitaus größten Teil aus feinkörnigem, hellgrauem, scharfkantig verwitterndem Kalkstein, der häufig ein Pseudobreccien-Gefüge hat, das auf Schlag in seine ca. 1 bis 3 cm große Komponenten zerfällt. Das Gestein wird durchzogen von den Fächern fenestrater Bryozoen und zementgefüllten Hohlräumen, die an den Schichtköpfen dunkelbraun herauswittern. Makrofossilien sind im ungebankten Kalk überwiegend statistisch verteilt, ab und zu findet man kleine Häufungen von Crinoidenschutt.

4.2. Fazies

4.2.1. Kernfazies

Der Kalkstein der Kernfazies hat primär ein wolkiges, schwach lagiges Gefüge. Er zeichnet sich durch einen inhomogenen Aufbau aus unterschiedlichen Texturtypen aus (Abb. 10, 11; Taf. 7, Figs. 1, 2; Taf. 8, Fig. 1). Die Texturen gehen teilweise ineinander über, teilweise sind sie scharf voneinander getrennt, in einigen Fällen durch dünne Säume aus Mikrosparit. Detritische Komponenten wie Quarzkörner oder Tonminerale sind extrem selten.

Das Gestein besteht aus inhomogenem Mikrit, peloidalem Mikrit und zementgefüllten Hohlräumen unterschiedlicher Größe. Thrombolitische Strukturen machen einen großen Prozentsatz der Kernfazies aus. Die Thromben haben Durchmesser von 5 bis 20 mm und sind häufig von Rinden aus bräunlichem Mikrit umgeben, die eine Dicke von ca. 50 µm haben. Auch zementgefüllte Hohlräume sind in vielen Fällen von solchen Rinden umgeben. Sehr selten findet man stromatolithische Gefüge (Taf. 7, Figs. 2, 4).

4.2.1.1. Peloide

Bis zu 40 % des Gesteinsvolumens werden von peloidalem Mikrit gebildet. Die meisten Peloide sind 20 bis 100 μ m groß und zusammengesetzt aus kleineren, mikritischen Klumpen von 10 bis 20 μ m Durchmesser. Einen konzentrischen Aufbau aus einem runden Kern und einem dentaten Rand aus radial angeordneten Calcitkristallen, wie von MACINTYRE (1985) und CHAFETZ (1986) beschrieben, habe ich nicht beobachtet. Der Peloid-Mikrit besteht aus bräunlichem Mikrit bis Mikrosparit mit Korngrößen von 3 bis 6 μ m. Die Peloide liegen in einer Matrix aus klarem Pseudosparit mit Korngrößen um 10 μ m. Die Grenzen zwischen Peloid und Matrix sind diffus. Durch Rekristallisation sind feinste Strukturen wahrscheinlich verlorengegangen.

Neben diesen undeutlich begrenzten findet man immer wieder bräunliche Peloide, die deutlich runder sind und einen schärferen Außenrand haben.

Die Packungsdichte variiert sehr stark von offenen Gefügen mit bis zu 50 % mikrosparitischem Zement bis hin zu sehr eng gepackten Peloiden. In den Dünnschliffen sieht man einerseits, daß peloidale Gefüge über große Flächen verbreitet sind mit zum Teil fließenden Übergängen, zum Teil scharfen, von mikritischen Rinden gebildeten Grenzen zu homogenen Mikriten. Andererseits kommt peloidaler Mikrit auch in kleinen, scharf umrandeten Hohlräumen und im Internsediment an der Basis von stromatactoiden Hohlräumen vor. Auf Oberflächen von mikritischen Abschnitten und im Internsediment stromatactoider Hohlräume liegen Peloide häufig in Lagen übereinander, die durch mikritische Rinden voneinander getrennt sind (peloidale Kruste; Taf. 7, Fig. 1).

Biogene innerhalb der peloidalen Textur sind fast immer von einem Saum aus bräunlichem Mikrit (micritic envelope) umgeben. Fast immer kann man zwischen den Peloiden Nadeln aus Pseudosparit entdecken, die ca. 100 μ m lang und mehr oder weniger gut erhalten sind (Taf. 7, Fig. 3, Taf. 8, Figs. 2, 3). Die Nadeln sind gerade und häufig zu Netzwerken mit winkligen Knotenpunkten verknüpft. Es handelt sich bei diesen Netzwerken wahrscheinlich um calcitisierte Skleren und Skleren-Gerüste von Kieselschwämmen.

Peloide in diskreten Taschen und an der Basis von Hohlräumen scheinen weniger stark rekristallisiert zu sein. Die Peloide sind meist deutlicher definiert als in der flächigen peloidalen Textur. In Peloidgefüllten Taschen findet man seltener Netzwerkrelikte.

Interpretation

Peloidale Texturen sind in fossilen Riffen und Carbonate Buildups ein weit verbreiteter, oft Matrixbildender Gefügetyp (BOURQUE & GIGNAC, 1983; REID, 1987; BRIDGES & CHAPMAN, 1988; SOMERVILLE et al., 1992; PICKARD, 1992). Häufig findet man sie in Thromboliten (AITKEN, 1967; KENNARD & JAMES, 1986; WEBB, 1987). In rezenten Riffen sind peloidale Hoch-Mg-Calcite als Zemente recht häufig (MACINTYRE, 1985). BUCZINSKY & CHAFETZ (1991) vermuten aufgrund von Laborbeobachtungen, daß Peloide das Produkt der Karbonat-fällung an der Hülle coccoidaler Cyanophyceen oder Bakterien-kolonien sein können. BOURQUE & GIGNAC (1983) nehmen an, daß Peloide von Mikroben beim Abbau von organischem Schwammgewebe gebildet werden. LEINFELDER et al. (1993) deuten peloidale Krusten in oberjurassischen Buildups als autochthone Produkte von mikrobiell induzierter Karbonat-Fällung.

REITNER (1993) konnte nachweisen, daß in den lichtlosen Höhlen von Lizard Island, Australien, innerhalb von Biofilmen peloidales Karbonat gebildet wird. In organischen Schleimen, die kleine Hohlräume und Taschen in den von ihm untersuchten Mikrobialiten füllen, bilden sich, wahrscheinlich durch Abbau des organischen Materials unter Beteiligung von Mikroben, Peloide von 20 bis 60 μ m Durchmesser, die einen radialen, dentaten Saum aus Mg-Calcit besitzen. Es wurden aber in keinem Fall Relikte von Bakterien innerhalb der Peloide gefunden. REITNER (1993) beschreibt aber auch einen Prozeß der Mikropeloid-Bildung beim Abbau von Schwammgewebe: "It is now evident that the clumpy peloids, which are missing the characteristic euhedral rims of the "normal" peloids, are in situ calcified remains of decaying sponge tissue!" (S. 26). Der Abbauprozeß findet unter Beteiligung von Bakterien statt. Dabei steigt durch Freisetzung von NH4⁺ aus der organischen Substanz und CO₂ die Karbonat-Alkalinität, was letzlich zur Calcifizierung der verwesenden Substanz führt. Als Quelle für Ca dienen bestimmte Schwamm-Zellen und mit dem Schwamm assoziierte Bakterien. Der Vorgang läuft sowohl unter aeroben als auch dis- bis anaeroben Verhältnissen ab (REITNER, 1993)

In den Mud Mounds von Sligo scheint ebenfalls ein enger Zusammenhang zwischen dem Abbau von Schwammgewebe und Peloid-Bildung zu bestehen. Die Mikroskleren-Gerüste, die als Hintergrundstruktur oft nur noch schwach zu erkennen sind, sind fast vollständig mit Peloiden gefüllt, die nicht nachträglich in die filigranen Gebilde eingedrungen sein können. Ich nehme an, daß die Peloide innerhalb der Gerüste gebildet wurden, indem, wie von REITNER (1993) beschrieben, bei der in-situ-Calcifikation von verwesendem Schwammgewebe unregelmäßige Mikropeloide entstanden, die wiederum zu größeren Peloiden verklumpten. In wenigen Fällen kann man in calcifizierten Schwämmen noch peloidale Gefüge mit einheitlichen Peloid-Durchmessern zwischen 20 und 30 µm Durchmesser finden, in denen die Mikropeloide offensichtlich nicht miteinander verklumpt sind (Taf. 8 Fig. 4). Daß Mikroben bei an Abbau- und Calcifikationsprozessen beteiligt waren, ist zwar in den Mud Mounds von Sligo nicht nachweisbar, aber sehr wahrscheinlich.

Da peloidale Gefüge ohne Schwammrelikte eher selten sind, nehme ich an, daß eine rein mikrobielle Karbonatproduktion ohne die Beteilgung von Schwämmen eine, wenn überhaupt, nur untergeordnete Rolle bei der Bildung der Mud Mounds von Sligo spielte.

Schwämme waren maßgeblich an der Bildung der Kernfazies der Mud Mounds von Sligo beteiligt. Die Schwämme waren vermutlich eng mit Mikroben assoziiert, die nach Absterben des Schwammes beim Abbau der organischen Substanz Karbonat in Form von Peloiden und Tuberoiden gefällt haben. Daraus resultiert die enge Verbindung von Schwammrelikten und peloidalen Texturen.

4.2.1.2. Großpeloide und Schwammklasten

Großpeloide in unterschiedlichen Formen sind ein wichtiger Bestandteil der Mound-Gesteine. Man findet sie gehäuft im Internsediment, aber auch im zementgefüllten Teil, an der Basis von stromatactoiden Hohlräumen. Die Großpeloide an der Basis von Hohlräumen sind meist rund bis länglich oval, manchmal rechteckig mit abgerundeten Ecken (Taf. 10, Fig. 6; Taf. 9, Fig. 2). Sie sind alle ähnlich dimensioniert mit Durchmessern von 300 bis 1500 μ m. Die Großpeloide bestehen aus dunklem Mikrit. Viele enthalten sehr kleine Fragmente von Biogenen und ein schwach erkennbares Netzwerk aus feinen Nadeln (< 100 μ m Länge). Die Außenränder der Großpeloide sind unterschiedlich ausgebildet, bei den meisten sind sie scharf und glatt, bei einigen unscharf. Einige wenige Großpeloide lösen sich randlich in kleine Peloide von ca. 50 μ m Durchmesser auf. In seltenen Fällen kann man beobachten, daß Schwammetzwerke mit einer Matrix aus dunklem Mikrit sich in Großpeloide auflösen. Die Großpeloide befinden sich fast ausschließlich im Zement oder im lockeren, peloidalen Internsediment, im mikritischen Sediment sind sie sehr selten. Sie sind, bei genügend Raum, radial von einem trüben Calcitzement umwachsen (Taf. 10, Fig. 6).

Im mikritischen Sediment, an Hohlraumrändern wie auch in peloidalen Bereichen mit einer Matrix aus pseudosparitischen Zement findet man häufig unregelmäßig geformte Klasten aus dunklem Mikrit mit Nadelnetzwerk (z.B. Taf. 9, Fig. 2). Sie haben Durchmesser von 600 bis 2000 μ m. Sie sind meist deutlich begrenzt, in pseudosparitischer Matrix lösen sich einige der Klasten randlich in viele Peloide von ca. 50 μ m Durchmesser auf.

Interpretation

PICKARD (1992) interpretiert "quadrate shaped peloids" als die durch Lösung des Skeletts freigelegten Matrixfüllungen von Zooeciae fenestrater Bryozoen. Auflösungen von Bryozoenskeletten habe ich in den Mud Mounds von Sligo und Leitrim an keiner Stelle beobachten können. Außerdem stimmen die Dimensionen der Großpeloide nicht mit denen von Zooeciae der im Mound vorkommenden, fenestraten Bryozoen überein. Daher schließe ich diese Möglichkeit aus.

Die Häufung der Großpeloide an der Basis von stromatactoiden Hohlräumen deutet auf einen engen genetischen Zusammenhang zwischen Hohlraum- und Großpeloid-Bildung hin. Ich nehme an, daß die Großpeloide Tuberoide sind, kalkige Fällungsprodukte, die wie die Peloide beim Abbau von Schwämmen entstehen (s. Kap. 3.4.; FRITZ, 1958). FLÜGEL & STEIGER (1981, Fig. 8) haben ein Modell für die Bildung und Ablagerung von Tuberoiden in den Schwammriffen und umgebenden Sedimenten aus dem oberen Jura der schwäbischen Alb entwickelt. Die Tuberoide entstehen danach bei der Verwesung und dem Zerfall von Schwämmen durch mikrobielle Fällung von Carbonat. Die
Autoren gehen bei ihrem Modell davon aus, daß sich der Zerfall in der freien Wassersäule vollzieht und die Tuberoide durch schwingende Wasserbewegung weit auf dem Sediment verteilt wurden. Ich nehme an, daß sich die Tuberoide in den Mud Mounds von Sligo und Leitrim auf die gleiche Art und Weise gebildet haben, der Zerfall aber erst unter einigen Zentimetern Sedimentbedeckung stattfand. Daher sind die Tuberoide an der Basis von Hohlräumen konzentriert und nicht im Sediment verteilt. Einen Transport und eine sekundäre Anhäufung der Tuberoide in einem Hohlraumsystem schließe ich aus - die dafür notwendigen Durchmesser der, auch nur teilweise vorhandenen, Verbindungen zwischen Hohlräumen kommen nicht vor.

4.2.1.3. Mikrit

Neben dem peloidalen Gefüge werden die Mud Mounds hauptsächlich von inhomogenem Mikrit aufgebaut. Der Mikrit ist in Flecken und unregelmäßigen Strukturen über das Gestein verteilt (z.B. Taf. 7, Fig. 1). Die häufig wechselnde Färbung resultiert eventuell aus der ungleichmäßigen Verteilung von unvollständig abgebauter, organischer Substanz im Sediment. Im inhomogenen Mikrit sind einerseits längliche Fossilfragmente und Schwammskleren in vielen Fällen parallel eingeregelt, andererseits findet man unzerstörte, nicht umgelagerte, filigrane Skleren-Gerüste von Schwämmen (Taf. 10, Fig. 1), die meistens Flecken aus dunklem Mikrit enthalten. Häufig sieht man, daß scheinbar homogener Mikrit bei näherer Betrachtung aus besonders dicht gepackten Peloiden besteht. In sehr wenigen Fällen bildet laminierter, fossilarmer Mikrit das Internsediment von stromatactoiden Hohlräumen.

Interpretation

Der inhomogene Mikrit stellt ein Misch-Sediment aus autochthonen und parautochtonen Komponenten dar. Er wurde meines Erachtens wie die Peloide bei der Verwesung von Schwämmen gebildet, ist aber an der Sedimentoberfläche teilweise umgelagert worden und füllte Wachstumshohlräume zwischen den Schwämmen aus. Es gibt keine Hinweise auf eine detritische Ablagerung von Karbonat.

4.2.1.4. Mikritische Rinden

Peloidale Bereiche und Krusten sowie thrombolitische Strukturen sind häufig von bräunlichen Rinden aus Mikrit durchzogen und gesäumt, die eine Dicke bis zu 50 μ m haben (Taf. 7, Figs. 2, 4, 5). Man findet sie häufig an der Grenze zwischen dem basalen Internsediment von stromatactoiden Hohlräumen und dem umgebenden Sediment (Taf. 7, Fig. 5). Auch Großpeloide sind häufig von solchen Rinden gesäumt. Die Rinden bilden in wenigen Fällen pseudostromatolithische Strukturen. Ich deute diese Rinden als Zonen von vermutlich mikrobieller Korrosion des Sedimentes. Weil die organische Substanz nicht vollständig calcifiziert wurde, führte der mikrobielle Abbau der überschüssigen, organischen Substanz kurzfristig zur Bildung von H₂S. Durch Oxidation des H₂S stellte sich ein saures Mikromilieu ein, in dem Karbonat gelöst wurde.

Die mikritischen Rinden sind den calcifizierten Fe/Mn-Biofilme sehr ähnlich, wie sie von REITNER (1993) in den rezenten Mikrobialiten von Lizard Island beschrieben wurden. Dort kleiden sie die Wände von kleinen Hohlräumen aus und besetzen die Oberflächen von Mikrobialiten.



Abb. 10: Formoyle Mud Mound, massige Kern-Fazies. Schwach lagiges Gefüge. Peloide im Internsediment von Hohlräumen. Probe 92-33.



Abb. 11: Formoyle Mud Mound, massige Kern-Fazies. Strukturarmes Gefüge. Peloide im Internsediment von stromatactoiden Hohlräumen, in Taschen und peloidalen Krusten. Mikrit mit Schwammrelikten. Probe 92-36.



4.2.1.5. Fauna in massigen und undeutlich gebankten Kalken

4.2.1.5.1. Mound-Bildner

Relikte von Schwammskeletten sind die häufigsten Fossilien der Kernfazies. Sie bestehen aus 100 bis 200 μ m langen Nadeln aus klarem Mikrosparit, die im Mikrit meist in Flecken von 0,5 bis 1 cm Durchmesser konzentriert sind (Taf. 7, Fig. 1; Taf. 8, Figs. 1, 5, 6)). Die Flecken enthalten auch einige Peloide aus dunklem Mikrit mit Durchmessern von ca. 100 μ m. Sie durchziehen den Mikrit in unregelmäßigen, breiten Schlieren, in denen die Nadeln mal parallel und mal konzentrisch ausgerichtet sind. Der Hintergrund von peloidalen Texturen besteht in den meisten Fällen aus Netzwerken aus mikrosparitischen Nadeln, deren Maschen mit Peloiden gefüllt sind (Taf. 7, Fig. 3; Taf. 8, Fig. 2). Obwohl die Peloide rund oder annähernd rund sind, bildet das Netzwerk meist gerade Kanten mit zum Teil rechten Winkeln oder dreischenkeligen, winkeligen Knotenpunkten. Im dicht gepackten, peloidalen Gefüge scheint das Netzwerk weniger rekristallisiert zu sein und ist häufig deutlicher zu erkennen. Diese Netzwerke sind calcitisierte Mikrosklerengerüste von Kieselschwämmen. In wenigen Fällen sind kieselige Nadeln - in Quarz umgewandelt - erhalten (Taf. 10, Figs. 7, 8). An Rändern von Mikrit-Klumpen und pseudosparitischen Säumen findet man oft Nadelnetzwerk und einzelne Nadeln (Taf. 10, Fig. 5). Im Mikrit befinden sich lose zusammenhängende Skleren-Häufungen (Taf. 10, Fig. 2)

Im Mikrit wie im peloidalen Gefüge und an Hohlraumrändern befinden sich oft runde, mit Pseudosparit gefüllte Hohlräume mit 500 bis 1000 µm Durchmesser, die von einem Rand aus dunklem Mikrit umgeben sind (Taf. 11, Fig. 6). Dabei handelt es sich zum Teil wahrscheinlich um verkalkte Skelettelemente von Schwämmen, z.B. Einströmporen (siehe Kapitel 3.4.: Schwämme in der Glencar Formation).

Die Schwammrelikte sind in den meisten Fällen nur sehr schlecht erkennbar (Taf. 11, Fig. 2). Es handelt sich vermutlich um calcitisierte Skelette von Kieselschwämmen, die in großer Formenvielfalt vorkommen. Sie siedelten vornehmlich auf anderen Schwämmen, Brachiopodenschalen (Taf. 10, Fig 1) und - vor allem an der Basis der Mud Mounds (siehe Kapitel 4.2.4.2. "Vertikaler Fazieswechsel")auf Fossillagen (Taf. 14, Fig.1 und 2).

Schwamm-Individuen sind bis auf wenige Ausnahmen sehr schwer einzugrenzen. Manchmal findet man tannenbaum-artige Gebilde von wenigen Zentimetern Größe, die zum einen vollständig in Hohlräume umgewandelt sind (Taf. 9, Fig. 2), in denen sich Mikrit-Klumpen und Großpeloide befinden, zum anderen ein sehr inhomogenes Gefüge aus mikrtischen und peloidalen Bereichen haben, das von kleinen Hohlräumen durchsetzt ist. Diese Gebilde deute ich als umgewandelte Schwammindividuen. Bei der frühen Calcifizierung und Diagenese der Schwämme sind aus den unterschiedlichen Gewebe- und Skelettelementen des jeweiligen Schwammes unterschiedliche Gefügetypen enstanden, z.B. Hohlräume, peloidale und homogene Mikrite, die Relikte des ursprünglichen Schwammes enthalten und oft fließend ineinander übergehen (Abb. 12). Außerdem sind die Schwämme sehr dicht neben- und aufeinandergewachsen, so daß bei der Diagenese, vielleicht aber auch schon zu Lebzeiten, die Individuen miteinander verschmolzen und klare Außengrenzen verlorengegangen sind.

Große, monaxone und tetraxone, calcitisierte Schwammnadeln sind selten (Taf. 9, Fig. 1). Ab und zu findet man deutlich erhaltene, hexactinellide Becherschwämme.

Inkrustierende Schwämme sind meist vollständig zu Pseudosparit rekristallisiert, und bilden Spatsäume und -hauben auf mikritischen Bereichen. In wenigen Fällen kann man das Nadelgeflecht noch identifizieren (Taf. 10, Fig. 3). Ich nehme an, daß synsedimentär zementierte Oberflächen von Schwämmen (inkrustierend?) besiedelt wurden.

Insgesamt machen erkennbare Schwammrelikte und das bei ihrer Zersetzung gefällte Karbonat wahrscheinlich über 50 % des Gesteinsvolumens aus. Wenn man die stromatactoiden Hohlräume dazurechnet (s. Kap. 4.2.1.6.) kommt man auf über 70 % Anteil am Gesteinsvolumen.



Abb. 12: Schwamm-Individuum (?) in der Kem-Fazies, schematisierte Darstellung. Das Schwammgerüst und-gewebe sind bei der Zersetzung und Diagenese in peloidales Gefüge bzw. Hohlräume umgewandelt worden. Probe 92-85, Formoyle Mud Mound.

Interpretation

Die Bedeutung der Schwämme, zusammen mit assoziierten Mikroben, für die Gesteins-Bildung und frühe Lithifizierung habe ich bereits im Kapitel 4.2.1. "Kernfazies" diskutiert. Die Menge an erkennbaren Schwammrelikten läßt den Schluß zu, daß die Schwämme die Mound-Bildner sind. Die Mud Mounds von Sligo sind also Schwamm-Mikroben-Riffe.

4.2.1.5.2. Mound-Besiedler

Fenestrate, fenestellide Bryozoen und Crinoidenstielglieder sind die auffälligsten Fossilien in den Mud Mounds. Die fenestelliden Bryozoenfächer sind zum Teil unzerstört erhalten, man findet aber auch kleinere Fragmente. Sie bilden zusammen mit den Spatsäumen, die sie umgeben, ein weitmaschiges Netzwerk, das an den Schichtköpfen dunkelbraun herauswittert. Die Bryozoen sind ganz unterschiedlich in den Mud Mounds verteilt und eingeregelt. Man findet an vielen Stellen Dickichte aus Bryozoenfächern, so zum Beispiel an der ungebankten Basis des Gleniff Mounds im Gleniff Horseshoe, in denen die Kolonien das Gestein engmaschig und ohne eindeutige Orientierung durchziehen. In den gebankten Flanken der Mounds sind die Fächer zum Großteil schichtparallel eingeregelt oder in Stufen horizontal und schichtparallel angeordnet. Dort sind die Fächer auch stärker fragmentiert als in den massigen Kernen. Die Verteilung von fenestelliden Bryozoen im Formoyle Mud Mound wurde von SCHWARZACHER (1961) im Detail aufgenommen und statistisch ausgewertet. Er machte die Beobachtung, daß die Besiedlungsdichte in den gebankten Flanken wesentlich höher ist als in den ungebankten Kernen.

Die Fächer sind vielen Fällen von Säumen aus frühdiagenetischen Calcitzementen (RFC, siehe Kapitel Diagenese) umgeben. Sie bilden häufig das Dach oder die Seitenwände von stromatactoiden Hohlräumen (siehe Kapitel Hohlräume) und sind auch in den zementgefüllten Hohlräumen zu finden (Taf. 10, Fig. 1). Ich habe im Dünnschliff keine Lösungserscheinungen an Bryozoenskeletten finden können, wie sie z.B. von MILLER (1986) beschrieben und von PICKARD (1992) postuliert wurden. Wo Bryozoen seltener sind, wird das Gestein in vielen Fällen von Crinoidenstielgliedern dominiert. Es handelt sich überwiegend um kleine Formen mit Durchmessern von 1 bis 10 mm. Die Crinoidenstiele sind meistens völlig disartikuliert, man findet fast nie zusammenhängende Stiele. Im Gegensatz dazu sind Crinoiden in der unmittelbaren Umgebung der Mounds häufig in lang zusammenhängenden Stielen erhalten.

Untergeordnet findet man Brachiopodenschalen, ästige Bryozoen, kleine Gastropoden und Ostracoden. Korallen- und Trilobitenfragmente sind in der Kernfazies sehr selten. Der Großteil der Fauna ist wenig zerstört erhalten. Anzeichen für Umlagerung und Einregelung sind in der massigen Fazies sehr selten.

In der Kernfazies kommen die Rotalgen Aoujgalia und Epistachoides ab und zu vor (Taf. 12, Fig. 6), häufig inkrustierend auf Bryozoen. Man findet sie von der Basis bis in die Deckschichten der Mud Mounds.

Foraminiferen sind in der Kernfazies sehr selten. Es handelt sich um primitive, einkammerige Formen wie Archaeosphaera firmata.

Spurenfossilien

Überall im Sediment findet man Röhren von agglutinierenden Polychaeten (*Terebella* s. Kap. 3.4.1.) von 1 bis 2 mm Durchmesser und einer Länge von bis zu 10 mm (Taf. 11, Figs. 4, 5, 7). Im Längsschnitt erkennt man, daß der vordere Teil der Wohnröhre mit pseudosparitischem Zement gefüllt ist, während der hintere Teil zunehmend mit einem schwach peloidalen Sediment, wahrscheinlich den

Exkrementen des Tieres, geopetal, am hinteren Ende der Röhre fast vollständig, gefüllt ist (Taf. 11, Fig. 7). Runde Flecken aus hellem Mikrit, die von einem Saum aus dunklerem Mikrit umgeben sind, stellen wahrscheinlich Querschnitte vom hinteren Ende der Röhren dar.

Interpretation

Die Fauna in den Mud Mounds ähnelt der Fauna in den gleichalten Beckensedimenten. Es handelt sich beim Benthos fast durchweg um stenohaline Arten, die unter normal marinen Bedingungen im oxischen Milieu gelebt haben. Die relative Seltenheit (abgesehen von den Schwämmen) der Fossilien kommt dadurch zustande, daß zum einen die höheren Sedimentproduktionsraten eine relative Ausdünnung der Fauna bewirkten, zum anderen die dichte Besiedlung der Sedimentoberfläche mit Kieselschwämmen kaum Platz ließ für anderes Benthos. Der niedrige Zerstörungsgrad der Fossilien und das Vorkommen von einkammerigen Foraminiferen (FEWTRELL et al, 1989) sprechen für ruhige Sedimentationsbedingungen.

Die lokale Häufigkeit von Bryozoenfächern in mikritischen Mound-Kalken suggeriert, daß die Bryozoen aktiv als Sediment-Baffler an der Bildung der Mounds beteiligt waren, wie es unter anderem von WILSON (1975) und DRONOV (1993) postuliert wird. Über das Gesamtvolumen der Mounds geschätzt, beträgt der Anteil an fenestelliden Bryozoen aber kaum mehr als 5 %. Genau dort, wo die Sedimentationsraten am höchsten waren, nämlich in den ungebankten Kernen, sind sie vergleichsweise selten. Sie können also kaum für die Bildung der Mud Mounds verantwortlich gewesen sein. Auch lokal bedeutsames Baffling der Bryozoen schließe ich aus, da man trotz des hohen Anteils an winzigen Biogen-Fragmenten im Mikrit niemals Häufungen dieser Fragmente an Bryozoenfächern beobachten kann. Es ist möglich, daß die großen Fächer von fenestelliden Bryozoen die Sedimente der steil einfallenden, synsedimentären Mound-Hänge zusätzlich stabilisierten.

Die Disartikulation der Crinoidenstiele steht scheinbar im Widerspruch zu den von mir zuvor behaupteten hohen Sedimentationsraten und ruhigen Sedimentationsbedingungen in den Mud Mounds, die ja für eine schnelle Einbettung und Erhaltung der Stiele im Zusammenhang hätten sorgen müssen. KIDWELL & BAUMILLER (1990) haben an rezenten Echinoiden nachgewiesen, daß die Geschwindigkeit der Verwesung der organischen Substanz ganz entscheidend von der Wassertemperatur abhängt: bei höheren Temperaturen läuft sie wesentlich schneller ab. Meines Erachtens ist der Zerfall der Crinoidenstiele in den Mud Mounds ein Indiz für lokal erhöhte Wassertemperaturen, z.B. durch thermal seeping, zur Zeit der Ablagerung, die bewirkten, daß die Ligamente zwischen den Stielgliedern verwesten, bevor der Stiel von Sediment bedeckt war. Außerhalb der Mud Mounds verweste die organische Substanz wegen der geringeren Wassertemperatur langsamer, und die Stiele wurden trotz niedrigerer Sedimentationsraten zusammenhängend eingebettet.

4.2.1.6. Hohlräume

Zementgefüllte Hohlräume sind ein typischer Bestandteil von Carbonate Buildups aus dem Paläozoikum und Mesozoikum. Besonders spektakulär und gut bekannt sind die mächtigen Stromatactis-Gefüge in den Mud Mounds des Devons und der unterkarbonischen Waulsortian Fazies (LEES, 1964; PRATT, 1982; TSIEN, 1985; WALLACE, 1987). Der Ursprung dieser Hohlräume ist bis heute nicht geklärt.

In den Mud Mounds der Sligo Syncline kommen unterschiedliche Hohlraum-Typen vor. Der Anteil an zementgefüllten Hohlräumen schwankt zwischen 5 und 20 %. Einige wenige Bänke enthalten bis zu 50 % Hohlräume. Zu den Hohlräumen gehören erweiterte Spalten zwischen Breccienkomponenten (s.o.), Hohlräume an Häufungen von fenestraten Bryozoen, birdseyes, Spathauben, stromatactoide Hohlräume, die am Dach von fenestraten Bryozoen-Fächern oder anderen, länglichen Biogenen

begrenzt werden und Stromatactis. Sheet spars oder Zebrakalke, die vor allem aus Waulsortian Mounds beschrieben sind (LEES, 1964; SOMERVILLE et al. 1992), kommen nicht vor. Für die unterschiedlichen Hohlraumtypen sind unterschiedliche Bildungsmechanismen verantwortlich.

4.2.1.6.1. Stromatactis und stromatactoide Hohlräume

Als Stromatactis werden in der Literatur drei-dimensionale, zementgefüllte Hohlräume bezeichnet, die eine flache, ebene Basis und ein unregelmäßiges, "digitate" Dach haben (LEES; 1964). Stromatactoide Hohlräume haben die gleiche Form wie Stromatactis, das Dach wird aber von länglichen Biogenen wie Bryozoenfächern oder Brachiopodenschalen gebildet, die für die primäre Stabilität des Hohlraumes sorgten. Die Hohlräume haben Durchmesser von wenigen Millimetern bis mehreren Zentimetern, in Ausnahmefällen sogar Dezimetern.

In den Mud Mounds von Sligo kommen Stromatactis und stromatactoide Hohlräume vor (Taf.7, Figs. 1, 2; Taf. 10, Fig. 1). Sie sind meist in schichtparallelen Horizonten konzentriert, liegen aber - vor allem in der massigen, ungebankten Kernfazies - auch fleckig verteilt im Gestein. Ihre Größe liegt zwischen einigen Millimetern und wenigen Zentimetern. Die Basis ist meistens eben und liegt dann in der Regel schichtparallel. Dach und Seitenränder sind sehr unregelmäßig und gezackt. Der Übergang zum umgebenden Sediment ist, im Gegensatz zur scharfen Grenze zwischen Basis und unterliegendem Sediment, oft fein zerfasert. Seitenränder und Dach sind häufig von Schwammnetzwerk umgeben (Taf. 8, Fig. 7).

Die Hohlräume sind vollständig oder größtenteils mit einer typischen, zentripetalen Abfolge von Zementen gefüllt. Der erste Zement ist fast immer ein isopacher, trüber, radiaxial-fibröser Calcit (RFC), der als synsedimentäre oder frühdiagenetische, vollmarine Bildung interpretiert wird (siehe Kapitel Diagenese). In diesem Zement findet man in seltenen Fällen Relikte von einzelnen Schwammnadeln. Ich habe nicht beobachtet, daß der RFC auch andere Biogene oder Biogenfragmente inkorporiert hätte. Zwischen der im allgemeinen scharfen Untergrenze dieses RFC und dem Sediment kann man an einigen Hohlräumen einen pseudo-sparitischen, manchmal körnigen Calcit-Zement entdecken. Dieser Zement wächst häufig zwischen den und um die einzelnen Zooeciae von fenestraten Bryozoen-Fächern, die den seitlichen Hohlraum-rand oder das Dach des jeweiligen Hohlraumes bilden. Der Übergang von diesem Zement in den Mikrit ist diffus und fein zerfasert. Es sieht so aus, als ob der körnige Zement von der Basis des RFC aus in das Sediment hineingewachsen wäre.

Unterhalb der Basis des zementgefüllten Hohlraumes liegt häufig ein sogenanntes Internsediment (Taf. 9, Fig. 1,; Taf. 10, Fig. 1), das meist aus Peloiden von 20 bis 60 µm Durchmesser, einigen Großpeloiden (Tuberoiden) von 300 bis 800 µm Durchmesser und wenigen, größeren Mikritklumpen mit peloidaler Struktur und diffusem Nadelnetzwerk besteht. Die Peloide sind vielerorts in unregelmäßigen Lagen angeordnet, die durch mikritische Rinden von 50 bis 100 µm Dicke voneinander getrennt sind. Die Großpeloide lösen sich oft in kleinere Peloide auf. In dem peloidalen Sediment findet man in und zwischen den Peloiden immer wieder unter-schiedlich gut erhaltene Relikte von Schwammnadeln, die in einigen Fällen ein zusammenhängendes Gerüst bilden (Taf. 8, Figs. 2,3). In den Hohlräumen in den stark einfallenden, gebankten Kalken an den Flanken der Mounds liegt die Oberfläche des Internsediments fast immer parallel zur Schichtung und nicht etwa horizontal (also geopetal) (vgl. LEES, 1964). In wenigen Hohlräumen besteht das Sediment an der Basis aus lagigem, strukturlosem und fossilfreiem Mikrit.

Innerhalb des zementgefüllten Hohlraumes findet man fast immer Biogene und unregelmäßig geformte Mikritklumpen, die radial von den Zementen der ersten im Hohlraum vorkommenden Zementgeneration umgeben sind. Bei den Biogenen handelt es sich in einem Großteil der Fälle um Fächer von fenestraten Bryozoen die vom Rand oder Dach des Hohlraumes aus in den Hohlraum hineinragen. In vielen Fällen jedoch sind es einzelne, nicht zusammenhängende Zooeciae, die, wie die Mikritklumpen und einzelne, in den Zementen vorkommende, kleine Peloide, offenbar keinerlei



Abb. 13: Skizze von stromatactoidem Hohlraum mit vollständiger Zementsequenz. 1 = radiaxial-fibröser Calcit (RFC); 2,3 = Saumzement von RFC; 4 = gravitativer Dolomit; 5 = syntaxialer, isometrischer Calcit; 6 = blockiger Calcit; 7 = Satteldolomit; 8 = Spaltenzement.



Abb. 14: Komponente (Zooecia einer Bryozoe, umgeben von Mikrit) im stromatactoiden Hohlraum. RFC mit dust line. Deutlich wird der gravitative Charakter von Zement 4. Zahlen wie in Abb. 13.

Verbindung zum Hohlraum-umgebenden Sediment haben. Die Mikritklumpen enthalten meist ein undeutliches Netzwerk aus kleinen, maximal 100 µm langen Nadeln. Sie haben große Ähnlichkeit mit den Mikritklumpen, die in den Hohlräumen der verkalkten Schwämme aus der oberen Glencar Formation vorkommen.

Das Vorkommen von stromatactoiden Hohlräumen ist unabhängig von der Textur des umgebenden Sediments. Man findet sie in peloidalen und mikritischen Texturen der Mound Kerne und in bioklastenreichen Mikriten an den Mound-Flanken.

Interpretation

Für die Bildung von Stromatactis gibt es viele unterschiedliche Theorien, von denen einige im folgenden kurz wiedergegeben werden.

SCHWARZACHER (1961) (Sligo Mud Mounds): Durch kriechende Bewegung oder Slumping des noch nicht vollständig verfestigten Sediments an den Mound-Hängen reißen entlang den Schichtflächen Hohlräume auf, die ein vernetztes System, ähnlich einem Kluft-System, bilden.

LEES (1964): Durch vollständige Verwesung von organischem Material (Pflanzen) enstehen im Sediment Hohlräume, die durch durchströmende Porenwässer und damit verbundene Erosion und Sedimentation modifiziert und zu einem System verbunden werden; es werden mehrere Generationen Internsediment ab- und umgelagert.

HECKEL (1972): Entwässerungsstrukturen, verursacht durch Erschütterungen, z.B. Erdbeben. BATHURST (1980, 1982): Synsedimentäre Subrosion von früh zementierten Sedimentoberflächen (hardgrounds) durch strömendes Wasser; dabei ensteht ein räumlich vernetztes Hohlraumsystem; durch Nachfall enstehen die typisch unregelmäßig-zackigen Hohlraumdächer; die Ablagerung von Internsediment erzeugt die ebene Hohlraumbasis.

BOURQUE & GIGNAC (1983): Primäre Wachstumshohlräume in Kieselschwämmen und Hohlräume, die durch frühen Kollaps von nicht zementierten Schwamm-Teilen enstehen.

TSIEN (1985): Algen, Cyanobakterien und/oder Bakterien bilden stromatactis-förmige Akkretionen aus Karbonat; die Akkretionen werden sukzessive von außen nach innen durch Calcit-Zemente ersetzt.

MILLER (1986), PICKARD (1992): Durch frühdiagenetische Karbonat-Lösung werden existierende Hohlräume vergrößert und in schwach zementierten Mikriten Hohlräume gebildet.

WALLACE (1987): Primäre Porenräume werden durch interne Erosion wenige Zentimeter unterhalb der Sedimentoberfläche vergrößert; sobald sie an ein Fossil (Schale, Bryozoe o. ä.) oder frühzeitig verfestigtes Sediment treffen, wird der Vorgang beendet; das in den Hohlräumen abgelagerte Internsediment ist vom umgebenden Sediment oft kaum zu unterscheiden, da es aus dem gleichen, jetzt erodierten Material besteht.

BRIDGES & CHAPMAN (1988): Unverfestigtes Sediment wird durch marin-phreatische Porenwässer, die durch Versenkungskompaktion in das Sediment gepreßt werden, erodiert oder gelöst; fenestrate Bryozoen bilden bevorzugte Durchflußwege; es bildet sich ein vernetztes Hohlraumsystem, das frühdiagenetisch mit Zementen verfüllt wird.

DAVIES & NASSICHUK (1990): Abbau von Weichkörper-Organismen, z.B. Schwämmen, führte zur Bildung von Hohlraumsystemen im Sediment.

MATYSZKIEWICZ (1993): Primäre Wachstumshohlräume in einem laminaren Sediment werden

BOURQUE & BOULVAIN (1993): Spat-Körper, die bei der frühen Zementation eines Hohlraumsystems entstehen, das durch Ausräumung von nicht zementierten Material aus teilweise verfestigten, verwesenden Schwämmen und nadel-reichen, organischen Matten, die aus der Verwesung von Schwämmen stammen, angelegt worden ist. Das Hohlraumsystem hatte Verbindung zur Sedimentoberfläche und war mit marinen, zunächst oxischen, im weiteren Verlauf anoxisch werdenden Porenwässern gefüllt.

Eigene Interpretation

Stromatactis und stromatactoide Hohlräume in den Sligo Mud Mounds sind vermutlich aus primären Schwammhohlräumen und deren Erweiterung durch Zerfall von Schwammskeletten enstanden. Das Schwammgewebe ist unter wenigen Zentimetern Sedimentbedeckung verwest, und die kieseligen Nadeln sind gelöst worden. Das peloidale Sediment unterhalb des zementgefüllten Teiles ist meines Erachtens kein durch Porenwasserströme oder Erosion von Dach und Seitenrändern enstandenes, allochthones Sediment, sondern stellt die frühzeitig, eventuell noch zu Lebzeiten, verkalkte Basis des Schwammes dar. Die schichtparallele Orientierung der Oberfläche dieses Sediments spricht meines Erachtens für sehr frühe Kohäsion und Zementation und gegen Transport und mechanische Einregelung von Material in einem vernetzten Hohlraumsystem. Tuberoid-Häufungen an der Basis einiger Hohlräume sind ein Internsediment aus im Schwamm bei der Verwesung des Weichkörpers gebildeten Partikeln, die bei der vollständigen Auflösung und Umsetzung des Schwammes auf den Boden des enstandenen Hohlraumes gesunken sind. Der strukturlose, laminierte Mikrit ist ein durch Transport in den Hohlraum gelangtes Sediment und zeigt, daß es auf jeden Fall Verbindungen zwischen den Hohlräumen gegeben hat.

Die Zementierung der Hohlräume von den Rändern nach innen zeigt, daß sie in ihrer jetzigen Form bestanden haben und vollständig offen waren. Rätselhaft sind dann die radial von Zement umwachsenen vereinzelten Bryozoen-Zooeciae und Mikritklumpen mitten in den Hohlräumen. Warum sind sie nicht auf den Hohlraum-Boden gesunken? Ich nehme an, daß die Bryozoen und Mikritklumpen vom Schwammkörper aus Skelett und Weichsubstanz gehalten wurden. Die Bryozoen waren vom Schwamm inkorporiert, die Mikritklumpen sind bei der Verwesung des Weichgewebes im Schwamm gebildet worden (siehe Kapitel Großpeloide und Schwammklasten). Der Schwammkörper ist von außen nach innen und von den inkorporierten Partikeln ausgehend verwest und zerfallen, der Skelett-Opal aufgelöst. Direkt nachfolgend hat sich der RFC gebildet und die Konstellation stabilisiert.

Nach der Auskleidung des Hohlraumes mit RFC löste sich das Schwammskelett im Mikrit von der Basis des RFC oder von Bryozoen am Hohlraumrand ausgehend langsam weiter auf. Wahrscheinlich war die Grenze zwischen RFC und Sediment ein bevorzugter Weg für Porenwässer. Dabei enstanden die fließenden Übergänge von Hohlraumzementen zu mikrosparitisch zementierten Schwammnetzwerken. Weil die Umgebung des Hohlraumes frühzeitig mikritisch verkalkt und zementiert war, ist die Auflösung nicht weit ins Sediment vorgedrungen.

Voraussetzung für die Bildung und vor allem die Erhaltung der Hohlräume ist, daß das umgebende Sediment fest gewesen ist und nicht frühzeitig kompaktiert wurde. Das bedeutet eine frühe Zementation des Mikrits und des peloidalen Mikrits.

4.2.1.6.2. Spathauben im Mikrit

Pseudosparitische Säume an Gefüge- oder Klumpengrenzen sind oft zu kleinen Hohlräumen oder Spathauben mit Durchmessern von 1 bis 10 mm mit flacher Basis und unregelmäßigem Dach erweitert (Taf. 10, Figs. 4,5). Diese Spathauben enthalten häufig ein geopetales Internsediment aus schwach definierten, kleinen Peloiden. Das mikritische Sediment unterhalb der kleinen Hohlräume ist oft aufgehellt und wesentlich biogen- und strukturärmer als der umgebende Mikrit. Der hellere Mikrit scheint stärker mikrosparitisch rekristallisiert zu sein. Der Übergang vom mikritischen Sediment in den sparitischen Hohlraumzement ist selten scharf definiert sondern meist fließend. Im dunklen Mikrit findet man häufig vertikal längliche, unregelmäßige Flecken aus aufgehelltem Mikrit, die von einer solchen Spathaube gekrönt sind.

Das Dach dieser Spathauben wird nicht von Biogenen wie fenestraten Bryozoen oder Brachiopodenschalen gestützt. Häufig sind große Schwammadeln (100 bis 300 μ m) zu erkennen, die aus dem pseudosparitischen Zement in das Sediment der Umgebung ragen. In wenigen Fällen kann man in den Spathauben ein filziges Geflecht aus mikro- bis pseudosparitischen Nadeln erkennen (Taf. 10, Fig. 3).

Interpretation:

Ich deute die Spathauben als vollständig oder zum Teil rekristallisierte Schwämme, die frühzeitig zementierte Oberflächen und manchmal auch Schalen inkrustiert haben. Bei der Verwesung des Weichgewebes wurden häufig kleine Peloide gebildet.

4.2.1.7. Pseudobreccien

Die Kalke von Kern- und Flankenfazies sind an vielen Stellen zu 0,5 bis 5 cm großen, unregelmäßigen Klumpen aufgelöst, die mehr oder weniger deutlich von einander getrennt sind und ein Pseudobreccien-Gefüge bilden (Abb. 12; Taf. 13, Fig. 2). Häufig befinden sich zwischen den Klumpen Stylolithen oder dünne Säume aus Pseudosparit, die stellenweise zu kleinen Hohlräumen erweitert sind. Die Texturen in den Klumpen werden an den Außenrändern gekappt und setzen sich nur selten in benachbarten Klumpen fort. In den Spalten befinden sich große Fächer und Bruchstücke von fenestraten Bryozoen.

Pseudobreccien findet man sowohl in den steilen Hängen der Moundflanken als auch in der Kernfazies. In den Moundflanken sind die Breccien-Gefüge deutlicher ausgebildet, und die Klumpen - vermutlich durch Transport - stärker rotiert und teilweise zerbrochen. In der Kernfazies scheinen die Klumpen leicht rotiert zu sein, ohne daß eine bestimmte Richtung erkennbar wäre.

Die Differenzierung des Sediments in Klumpen ist vermutlich eine Folge von langsamer Entwässerung und Volumenverkleinerung durch frühe Zementation (MILLER, 1986). Die Säume aus Pseudosparit sind vermutlich Lösungssäume, die bei mechanischer Kompaktion des frühzeitig zementierten Sediments unter geringer Sedimentauflast entstanden sind. In besonders breiten Spalten, die zum Teil zu großen, nicht stromatactoiden Hohlräumen erweitert sein können, befinden sich auf den Klumpenrändern RFC-Zemente, also marin-phreatische, synsedimentäre bis frühdiagenetische Zemente (siehe Kapitel Diagenese). Die gleichen Zemente findet man in den stromatactoiden Hohlräumen. Das bedeutet, daß die Klumpen- und Pseudobreccienbildung vor der Bildung der ersten Hohlraumzemente stattfand.

Die Auflösung des Gesteins in Klumpen orientiert sich offensichtlich an primären Grenzflächen zwischen unterschiedlichen Gefügetypen und an den Fächern fenestrater Bryozoen, die oft aufrecht im Sediment standen. Sie erfolgte zu einem Zeitpunkt, als das Gestein bereits schwach verfestigt, aber noch nicht hart und spröde war (vgl. MILLER, 1986: 317).

4.2.2. Flankenfazies

In der Flankenfazies findet man die gleichen mikritischen und peloidalen Texturen wie in der Kernfazies. Das Gefüge ist aber in vielen Bänken stärker aufgearbeitet und reorganisiert. Man findet in etwa die gleiche Fauna wie in der Kernfazies. Der Anteil an Biogenen ist aber höher als in der Kernfazies. Vor allem Gastropoden (Taf. 12, Fig. 3) und Trilobitenfragmente sind häufiger. Die häufigsten Fossilien sind, neben Crinoiden und fenestelliden Bryozoen, Schwammrelikte.

Die Lithologie der Kalke aus der Flankenfazies ändert sich mit der Position am Hang. Im oberen Hang gehen die flach liegenden, oberen Moundschichten in die Flankenfazies über. Man findet aufgearbeitete, teilweise breccienartige Gefüge mit großen Intraklasten unterschiedlicher Internstruktur (Taf. 13, Fig. 1). Die Komponenten liegen meist nicht orientiert und wahllos durcheinander gemischt. Die Breccienkomponenten sind meist durch dünne, zementgefüllte Spalten, die in kleine Hohlräume münden, voneinander getrennt.

Im zentralen und unteren Hang hat das Gestein oft schwach lagiges Gefüge (Abb. 16). Disartikulierte Brachiopodenschalen und fenestrate Bryozoen sind häufig schichtparallel eingeregelt.

Stromatactoide Hohlräume treten manchmal in schichtparallelen Horizonten auf. Sie nehmen einen geringeren Anteil am Gesteinsvolumen ein als in der Kernfazies (<10 %) und sind wesentlich stärker an Fächer fenestellider Bryzoen gebunden. Die typische Ausbildung mit ebener Basis und digitatem Dach ist selten (Taf. 11, Fig. 2). Häufig handelt es sich um shelter-cavities, die unterhalb eines Bryozoen-Fächers oder einer Brachiopodenschale offengeblieben sind.

4.2.3. Oberste Mound-Schichten

Die obersten Mud Mound-Schichten bestehen aus relativ deutlich gebankten Kalken, die stark aufgearbeitete Gefüge haben. Es handelt sich meist um bioklastische Wackestones und Packstones mit vielen Intraklasten und einer gegenüber der Kernfazies deutlich erhöhten Faunendiversität. Der feine Mikrit ist teilweise ausgewaschen, die Fossilzwischenräume sind von pseudosparitischen Zementen gefüllt. Die Bioklasten bestehen vor allem aus Crinoidenstielgliedern und fenestraten Bryozoen. Häufig sind jetzt auch disartikulierte Brachiopodenschalen, ästige Bryozoen, große, calcitisierte Schwammnadeln und Echinodermenstacheln. Rugose Solitärkorallen und fasciculate Lithostrotion sind in den obersten Mound-Schichten recht häufig, Lithostrotion-Stöcke bilden auf dem Gleniff Mound regelrechte Dickichte. Ab und zu findet man Nautiliden.

Die Foraminiferenfauna ist in den Packstones sehr arten- und individuenreich. Neben den primitiven einkammerigen Formen Archaesphaera firmata und Archaesphaera reitlingerae (Taf. 12, Fig.1) gibt es nun auch mehrfach gekammerte wie Tetrataxis und Endothyra (Taf. 12, Figs. 2, 5).

In seltenen Fällen findet man in den oberen Mound-Schichten die problematische Foraminifere Aphralysia (BELKA, 1981) (Taf. 12, Fig. 4).

Die Rotalgen Aoujgalia und Epistacheoides sind wesentlich häufiger als in der Kernfazies (Taf. 12, Fig. 1). In den oberen Moundschichten tritt erstmalig die Rotalge Stacheia auf (Taf. 12, Fig. 7).

Interpretation

Die obersten Moundschichten sind unter deutlich höherer Wasserbewegung in flacherem Wasser abgelagert als die Kern-Fazies. Darauf deuten die Faunendiversität und -erhaltung hin. Mehrkammerige Foraminiferen zeigen hochenergetische Verhältnisse an (FEWTRELL et al., 1989). BELKA (1981) gibt für Aphralysia ein Vorkommen im flachen Subtidal mit Wellenbewegung an. Die



Abb. 15: Formoyle Mud Mound, gebankte Flanken-Fazies; Irreguläres, breccienähnliches Gefüge. Probe 91-20.



Abb. 16: Formoyle Mud Mound, gebankte Flanken-Fazies; Irreguläres Gefüge mit wenigen, kleinen Hohlräumen. Probe 91-7.



Schwammgerüst + Peloide



Mikrit

and the lot of

Hohiraum



Mikrit + Schwammrelikte



Peloide

Biogene

Oberfläche der Mud Mounds gelangte über die Sturmwellen- und die Normalwellenbasis. Die obersten Moundschichten wurden in einer Wassertiefe von 50 bis 30 m abgelagert. In dieser Wassertiefe endete das Mound-Wachstum.

4.2.4. Fazieswechsel

4.2.4.1. Lateraler Fazieswechsel

Die Mud Mounds haben keinen Talus aus Mound-Blöcken oder Mound-Schutt wie Riffe. Sie sind umgeben von einem Halo aus Packstones, die überwiegend Crinoidenschutt enthalten. An der Basis der Mounds geht die Mound Fazies in die Kalke von Cloyragh und Annaghreaworh Member über (aufgeschlossen am E-Ende des Formoyle Mounds). Die obersten Mud Mound-Schichten gehen in die Sedimente des Slievemore Member über (nur aufgeschlossen auf dem Gleniff Mound). Der Übergang von den eigentlichen Mound-Mikriten in die off-Mound Fazies ist fließend und vollzieht sich über wenige Meter.

Übergang in das Annaghreaworh Member, untere Dartry Formation (Ost-Ende Formoyle Mound, Basis)

Das mikritische, wolkig-lagige, Mound-Gefüge geht in ein teils Komponeten-gestütztes, teils Matrixgestütztes Pseudobrecciengefüge aus Mound-Klumpen mit 1 bis 3 cm Durchmesser über (Taf. 14, Fig. 1). Die Klasten haben typische peloidale und mikritische Texturen und sind fossilarm. Häufig kann man Schwammnetzwerk erkennen. In vielen Klasten gehen radiale Risse vom Rand aus in das Klasten-Innere, die nach innen schmaler werden und auskeilen ("crumbly-edged tear fractures" bei MILLER, 1986: 317). Die Packungsdichte der Klasten ist zunächst sehr hoch, der Anteil an Matrix gering. Es gibt viele Berührungspunkte und -flächen zwischen den Klumpen. Die Grenzen sind aber immer scharf. Die Klasten schwimmen in einer Matrix aus dunklem, mergeligem Mikrit, einem Wackestone bis Packstone. In der Matrix gibt es eine artenreiche Bryozoenfauna, die neben fenestraten Formen auch ästige Arten enthält.

Mit zunehmenden Abstand (2 bis 3 m) vom Mound nimmt der Anteil an Mound-Klumpen rasch ab. Das Gestein ist deutlich lagig aufgebaut aus einer bioklastischen Matrix, die wenige, teils eckige, teils rundliche, teils längliche Mikrit-Klumpen und -Knollen enthält (Taf. 14, Fig. 2). Zwischengeschaltet sind fossilarme, 1 bis 2 cm dicke Lagen und flache Linsen mit Grabgängen vom Typ Planolites, die stark kompaktiert sind. Längliche Biogene wie Fächer von fenestraten Bryozoen und Brachiopodenschalen sind schichtparallel eingeregelt. Das Gestein ist kompaktiert, größere Mound-Klumpen sind zu kleinen Bruchstücken zerbrochen. Die Gefüge in den Mound-Knollen zeigen aber keine Anzeichen von Kompaktion. Die Knollen bestehen aus biogenarmem Mikrit, der deutlich erkennbares Schwammnetzwerk oder Schwammnadeln enthält oder aus eng gepackten Peloiden besteht. In vielen Klasten findet man Pyrit.

Die Klumpen zeigen keine Anzeichen für Transport. Es gibt keine abgerollten Ränder oder verkippten Geopetalgefüge. Sie sind größer als die Intraklasten in den aufgearbeiteten Bänken am Top der Mounds. MILLER (1986) deutet ähnliche Klumpen an den Rändern der Waulsortian Mounds von Galway folgendermaßen: "They represent in situ production of carbonate mud similar to the M1 primary muds of the banks, ..." (S. 332). PICKARD (1992) dagegen deutet sie für die Carbonate Buildups des Brigantian (oberstes Visé) als Klasten aus der Mound-Fazies.

Die bioklastische Matrix ist ein Grainstone bis Packstone, feines Material ist teilweise ausgewaschen. Die Fossilzwischenräume sind mit klarem Sparit oder weitgehend dolomitisiertem Mikrit gefüllt. Die Bioklasten sind zum größten Teil Crinoidenstielglieder, die, im Gegensatz zur völligen Disartikulation in der Kernfazies (s. Kap. 4.2.1.5.), häufig noch in größeren Stielfragmenten zusammenhängen. Fenestrate Bryozoen kommen in unzerstörten Fächern aber auch Fragmenten vor. Die Artendiversität ist gegenüber dem Mud Mound stark erhöht. Es gibt unterschiedliche Arten fenestrater und ästiger Bryozoen, Brachiopoden- und Ostracodenschalen, Fragmente von rugosen Solitärkorallen, Gastropoden und Trilobiten. Die Foraminiferen-Fauna ist in diesen bioklastischen Kalken wesentlich arten- und individuenreicher als in den feinkörnigen Mud Mound-Kalken. Neben primitiven, einkammerigen Formen wie Archaesphaera findet man mehrfach gekammerte wie *Tetrataxis* und *Endothyra*.

Wenige Meter neben und direkt unterhalb des Mounds enthält das Gestein Chertbänder.

Übergang in das Slievemore Member, obere Dartry Formation (Gleniff Mud Mound, Gleniff Horseshoe und Baryt-Mine)

Auf dem Gleniff Mud Mound, in den obersten Bänken der steilen Felswand im Gleniff Horseshoe, ist der laterale Übergang von undeutlich gebankten, linsigen Mound-Kalken in die eben gebankten Chertreichen Kalke des Slievemore Member aufgeschlossen. Die Gesteine der Mud Mound-Fazies am Top sind schwach lagige, bioklastische Wackestones, Packstones und Grainstones. Die Grainstones enthalten kleine Mikritklumpen mit Schwammnadeln. Der Übergang in das Slievemore Member vollzieht sich über eine Zunahme an Bioturbation (Planolites), einen erhöhten Anteil an tonigem Material und das Auftreten von Chert. Im Slievemore Member ist die Lagigkeit der Gesteine noch deutlicher ausgeprägt als im obersten Mud Mound. Der Grad der Kompaktion ist höher als im Mud Mound. Das ist besonders gut an den linsigen Querschnitten von Planolites-Bauten zu erkennen, die um bis zu 75 % kompaktiert sind.

4.2.4.2. Vertikaler Fazieswechsel, Beginn des Mound-Wachstums

Die Kalke und Mergel des Cloyragh Members ca. 1 m unterhalb des Gleniff Mounds bestehen aus braunen Mergellagen mit grauen Kalkschlieren, in denen Biogene, die ca. 30 % des Gesteinsvolumens ausmachen, zerbrochen und schichtparallel eingeregelt sind. Hauptelemente der allochthonen bis parautochthonen Fauna sind fenestellide Bryozoen und Crinoidenstielglieder. Crinoiden sind häufig in lang zusammenhängenden Stielen erhalten. Untergeordnet kommen ästige Bryozoen und Brachiopodenschalen vor.

Auf den Fossillagen und auch zwischen den Fossilien befindet sich fast immer dunkler Mikrit mit einer internen Netzstruktur aus Mikrosparit (Taf. 14, Figs. 3, 4). Es handelt sich um inkrustierende Schwämme. Sie machen ca. 25 % des Gesteinsvolumens aus.

Zwischen den Fossillagen befindet sich fossilarmer Mikrit mit einigen unzerstörten Schalen. Die Schalen sind mit lagigem Internsediment und/oder Schwammnetzerk und dunklem Mikrit gefüllt. Das Schwammnetzwerk enthält dunkle Peloide, kleine, mit klarem Pseudosparit gefüllte Hohlräume und meist nur eine große Schwammnadel.

Der Mud Mound setzt abrupt mit hellgrauem, massigem Kalk ein (Taf. 2, Fig. 3). Es gibt keine lagigen Strukturen mehr. Das Gestein besteht aus Flecken und Strukturen aus hellem Mikrit mit Schwammnetzwerk, dunklem Mikrit mit Schwammnetzwerk, strukturlosem Mikrit und peloidalem Gefüge. Hohlräume sind noch recht selten. Sie machen weniger als 10 % des Gesteinsvolumens aus. Ihr Anteil vergrößert sich aufwärts innerhalb weniger Dezimeter.

Bereits 30 cm oberhalb der Untergrenze des Mounds enthält das Moundgestein bis zu 40 % stromatactoide Hohlräume. Es besteht aus peloidalem und strukturlosem Mikrit. Individuuen von kleinen, hexactinelliden Schwämmen sind häufig. Hohlraumränder sind häufig von Schwammnetzwerk in dunkler, mikritischer Matrix inkrustiert. Im strukturlosen Mikrit findet man viele Flecken aus Schwammnetzwerk mit kleinen, dunklen Peloiden. Der Gehalt an anderen Fossilien ist kleiner als 5 %. Es handelt sich fast ausschließlich um fenestellide Bryozoen und Crinoidenstielglieder.

Das Wachstum der Mud Mounds begann auf einer breiten Grundfläche (mehrere hundert m^2) und setzte sich mit großem Tempo fort. Externe Sedimentation wurde fast vollständig eliminiert. Schwämme spielten auch in der initialen Phase eine große Rolle. Die Schwämme besiedelten und inkrustierten harte Oberflächen wie Fossillagen.

4.3. Diagenese

Die Diagenese der Mud Mound-Kalke läßt sich grob in drei Abschnitte gliedern: einen synsedimentären mit unter marin-phreatischen Bedingungen gefällten Karbonat-Zementen und Lösungserscheinungen, einen früdiagenetischen mit Drucklösung und Dolomitisierung und einen spätdiagenetischen mit Zementen, die aus über Spalten zugeführten, reduzierenden Lösungen ausgefallen sind (Tab. 3).

4.3.1. Mikritdiagenese

Das mikritische Sediment und die peloidalen Matrixgefüge sind meines Erachtens sehr frühdiagenetisch oder synsedimentär zementiert. Es gibt kaum Hinweise auf plastische Deformation von weichem Sediment. Da die stromatactoiden Hohlräume innwandig von Zementen der sehr frühen, marin-phreatischen Diagenese (s.u.) gesäumt sind, gehe ich davon aus, daß die Hohlräume längere Zeit unter wenigen Zentimetern Sedimentbedeckung offen gestanden haben müssen. Das ist nur möglich, wenn der umgebende Mikrit zumindest teilweise lithifiziert war. BATHURST (1980; 1982) verwendet die frühe Lithifizierung in paläozoischen Mud Mounds als Argument für die Deutung von Stromatactis als Subrosionserscheinung (s. Kapitel "Hohlräume"). Das Fehlen von Kompaktion und die Erhaltung von weitständigen peloidalen Gefügen in den Mud Mounds von Sligo zeigen, daß das Sediment sehr früh fest war. Die Peloide boten die Oberflächen für die gleichzeitige Bildung von Zementen in diesem für die Karbonat-Fällung sehr günstigen Milieu. Wahrscheinlich waren sie von organischen Schleimen (Schwammgewebe?) umgeben, die direkt zu Karbonat mineralisierten (REITNER, 1993).

SCHWARZACHER (1961) dagegen nimmt an, daß die Mound-Kalke erst spät lithifiziert wurden. Er postuliert eine maximal lehm-artige Festigkeit des Sediments (S. 1499), mit der er die von ihm diagnostizierten Slumping-Strukturen an den Mound-Hängen erklärt. Ich selber habe keine eindeutigen Slumping-Strukturen gefunden, im Gegenteil, selbst Hänge mit über 60° primärer Neigung zeigen keinerlei Anzeichen von Rutschungen oder andersartigen Dislozierungen und sind stabil geblieben. Das ist ein weiteres Argument für die synsedimentäre Lithifizierung der Mud Mounds.

Das gesamte Gestein ist bis auf die Hohlraumzemente mikrosparitisch rekristallisiert und zeigt fleckig verteilte, orange bis gelbliche Lumineszenz. Diese Rekristallisation fand bei Anwesenheit von Mnhaltigen, vermutlich meteorischen Wässern statt.

4.3.2. Hohlraum-Zemente

In den stromatactoiden Hohlräumen der Kernfazies gibt es eine typische, zentripetale Abfolge von mehreren Zementgenerationen, die nicht immer vollständig ausgebildet ist. Die Abfolge ist in Tab. 2 und Abb. 13 und 14 dargestellt.

Zement (1) ist ein trüber, radiaxial-fibröser Calcit (RFC) mit schwacher, fleckiger (blotchy) Lumineszenz. Der RFC ist allseitig an den Hohlraumwänden aufgewachsen und bildet dort einen durchgehenden Saum. Bioklasten und Mikritklasten innerhalb der Hohlräume sind fast immer von RFC gesäumt. Meistens besteht er aus mehreren syntaxialen Generationen, die unterschiedlich stark rekristallisiert sind und daher unterschiedliche Lumineszenz zeigen. Die Kristalle werden bis zu 300 µm lang. Die Kristalle einer Generation erreichen innerhalb eines Hohlraumes immer die gleich Länge (isopacher Zement). Die Basis der Kristalle besteht häufig aus einem Mosaik anhedraler Calcitkristalle von 3 bis 10 µm Durchmesser. In wenigen Fällen besteht die Basis aus einem trüben, nadeligen Calcit, dessen Nadeln ca. 50 µm lang und parallel zum RFC orientiert sind.

Die Trübe des RFC rührt von der großen Zahl an Einschlüssen, die vermutlich aus Mikrodolomit bestehen (LOHMANN & MEYERS, 1977). In vielen Hohlräumen kann man in den RFC eine oder mehrere kristall-übergreifende Trübezonen (dustlines) beobachten, die die Kristallpalisade parallel zum Hohlraumrand, also senkrecht zur Wachstumsrichtung, als durchgehende Bänder durchziehen (vgl. KENDALL & TUCKER, 1973). Häufig bilden Trübezonen die obere Begrenzung des RFC-Saumes, deren Außengrenzen Rhomboederkanten nachzeichnen.

Der RFC ist ein frühdiagenetischer Zement, der im marin-phreatischen Milieu unter oxidierenden Bedingungen ausgefällt wurde (MEYERS, 1974; MILLER, 1986). Der hohe Anteil an Mikrodolomit-Einschlüssen läßt darauf schließen, daß der RFC aus einem Hoch-Mg-Calcit entstanden ist, der durch kristallinterne Diffusion und Sammelkristallisation alteriert wurde (LOHMANN & MEYERS, 1977; MILLER, 1986). Die nadeligen Zemente, die gelegentlich an der Basis des RFC auftreten, könnten rekristallisierter, ehemaliger Aragonit sein, der, ähnlich wie in pleistozänen Karbonaten (VOLLBRECHT, 1990), in nadeligem Habitus synsedimentär noch vor dem RFC ausgefällt wurde.

Das Kristallwachstum hielt an, solange die Zufuhr von frischem Meerwasser durch Porenwasserströmungen gewährleistet war. Durch Verfestigung des mikritischen Sediments wurden die Zufuhr-Wege versperrt, der Porenwasserstrom versiegte und damit endete auch das Wachstum des RFC. So erkläre ich mir, warum die Hohlräume nicht vollständig mit diesem Zement gefüllt sind. Wenn man annimmt, daß dieser Zement zu einem sehr frühen Zeitpunkt der Diagenese, bei den angenommenen hohen Sedimentationsraten praktisch synsedimentär, unter wenigen Zentimetern Sedimentbedeckung (siehe Kapitel Hohlräume) aus marinem Porenwasser gefällt wurde, muß man fragen, ob und wie es zu einer solchen Karbonat-Übersättigung kommen konnte, daß aus Meerwasser Karbonat ausfällt. Intensive Lösung des Sediments ist weder angezeigt noch wahrscheinlich, da erstens die Verweildauer der Porenwässer viel zu kurz war, und zweitens Meerwasser unter Schelfbedingungen nicht zur (raschen) Karbonatlösung neigt. Möglich wäre, daß durch lokal erhöhte Wassertemperaturen am Mud Mound, eventuell durch Aktivität von Mikroben, bevorzugt Karbonat aus dem Meerwasser ausfällt. Das paßt mit der Deutung der Disartikulation von Crinoidenstielen im Mud Mound zusammen, bei der ebenfalls erhöhte Wassertemperaturen eine Rolle gespielt haben könnten (siehe Kapitel Fauna). Hierzu gehört auch, daß man außerhalb der Mud Mounds nie RFC-Zemente findet. Diese Beobachtung machte auch MILLER (1986) in der Waulsortian Facies von West- und Zentral-Irland. DOUTHIT et al. (1993) bezeichnen den RFC in Waulsortian Limestones von Irland als MFC (marine fibrous calcite), und deuten ihn als im warmen, marinen Milieu zur selben Zeit wie das umgebende Sediment gebildeten primären High-Mg-Calcite. Die Alteration zum Low-Mg-Calcite und die Bildung von Mikrodolomiteinschlüssen lief nach DOUTHIT et al. ebenfalls im marinen Milieu ab.

Zement (2) ist ein nicht lumineszierender Saum auf dem RFC, der im Durchlicht nicht zu unterscheiden ist (Taf. 11, Fig. 2). Die Grenze zum RFC ist diffus, zum Hohlrauminneren sind gerade Kristallkanten ausgebildet, die eine Bezeichnung als Hundezahn-Zement zulassen. Die Nicht-Lumineszenz zeigt an, daß es sich um einen nicht rekristallisierten, primären Low-Mg-Calcite handelt. Zement (2) ist das Produkt fortschreitender Karbonatfällung unter oxidierenden, marin-phreatischen Bedingungen bei deutlich verringerten Mg-Gehalten der Lösung (vgl. MILLER, 1986). DOUTHIT et al. (1993) interpretieren den Zement Zone 1, der dem RFC (MFC bei DOUTHIT et al.) in Waulsortian Limestones von Irland aufsitzt, und die gleichen Merkmale wie der von mir beschriebene Zement (2) hat, als vollmarine, sehr frühe Bildung. Sie postulieren, daß er aus den gleichen, marinen Porenwässern ausgefallen ist, die zur Alteration des RFC geführt haben. In einigen Hohlräumen sitzt als Zement (3) auf den nicht lumineszierenden Spitzen ein leuchtend gelb lumineszierender Saum (Taf. 11, Fig. 2). Die Lumineszenz führe ich auf den Einbau von Mn-Ionen in das Calcit-Gitter zurück, der einen Wechsel von oxidierenden zu reduzierenden Bedingungen, noch immer im marin-phreatischen Milieu, im Hohlraum anzeigt. Zement (3) kommt nie ohne (2) vor. Daraus schließe ich, daß beide aus derselben, stagnierenden Porenlösung ausgefallen sind. Beide findet man hauptsächlich in kleinen Hohlräumen und in Fossilhohlräumen, z.B. in den Zooeciae von Bryozoen und in zementgefüllten Brachiopodenschalen.

Zement (4) ist nur lokal ausgebildet (Formoyle Mud Mound). Es ist ein Fe-reicher Dolomit (Taf. 7, Fig. 1), der in den Hohlräumen ausschließlich an der Basis und auf der Oberseite von hohlrauminternen Komponenten sitzt, praktisch nie am Dach oder an der Komponenten-Unterseite. Die Kristalle sind durch schlierig verteilte Fe-Hydroxide rostbraun gefärbt. Bei der Korrosion des Dolomits wurde Fe freigesetzt und in Form von Hydroxiden wieder ausgefällt. Einige Spalten sind ebenfalls mit dem Fe-reichen Dolomit gefüllt. Wahrscheinlich ist der Fe-reiche Dolomit aus Mg- und Fe- reichen Lösungen, die die Hohlräume nicht vollständig gefüllt haben (unten Wasser, oben Öl (TUCKER & WRIGHT, 1990)), während der Versenkungsdiagenese ausgefallen und gravitativ zum Hohlraumboden gesunken.

Zement (5) ist ein equigranularer (isometrischer) klarer Calcitzement, der direkt auf dem RFC oder auf Zement (2) oder (3) aufsitzt und syntaxial zur angrenzenden RFC-Generation auslöscht. Er luminesziert schwach orange bis graubraun und ist konzentrisch zoniert. Konzentrisch zonierte, klare Calcit-Zemente mit schwacher Lumineszenz findet man auch in Spalten, die das Gestein durchschlagen. Der 5. Zement ist aus über Spalten zugeführten Lösungen während der Versenkungsdiagenese ausgefallen und syntaxial auf den RFC aufgewachsen.

Sowohl Zement (4) als auch (5) sitzen immer direkt auf dem RFC. Wenn sie in einem Hohlraum gemeinsam vorkommen, besetzt der gravitative Dolomit, Zement (4), vollständig den Boden des Hohlraumes und die Oberseiten von Komponenten innerhalb des Hohlraumes. Zement (5) kommt in diesen Fällen nur an den frei gebliebenen Stellen, also am Dach und den Seitenrändern des Hohlraumes und an den Unterseiten der Komponenten vor. In keinem Fall findet man ihn auf Zement (4). Das bedeutet, daß der gravitative Dolomit (4) in jedem Fall vor dem isometrischen Calcit (5) gebildet sein muß.

Zement (6) sitzt auf Zement (5) oder dem Fe-reichen Dolomit auf und füllt das Hohlrauminnere. Es ist ein klarer Blockspat, der weitständig konzentrisch zoniert ist, und die gleiche schwache, graubraune bis orange Lumineszenz wie der isometrische Calcitzement zeigt. Es handelt sich ebenfalls um einen über Spalten zugeführten Zement der Versenkungsdiagenese.

Zement (7) ist ein bräunlicher Satteldolomit mit bis zu 1 cm großen Kristallen, die gebogene Rhomboederkanten haben und undulös auslöschen (Taf. 11, Fig. 3). Die Kristalle sind durch schlierig an den Außenkanten verteilte Fe-Hydroxide braun gefärbt (s.o.). Der Satteldolomit ist konzentrisch zoniert. Die Zentren der Kristalle lumineszieren leuchtend rosa, die äußeren Zonen dagegen teilweise schmutzig-rot mit einigen nicht lumineszierenden Bereichen. Daraus schließe ich, daß mit zunehmender Kristallisationsdauer immer mehr Fremd-Ionen, wie Fe in das Kristallgitter eingebaut wurden. Der Satteldolomit besetzt in stromatactoiden Hohlräumen den freigebliebenen Resthohlraum. Er wird interpretiert als spätdiagenetischer Zement, der aus warmen (60 bis 150°C), reduzierenden Lösungen während der Versenkungsdiagenese gefällt wird (CHOQUETTE, P.W., 1971; RADKE & MATHIS, 1980; MILLER, 1986).

Zement (8) ist ein leuchtend gelb lumineszierender Spaltenzement (Taf. 15, Fig. 3). Die Spalten durchschlagen alle anderen Spaltengenerationen. Wo sie Hohlräume durchschlagen, dringt der leuchtend gelbe Zement lateral in die Hohlräume ein und lagert sich zwischen Blockspat und saddle dolomite an. Dabei wird der Blockspat konzentrisch umwachsen, während die Satteldolomit-Rhomboeder häufig korrodiert werden. Der leuchtend gelb lumineszierende Zement füllt auch feine

Nr.	Bezeichnung/ Eigenschaft	Lumineszenz	Deutung
1	radiaxialer, fibröser Calcit (RFC) einschlußreich-trüb niedrige Interferenzfarben	schwach fleckig orange	marin-phreatisch synsedimentär - frühdiagenetisch
2	1. Saum auf RFC im Durchlicht nicht erkennbar	keine	marin-phreatisch synsedimentär - frühdiagenetisch, oxidierend
3	2. Saum auf RFC im Durchlicht nicht erkennbar	leuchtend gelb	marin-phreatisch synsedimentär - frühdiagenetisch, reduzierend
4	gravitativer, Fe-reicher Dolomit	rosa	spätdiagenetisch Mg-reiche Porenlösungen
5	klarer, isometrischer Calcit syntaxial auf RFC	schwach grau-orange konzentrisch zoniert	spätdiagenetisch aus Mn- und Fe- haltigen, reduzierenden Porenlösungen, spalteninduziert
6	klarer, blockiger Calcit	schwach grau-orange konzentrisch zoniert	spätdiagenetisch aus Mn- und Fe- haltigen, reduzierenden Lösungen spalteninduziert
7	saddle dolomite gebogene Rhomboeder-Kanten, undulöse Auslöschung	violett-rosa teilweise keine	spätdiagenetisch aus warmen, reduzierenden Lösungen (deep burial)
8	klarer Calcit Spaltenzement	leuchtend gelb	spätdiagenetisch reduzierende Lösungen

Tab. 2: Zentripetale Abfolge der karbonatischen Zemente in stromatactoiden Hohlräumen

Zeitpunkt	Ereignis	Betrifft
Dotonimienneg bing ten de	Lithifizierung, Pseudobreccienbildung	Mikrit, Schwämme
	Lösung von SiO ₂	Schwämme
synsedimentär	Zusammenbruch von	the state of the state state of the state of the
a name of the state of the stat	Schwammgerüsten,	Schwämme
eon eizem Mozaik aus Einde	Bildung von RFC (Zement (1),	Hohlräume
and good the state of the second	Zement (2) und Zement (3)	and the second state of the second
₽	Ų	₽
section of the Planch of the section of the	Drucklösung	Mud Mounds
frühdiagenetisch	Dolomitisierung	Mikrit, RFC
provide the second state of the second states of the second	authigener Quarz	Biogene, RFC
Ų	Ų	Ų
	Geopetaler Dolomit (Zement (4))	
the second second second second second	syntaxialer Calcit (Zement (5)	Hohlräume
spätdiagenetisch	blockiger Calcit (Zement (6)	the state of the s
The Consult Contract Section	Satteldolomit (Zement (7)	Hohlräume
	Spaltenzement (Zement (8)	Spalten, Klüfte, Hohlräume
U	Ų	Ų
Exhumierung	Dedolomitisierung	Dolomit

Tab. 3: Zusammenstellung und Reihenfolge von diagenetischen Prozessen in den Mud Mounds

Haarrisse, die z.B. den RFC und die blockigen Hohlraumzemente entlang primärer Krsitallgrenzen durchziehen oder teilweise aufspalten. Die leuchtend gelbe Lumineszenz deutet auf reduzierende, Mnhaltige Lösungen hin. Die Korrosion des Satteldolomites zeigt, daß der Spaltenzement erst nach diesem gebildet wurde.

4.3.3. Diagenese von SiO₂

Die Sedimente der Mud Mounds enthalten einen außerordentlich geringen Anteil an SiO₂, obwohl viele metasomatisierte Relikte von Kieselschwämmen vorhanden sind. Die Kieselschwämme und Schwamm-spiculae liegen fast ausschließlich vollständig calcitisiert vor. Es hat eine intensive SiO₂-Lösung gegeben. LAND (1976) beschreibt die frühe Lösung von Skelett-Opal von rezenten Schwämmen in jamaicanischen Riffen unter normal marinen Bedingungen und weist darauf hin, daß diese Lösung z.T schon in noch lebenden Schwämmen beginnt. Die Löslichkeit von amorphem SiO₂ nimmt bei Temperaturen von 25°C bei pH-Werten um 9 schlagartig sehr stark zu. Die erforderlichen, hohen pH Werte werden wahrscheinlich in organischen Filmen auf den Schwämmen (FRIEDMAN et al., 1976) oder beim beginnenden Abbau der organischen Substanz erreicht. Dabei scheint mir wichtig, daß die gelöste Kieselsäure abtransportiert wird, damit das Konzentrationsgefälle, das den Vorgang in Gang hält, erhalten bleibt bzw. immer wieder eingestellt wird. Wenn der Abtransport gewährleistet ist, wird der gesamte Skelett-Opal gelöst.

Das gelöste SiO₂ ist fast vollständig vom Mud Mound abtransportiert worden. Als Transportwege aus dem Sediment dienten die noch nicht zuzementierten Hohlräume. In den off-bank Sedimenten, die ebenfalls sehr viele Kieselschwammnadeln enthalten, kam es ebenfalls zur Lösung von Skelett-Opal. Da in dem feinkörnigen Sediment die Wegsamkeiten fehlten, verblieb das gelöste SiO₂ im Sediment. An Kristallisationskeimen kam es zur Sammelkristallisation und zur Bildung von mikrokristallinem Chert.

In wenigen Mud-Mound-Dünnschliffen, besonders von der Basis des Gleniff Mud Mound, findet man klare Quarznadeln mit idiomorpher Kristallform von 20 bis 300 µm Länge und 5 bzw. 50 µm Dicke, meistens lose verteilt in peloidalen Mikriten (Taf. 10, Fig. 7). Der unlösliche Rückstand von in Salzsäure aufgelösten Mound-Kalken besteht zu über 90% aus solchen Nadeln. Unter dem Rasterelektronen-Mikroskop erkennt man daß die Kristallflächen von einem Mosaik aus Eindrücken belegt sind, die in Form und Größe dem umgebenden, rekristallisiertem Mikrit entsprechen (Taf. 10, Fig. 8). Ich nehme an, daß sich entweder aus der im Sediment verbliebenen Kieselsäure authigene Quarzkristalle von nadeligem Habitus ausgeschieden haben oder Schwammnadeln aus amorphem Skelett-Opal in situ zu Quarz rekristallisiert sind. Die vorhandenen Quarznadeln entsprechen in Form, Größe und Verteilung den ebenfalls im peloidalen Mikrit befindlichen Nadeln aus klarem Mikrosparit. die ich als calcitisierte Schwammskleren (Mikroskleren, siehe Kapitel Fauna) interpretiere. Daher glaube ich eher an in-situ Rekristallisation als Ursprung für die Quarznadeln. Die Eindrücke auf den Kristallflächen zeigen an, daß dieser Vorgang nach der Rekristallisation des Mikrites abgelaufen ist. Voraussetzung für die kieselige Erhaltung der Schwammnadeln ist, daß sie zusedimentiert wurden, bevor sich der Skelett-Opal lösen konnte. Die starke Karbonatproduktion und die daraus resultierenden, hohen Sedimentationsraten (Wachstumsraten) in den Mud Mounds sorgten dafür, daß die Stätten der Skelett-Opal Lösung rasch bedeckt wurden, und der Vorgang beendet wurde.

In den Schwammknollen der oberen Glencar Formation findet man selten Quarz, bei dem es sich dann meistens um detritischen Quarzsilt mit deutlichen Spuren von Erosion und Transport handelt (siehe Kapitel Schwämme in der oberen Glencar Formation). Das ist bemerkenswert, da es sich ja schließlich auch um Kieselschwämme handelt, in denen die oben beschriebenen Vorgänge ebenfalls hätten ablaufen können. In den Schwammknollen der Glencar Formation sind keine kieselig rekristallisierten Mikroskleren mehr vorhanden, weil die Lösung auf der Sedimentoberfläche ohne Sedimentbedeckung, also mit niedriger Sedimentationsrate, bei ständigem Abtransport der gelösten Kieselsäure stattgefunden hat. Niedrige Sedimentationsraten werden auch durch die Verteilung der Tuberoide im Sediment und die verkippten Geopoetalgefüge in den Knollen angedeutet (siehe Kapitel Schwämme in der oberen Glencar Formation).

MILLER (1986: 327) hat in den Waulsortian Mud Mounds von Galway große, hyalosteliide Kieselschwammspiculae gefunden, die mit Calcit-Zementen der frühesten Generation gefüllt sind, d.h., die SiO₂ Lösung hat vor der ersten Zementation stattgefunden, ist also ein sehr früher, eventuell sogar synsedimentärer, diagenetischer Prozeß. Auch WALTHER (1983: 62) nimmt für die Lösung des Skelett-Opal in den Sedimenten der Lissadell-Halbinsel einen Zeitpunkt an, der vor der Verfestigung des Karbonatschlammes und vor der Diagenese des Mg-Calcites liegt.

Karbonatproduktion und Lösung von Skelett-Opal sind Vorgänge, die offenbar gleichzeitig am gleichen Ort stattgefunden haben. Hohe pH-Werte begünstigten beide Vorgänge. Diese pH-Werte konnten wahrscheinlich im Mikromilieu durch die Verwesung organischer Substanz erzeugt werden.

Quarz in der Mud Mound Fazies liegt neben den Quarznadeln ausschließlich in Form von authigenen, ideomorphen, kurzprismatischen Kristallen vor. Diese Kristalle sitzen meist auf Schalen von Zweischalern und im RFC-Zement und enthalten deutliche Reliktstrukturen des Substrates, auf dem sie gewachsen sind. In späteren Zementen kommen sie nicht vor. Daraus schließe ich, daß auch die Wiederausfällung von Quarz in den Mud Mounds ein frühdiagenetischer Prozeß gewesen ist, der nach Abschluß der marinen Diagenese aber vor dem Beginn der Versenkungsdiagenese ablief.

4.3.4. Dolomitisierung und Dedolomitisierung

Die Mound-Gesteine sind an einigen Stellen fleckig dolomitisiert. Die Dolomitisierung geht von feinen Spalten und Stylolithen aus in das umgebende Gestein. Komponenten von Pseudo-Breccien sind von den Rändern ausgehend teilweise oder vollständig dolomitisiert. Der Grad der Dolomitisierung hängt von der Häufigkeit von Spalten und Stylolithen und dem Anteil an großen Bioklasten ab. Spalten- und Stylolithen-reiche Bereiche sind wesentlich stärker dolomitisiert als Spalten-arme. Ähnliches gilt für Crinoiden- und Bioklasten-reiche Partien. Die Crinoiden-Stielglieder selbst sind von der Dolomitisierung praktisch nicht betroffen, in einigen Fällen findet man locker auf der Oberfläche verteilt winzige Rhomboeder von 5 bis 10 µm Durchmesser.

An der Basis, den äußeren Flanken und in den obersten Schichten der Mounds ist Dolomitisierung wesentlich weiter verbreitet und stärker ausgeprägt als in den massigen Zentren. Die gebankten Kalke am unmittelbaren, lateralen Übergang von der Mound- in die off-Mound-Fazies sind fast immer vollständig dolomitisiert. Die gebankten Mound-Kalke sind stärker dolomitisiert als die massigen. Der primäre Porenraum in den Crinoidenkalken am lateralen Übergang von der Mound- in die off-Mound-Fazies ist fast ausschließlich mit Dolomit, in lagigen Abschnitten anhedral mit Durchmessern um 50 µm, in kleinen Hohlräumen sub- bis euhedrale Rhomboeder mit Durchmessern um 100 µm, gefüllt. In den spalten-reichen Mound-Kalken reicht die Dolomitisierung von locker über den Mikrit verteilten, bräunlichen, ca. 50 µm großen Rhombedern bis zu reinen Dolomiten mit anhedralen Kristallen, in denen keinerlei Reliktstrukturen (ghost structures) mehr zu erkennen sind. In diesem Fall sind auch die RFC-Zemente in den stromatactoiden Hohlräumen durch bis zu 300 µm große, graue sub- bis euhedrale Dolomit-Rhomboeder ersetzt. Man findet häufig einzelne, euhedrale Dolomit-Rhomboeder an dünnen Suturen, die innerhalb des RFC parallel zum Hohlraumrand verlaufen. Eine Dolomitisierung der blockigen Hohlraum-Zemente habe ich nicht beobachtet.

Die Rhomboeder sind konzentrisch zoniert und lumineszieren leuchtend rosa. Das läßt, im Gegensatz zu den Dolomit-Zementen in den Hohlräumen (Zemente (4) und (7)), auf einen nur geringen Einbau von Fe-Ionen schließen, die die Lumineszenz dämpfen würden. In einigen Fällen sind die Rhomboeder von den Außenrändern her durch einen leuchtend gelb lumineszierenden Calcit unregelmäßig korrodiert. In diesen Fällen setzt bereits die Dedolomitisierung ein. Alle Beobachtungen zeigen deutlich, daß der Grad der Dolomitisierung der Mud Mound-Kalke allein von der Wegsamkeit des Gesteins für Porenwässer abhängt. Die Permeabilität ist in Crinoiden-reichen Kalken primär durch die Porenräume zwischen den Bioklasten vorhanden und ensteht sekundär in homogenen Mikriten durch Aufreißen von Spalten und Klüften und durch Drucklösung. Das bedeutet, daß die Dolomitisierung nach der vollständigen Lithifizierung des Sedimentes stattfand. Die selektive Dolomitisierung der Hohlraumzemente zeigt, daß das Gestein nach der Bildung des RFC, aber noch vor der Fällung der blockigen Hohlraumzemente, also während der frühen Versenkungsdiagenese, dolomitisiert wurde.

Die enge Verbindung von Dolomitisierung und Stylolithen läßt vermuten, daß das Mg aus Porenwässern aus dem Untergrund, vermutlich aus den tonreichen Mergeln unterhalb der Mounds, stammt, die durch Kompaktion mobilisiert wurden (MACHEL & MOUNTJOY, 1986) und durch Klüfte und Spalten von den Außenrändern in die Moundgesteine eingedrungen sind. Die Mg-haltigen Porenwässer drangen durch feinste Risse und Inhomogenitäten auch in die frühen Hohlraumzemente ein. Die Basis der Mounds ist teilweise dolomitisiert, weil die kompakten Mound-Kalke eine Barriere für aufsteigende, Mg-haltige Porenwässer darstellten, und die längere Verweildauer der Porenlösungen an diesen Barrieren für eine intensive Dolomitisierung der Umgebung sorgte. Diese Barriere-Wirkung zeigt sich auch, wenn gut gebankte und geklüftete off-Mound-Kalke an Mound-Kalke grenzen.

Die Dedolomitisierung vollzieht sich vermutlich seit Beginn der späten, meteorischen Diagenese.

4.3.5. Einsturzgefüge und Drucklösung

An vielen Stellen sowohl in der gebankten Flanken- als auch in der massigen Kern-Fazies ist zu beobachten, daß größere Hohlraum-Gefüge zusammengebrochen sind. Die Hohlräume sind unregelmäßig-eckig haben nicht mehr die typisch stromatactoide Ausbildung. In den klaren Hohlraumzementen befinden sich große mikritische Bruchstücke mit eckigen Kanten. Verkippte Geopetalgefüge zeigen eine Rotation der Bruchstücke an. Die Bruchstücke sind nicht an allen Kanten mit RFC-Zement besetzt und grenzen dann direkt an den klaren Blockzement. Diese Beobachtungen deuten daraufhin, daß die Hohlräume nach der vollständigen Lithifizierung des Sedimentes und nach Bildung des ersten marinen Zements zusammengebrochen sind. Einsturzgefüge sind lokal begrenzt und betreffen nur große Hohlräume und Hohlraumsysteme. Ursache ist der Auflagerungsdruck der überlagernden Sedimente.

Stylolithen treten in den massigen Mound-Gesteinen häufig auf. Sie bilden z.B. die Grenzflächen der gebankten Kalke und der einzelnen Karbonat-Linsen in der massigen Kern-Fazies. Im Dünnschliff erkennt man, daß einige stromatactoide, zementgefüllte Hohlräume direkt an Stylolithen grenzen, die Hohlraum-Randzemente höchstens randlich schwach angelöst aber in keinem Fall vollständig weggelöst sind. Innerhalb des Mikrites sieht man an Stylolithen deutliche Lösungserscheinungen, von denen auch Bryozoen und Crinoidenstielglieder betroffen sind (Taf. 13, Fig. 3). Die Stylolithen sind meist schmal (10 bis 30 µm) und enthalten ein bräunlich-schwarzes, bituminöses Residuum. Vielerorts ist deutlich zu beobachten, daß die Verbreitung von Dolomitrhomboedern in das Sediment von den Stylolithen ausgeht (s. Kapitel Dolomitisierung). Die Drucklösung fand nach der Lithifizierung des Sedimentes und der Stabilisierung der Hohlräume statt, vor oder gleichzeitig mit der Dolomitisierung des Gesteins während der frühen Versenkungsdiagenese. Die Stylolithen akzentuieren primäre Inhomogenitäten im Sediment, schaffen aber keine Pseudo-Bankung wie in dem Beispiel von SIMPSON (1985).

4.4. Geochemie

4.4.1. Karbonat-Gehalte und nicht-karbonatische Substanz

Die Mud Mound-Kalke sind hochreine Karbonate. Die Karbonatgehalte liegen zwischen 92 und 99,4 % (Tab. 4-7). Der Anteil an nicht-karbonatischer Substanz wird überwiegend von Quarznadeln und untergeordnet von Pyrit gebildet. Der Anteil an Tonmineralen ist verschwindend gering.

Die Kalke des Cloyragh Member enthalten zwischen 61 und 76 % Karbonat, die des Annaghreaworh Member im Durchschnitt 76% (KAUFMANN & MICHEL, 1991). Die nicht-karbonatische Substanz besteht überwiegend aus mikrokristallinem Quarz (Chert und Verkieselung), detritischem Quarz, Tonmineralen und untergeordnet Albit (KAUFMANN & MICHEL, 1991). An den vertikalen Übergängen in die Mud Mound-Fazies ist der Karbonatgehalt auf bis zu über 90 % erhöht. Die Erhöhung ist vor allem auf die intensive Dolomitisierung der Kalke unterhalb der Mound-Basis zurückzuführen (s. Kap. 4.3.4. Dolomitisierung und Dedolomitisierung").

4.4.2. Eisen und Mangan im Karbonat

Die basalen, vertikalen Übergänge von Beckensedimenten in die Mud Mound-Fazies wurden auf ihren Spurenelementgehalt im Karbonat untersucht (Abb. 17-20). Besondere Bedeutung wurde dem Gehalt an Fe und Mn beigemessen, die in ihrer zweiwertigen Form, also unter reduzierenden Bedingungen, in das Calcitgitter eingebaut werden. Erhofft wurden Hinweise auf reduzierende Bedingungen am Meeresboden zur Zeit der Sedimentation.

An den untersuchten vier Übergängen sind das karbonatische Fe und Mn eindeutig positiv korreliert. Daraus schließe ich, daß sie unter denselben Bedingungen je nach Verfügbarkeit in der Lösung in das Karbonat eingebaut wurden.

An der Grenze off-Mound zum Mound konnte bezüglich des Einbaus von Mn und Fe in das Karbonat jedoch kein einheitlicher Trend festgestellt werden. Während zum Beispiel am Gleniff Mound beide Elemente direkt an der Grenze Glencar Formation - Mud Mound bei den Übergängen Gleniff 1 und 3 ein Minimum haben (Abb. 17 und 19), zeigen sie im Übergang Gleniff 3 und am Crockauns Mud Mound an eben dieser Grenze ein Maximum (Abb. 18 und 20).

Die zum Teil eindeutig positive Korrelation der Gehalte an Fe und Mn mit den Gehalten an Mg im Karbonat läßt darauf schließen, daß die beiden Spurenelemente zum größten Teil an den Dolomit gebunden sind, also erst während der späteren Diagenese zusammen mit Mg-haltigen Porenwässern in das System eingeführt wurden. Die Fe- und Mn-Gehalte lassen daher keine Rückschlüsse auf die Verhältnisse während der Sedimentation zu.







Lokalität: Gleniff Horseshoe







Abb. 20: Crockauns Mud Mound, basaler vertikaler Fazieswec Lokalität: Glencar Tal

4.4.3. Stabile Isotope (Abb. 21)

Die Werte der stabilen Kohlenstoff-Isotope für die Mud Mound-Mikrite liegen zwischen 2,35 und 3,92 ‰ PDB, für die radiaxial-fibrösen Calcitzemente zwischen 2,99 und 3,83 ‰ PDB. Die Matrixund radiaxialen Mikrite die Hohlraumzemente haben also ungefähr die gleiche Isotopenzusammensetzung - ein weiterer Hinweis darauf, daß die ersten Hohlraumzemente synsedimentär gebildet wurden. Beide zeigen δ^{13} C-Werte, die typisch sind für vollmarine Bedingungen (WALLS et al. 1979). Die klaren, hohlraum- und spaltenfüllenden Zemente sind leicht abgereichert an ¹³C und deutlich abgereichert an ¹⁸O, ein Hinweis auf Zunahme der Temperaturen der Porenlösungen (MARSHALL & ASHTON, 1980). Damit bestätigt sich die Deutung der Katholumineszenz dieser Zemente, daß es sich um Bildungen der Versenkungsdiagenese bei höheren Temperaturen handelt.

Bei der Auswertung der Untersuchungen von Mikriten und Zementen auf die stabilen Isotope¹³C und ¹⁸O fällt auf, daß die schwach rekristallisierten off-Mound-Mikrite des Cloyragh Member unterhalb der Basis des Gleniff Mud Mounds bezüglich des Sauerstoffs deutlich schwerer sind als die Mound-Mikrite. Bei Annahme einer temperaturabhängigen Fraktionierung (EPSTEIN et al., 1953) ergeben sich für die off-Mound-Mikrite niedrigere Bildungstemperaturen als für die Mound-Mikrite. Das könnte ein Hinweis auf erhöhte Wassertemperaturen bei der Bildung der Mound-Karbonate sein, die zum Beispiel durch thermal seeping verursacht sein könnten. Diese Deutung paßt gut zur Deutung der Biostratonomie der Crinoiden in den Mud Mounds (siehe Kapitel Fauna). Diagenetische Effekte auf die Sauerstoff-Isotopie während der Lithifizierung und Rekristallisation der Mikrite bleiben bei dieser Überlegung allerdings unberücksichtigt.



Abb. 21: Stabile Isotope in Mikriten und Hohlraumzementen

5. Interpretation

5.1. Wachstum der Mud Mounds

Die Mud Mounds kann man grob in zwei Fazies unterteilen, in eine massige und eine gebankte Fazies. Diese Unterteilung gilt sowohl vertikal als auch horizontal. In der Vertikalen bildet die massige Fazies die unteren zwei Drittel der Mud Mounds und die gebankte das obere Drittel. Das Wachstum der Mounds läßt sich entsprechend der vertikalen Unterteilung in zwei Phasen gliedern. In der ersten Phase waren die Karbonat-Akkumulationsraten hoch, es bildeten sich linsige Körper aus massigem Kalkstein, die ein beträchtliches Relief gegenüber der Umgebung hatten. In der zweiten Phase waren die Akkumulationsraten erheblich niedriger, es bildeten sich die gebankten oberen Mound-Schichten. Die Bedingungen für das Mound-Wachstum waren also im tieferen Wasser wesentlich günstiger als im flacheren. Das hängt vermutlich mit dem Erreichen eines höheren Energieniveaus, zum Beispiel dem Überschreiten der Sturmwellenbasis zusammen. Die Gründe dafür sind meines Erachtens nicht übergeordnete Meeresspiegelschwankungen, sondern, daß die Akkumulationsrate die Subsidenzrate des Untergrundes bei weitem übertraf, die Mound-Oberfläche also wegen der eigenen Wachstumsgeschindigkeit in für das weitere Wachstum ungünstigere Bedingungen gelangte. Die oberen Schichten des Gleniff Mud Mounds gehen lateral ohne wesentliche Reduktion der Mächtigkeit in die Schichten des Slievemore Members über. Das bedeutet, daß sich zu diesem Zeitpunkt die Sedimentationsraten fast auf das Maß der off-Mound Sedimente verringert hatten.

Die horizontale Unterteilung ergibt massige Mound-Zentren und gebankte Flanken. Von den Ausgangspunkten des Wachstums aus breiteten sich die Mound-Sedimente zunächst rasch aus. Dabei gab es bei den jeweiligen Mounds mehrere Ausgangspunkte. Das ist besonders deutlich am Castlegal Mound zu sehen, dessen massige Fazies aus mehreren, nebeneinander liegenden Kernen besteht (Abb. 8) In größerer Entfernung von den für die Mound-Bildung günstigsten Positionen verlangsamte das Wachstum, und es wurden die gebankten Kalke der Mound-Flanken abgelagert.

Das Wachstum lief innerhalb der beiden Phasen weder vertikal noch lateral völlig gleichförmig ab. In den massigen Kalken findet man immer wieder besser gebankte Kalke und in den Mound-Flanken immer wieder Blöcke aus massigem Kalk, die ich als autochthone Zentren des Mound-Wachstums interpretiere.

Die Akkumulationsraten der Mud Mounds waren 5 bis 10 mal höher als die Sedimentationsrate der umgebenden Sedimente. Das ist deutlich an der starken Reduktion der Bankmächtigkeiten an den lateralen Übergängen der Mound-Fazies in die off-Mound-Fazies. Das Slievemore Member, das auf den höchsten Punkten des Gleniff Mud Mounds ansteht, wurde demnach wesentlich früher abgelagert als das Slievemore Member außerhalb des Mounds (Abb. 5).

5.2. Bathymetrie der Mud Mounds

Das Wachstum der ersten Mud Mounds in der Sligo Syncline begann, als die Wassertiefe im Ablagerungsraum ihren Höchstand erreicht hatte (obere Glencar Formation, Cloyragh Member). Die Wassertiefe betrug 150 bis 200 m. Im regressiven Teil der Beckenentwicklung setzten weitere Mud Mounds auch im flacheren Wasser (Dartry Formation, Annaghreaworh Member) ein. Das Wachstum endete, als die Mound-Oberfläche über die Sturmwellenbasis hinausgewachsen war und vermutlich die Normalwellenbasis erreicht hatte. Darauf deuten vermehrte Anzeichen höherer Wasserenergie in den obersten Mound-Schichten, wie Resedimentation und Intraklasten, stärker zerstörte Fossilien und das Auftreten von mehrkammerigen Foraminiferen (FEWTRELL et al., 1989) und der inkrustierenden Foraminifere Aphralysia (BELKA, 1981) hin. Das Vorkommen von *Lithostrotion* und caniniiden Solitärkorallen in den obersten Moundschichten zeigt an, daß hier vermutlich ungefähr die gleiche Wassertiefe wie in der unteren Glencar Formation herrschte. Ich nehme an, daß die Wassertiefe oberhalb der obersten Moundschichten ca. 30 bis 50 m betrug.

Nach der Tiefenzonierung für Waulsortian Mud Mounds von LEES et al. (1985) gehören die Mud Mounds von Sligo wegen ihrer Fazies, vor allem des Vorkommens von Peloiden und des Auftretens von Aoujgaliidae, in die Phasen B und C, für die die Autoren Wassertiefen von 250 bis 220 m angegeben haben. Peloide und Aoujgaliidae kommen in den Sligo Mud Mounds von der Basis bis in die obersten Schichten, also in Wassertiefen von 200 bis 30 m, vor. Ich halte sie für die Bestimmung der Wassertiefe ungeeignet. Das laut LEES & MILLER (1985) für die Phase C typische Auftreten von mehrkammerigen Foraminiferen ist in den Mud Mounds von Sligo auf die obersten Mound-Schichten beschränkt. Auch hier differiert meine Abschätzung deutlich von der von LEES & MILLER. Die Tiefenzonierung für die Waulsortian Mounds ist offensichtlich auf die Mud Mounds von Sligo nicht anwendbar.

5.3. Die Rolle von Kieselschwämmen und Mikroben in den Mud Mounds der Sligo Syncline

Kieselschwämme waren maßgeblich an der Bildung der Mud Mounds von Sligo beteiligt. Die Schwämme waren eng mit symbiontischen Mikroben assoziiert. Nach Absterben des Schwammes wurde beim mikrobiellen Abbau der organischen Substanz Karbonat in Form von Mikropeloiden gefällt, die ihrerseits zu Peloiden und Tuberoiden verklumpten. Daraus resultiert die enge Verbindung von Schwammrelikten und peloidalen Texturen.

5.4. Mud Mounds im Zusammenhang der Beckenentwicklung

Die Mud Mounds stehen am Ende einer kontinuierlichen Entwicklung der Fauna in der Sligo Syncline. Die Assoziation von Schwämmen und Mikroorganismen gab es bereits in der unteren Glencar Formation. Zu dieser Zeit waren die Wassertiefe und anderen Umweltbedingungen günstig für die Entwicklung einer relativ arten- und individuenreichen Benthosfauna, die den Meeresboden großflächig besiedelte. In dem Konkurrenzkampf um Platz und Nährstoffe spielten Schwämme nur eine untergeordnete Rolle. Mit fortschreitender Subsidenz gelangte der Meeresboden in größere Wassertiefen, die Umweltbedingungen wurden für den Großteil der Benthosfauna ungünstig. Die Schwämme erwiesen sich, neben den Crinoiden und fenestraten Bryozoen, als adaptive Organismengruppe, der die Änderung der Wassertiefe nichts ausmachte. Nach dem Verschwinden der übrigen Benthosfauna konnten sich die Schwämme in der oberen Glencar Formation großflächig ausbreiten. Sie wurden zum dominierenden Faunenelement und bildeten Biostrome und Knollen (siehe Kapitel Schwämme). Die Entwicklung resultierte schließlich in der Bildung der Mud Mounds.

5.5. Warum bildeten sich Mounds?

Unklar bleibt, was der Auslöser für die deutliche Erhöhung der Karbonat-Produktionsrate und das riffartige Wachstum war, wenn doch die Mound-Bildner in den Beckensedimenten auch vorher schon weit verbreitet waren. Denkbar ist, daß die Schwämme sich verstärkt über Methan-Austritten (cold seeps) entlang synsedimentärer Störungen im Untergrund angesiedelt haben (vgl. HOVLAND, 1990). Alle untersuchten Mud Mounds werden von Verwerfungen durchzogen oder grenzen unmittelbar daran. Geochemische Hinweise auf Methan, wie sehr leichte Kohlenstoff-Isotope in den Karbonaten, gibt es in den Mud Mounds von Sligo und Leitrim allerdings nicht.

Eine weitere Möglichkeit wäre, daß an diesen Verwerfungen warme Lösungen aus größeren Tiefen aufgestiegen und am Meeresboden ausgetreten sind (hydrothermal vents). Dadurch würde die Wassertemperatur lokal erhöht und damit die Carbonat-Löslichkeit erniedrigt. Die ¹⁸O-Verhältnisse deuten an, daß die Wassertemperatur bei Bildung der Mound-Mikrite höher war als bei der Bildung der off-Mound-Mikrite. Ein weiterer Hinweis auf höhere Wassertemperaturen im Mud Mound ist die unterschiedliche Erhaltung von Crinoiden, die im Mound trotz hoher Sedimentationsraten weitgehend disartikuliert sind, während sie in der unmittelbaren Umgebung der Mounds häufig in zusammenhängenden Stielstücken erhalten sind. Höhere Wassertemperaturen beschleunigten vermutlich den Abbau des Crinoiden-Gewebes und damit den Zerfall der Stiele (KIDWELL & BAUMILLER, 1990).

VON BITTER et al. (1992) beschreiben unter-karbonische Mounds, die sich über Spalten gebildet haben, an denen hydrothermale Lösungen ausgetreten sind. Sie enthalten eine spezifische Fauna mit großen Röhrenwürmern, wie sie für rezente "vent communities" typisch ist, und synsedimentäre Vererzungen mit Sulfiden und Sulfaten. Als maximale Temperatur der hydrothermalen Lösungen geben die Autoren 90°C an. Die Mounds werden aufgebaut von sessilen Organismen, vor allem Bryozoen, die mit chemosynthetisch aktiven Bakterien in Symbiose gelebt haben oder sich von diesen ernährt haben. Karbonatkrusten und Peloide in diesen Mounds wurden mit Hilfe der chemosynthetisch aktiven Bakterien gefällt.

Hydrothermale, synsedimentäre Vererzungen habe ich den Mud Mounds von Sligo nicht beobachtet. Die von mir postulierten, hydrothermalen Lösungen müßten heiß genug gewesen sein, um das Bodenwasser längerfristig um einige Grad zu erwärmen, aber nicht so heiß, daß es zur Ausfällung von hydrothermalen Erzen kommen konnte.

Ob die Verwerfungen und hydrothermale Aktivitäten etwas mit der Mud Mound-Bildung in der Sligo Syncline zu tun haben, bleibt spekulativ. Die Barytlagerstätte im Gleniff Mud Mound beweist zumindest eine epigenetische, hydrothermale Aktivität der Verwerfungen.

5.6. Vergleich mit anderen paläozoischen Mud Mounds und Carbonate Buildups

Die Mud Mounds von Sligo haben viele Gemeinsamkeiten mit anderen unter-karbonischen carbonate buildups in Europa und den U.S.A., unter anderem

- massige Kernfazies
- steil einfallende, gebankte Flanken
- geringer Anteil an skelettragenden Organismen
- fenestellide Bryozoen und Crinoiden sind bei weitem die häufigsten Mound-Besiedler
- stromatactoide Hohlräume mit synsedimentären, marinen Zementen und Internsediment

Peloidale Texturen sind wichtige, gesteinsbildende Strukturen in den Buildups des unteren Visé (Chadian) von Derbyshire, England (BRIDGES & CHAPMAN, 1988), des unteren bis mittleren Visé (Chadian bis Holkerian) nördlich von Dublin (SOMERVILLE et al., 1992) und des obersten Visé (Brigantian) von Ost-Schottland (PICKARD, 1992). Sie werden von den Autoren als rein mikrobielle Bildungen interpretiert. Ich deute die bei SOMERVILLE et al (1992; Figs. 4 c und d) und PICKARD (1992; Figs. 4 C und 6 A) abgebildeten peloidalen Texturen mit kleinen Hohlräumen als Relikte von diagenetisch veränderten Kieselschwämmen, die mit Karbonat-fällenden Mikroben vergesellschaftet waren. Die eingangs gestellte Frage nach einem gemeinsamen Bildungsmechanismus beantworte ich - zumindest für die post-Waulsortian Mud Mounds - mit ja: die schlechte Erhaltung der Schwämme macht ihre Identifizierung sehr schwierig.

Ob die Sligo Mud Mounds in die Waulsortian Fazies gehören, muß offen bleiben, solange letztere nicht eindeutig definiert und ihr Wert als Fazies unabhängig von der stratigraphischen Position belegt ist (LEES, 1988). Wenn man LEES' vorläufiger Schlußfolgerung folgt, daß der Begriff "Waulsortian Fazies" nur für Carbonate Buildups des Tournais und untersten Visé gelten soll - dem Alter der Mounds im Becken von Dinant, Belgien - (S. 53), dann gehören die Mounds der Sligo Syncline aufgrund ihres geringeren Alters (oberes Visé, Asbian) nicht dazu. Die Ähnlichkeiten der jeweiligen

Mounds und auch der parallel abgelagerten off-Mound-Schichten (Annaghreahworh-Member entspricht der Beschreibung von T2a-Calcaire d'Yvoir, Slievemore Member entspricht T2c Calcaire de Leffe (s. LEES, 1988: Fig. 2 und S. 45)) ist allerdings verblüffend

Die belgischen, devonischen "recifs rouge", rot-gefärbte Mud Mounds mit großräumigen Stromatactis-Gefügen, wurden ebenfalls hauptsächlich von Schwämmen gebildet (BOURQUE & BOULVAIN, 1993). Der mikrokristalline Kalkstein wurde als Zement während der frühen Diagenese von Schwämmen und Schwamm-Matten gefällt (BOURQUE & BOULVAIN, 1993: 615). Die Schwamm-Gerüste sind meistens schlecht erhalten und umgewandelt "...to rather uniform pelletoidal spar and microspar with scattered, variably abundant spicules, not organized in a specific network." (S. 615).

Auch bei den Mud Mounds aus dem Silur von Gaspé, Kanada, werden Schwämme als Haupt-Mound-Bildner angesehen (BOURQUE & GIGNAC, 1983). Die Rolle von Mikroben ist in beiden Beispielen nicht nachweisbar, sie werden von den jeweiligen Autoren aber als wichtige Teilnehmer bei der Karbonat-Produktion angesehen.

Carbonate Buildups aus Schwamm-Gemeinschaften und stromatactoiden Hohlräumen stellen laut BOURQUE & BOULVAIN (1993) den wichtigsten Typ von Tiefwasser-Mounds während des gesamten Intervalls vom Kambrium bis zum Devon dar. Meine Untersuchungen zeigen, daß sie auch im Unter-Karbon weit verbreitet waren.

6. Zusammenfassung

Die Sligo Syncline im Nordwesten Irlands durchlief im Unter-Karbon während des Holkerian und Asbian einen Zyklus aus Transgression und Regression, in dem Karbonate und Siliziklastika in Kohlenkalk-Fazies abgelagert wurden. Auf einem Deltasandstein, dem Mullaghmore Sandstone, wurden während der Transgression zunächst fossilreiche Kalke und Mergel, Benbulben Shale und untere Glencar Formation, abgelagert. An der Untergrenze der oberen Glencar Formation wurde die Fauna deutlich arten- und individuenärmer. Kieselschwämme wurden zum dominierenden Faunenelement und bildeten Biostrome und mikritische Knollen. Die Dartry Formation und der Glenade Shale repräsentieren den regressiven Teil der Beckenentwicklung. In der oberen Dartry Formation wurde die Benthos-Fauna wieder arten- und individuen-reicher. Der Glenade Shale wurde unter lagunären Bedingungen abgelagert.

Auf dem Höhepunkt der Transgression in der oberen Glencar Formation begann in einer Wassertiefe von ca. 200 m das Wachstum von Mud Mounds, riffähnlichen Körpern aus feinkörnigem Massenkalk ohne erkennbare Gerüstbildner. Die Mud Mounds setzen übergangslos in den Mergeln der oberen Glencar Formation und den Kalken der unteren Dartry Formation ein.

Die Mud Mounds bestehen aus einer massigen Kernfazies und einer gebankten Flankenfazies. Jeder Mound besitzt mehrere Kerne oder Wachstumszentren. Die gebankten Kalke der Flanken fallen mit bis zu 65° ein. Beim lateralen Übergang von der Flanken- in die Beckenfazies reduziert sich die Mächtigkeit der Kalkbänke auf ein Zehntel.

Das Wachstum endete in 30 bis 50 m Wassertiefe. Die Akkumulationsrate, vor allem der massigen Fazies übertraf die Sedimentationsrate der Beckensedimente bei weitem, die Mud Mounds hatten ein deutliches, synsedimentäres Relief mit bis zu 60° steilen Hängen. In der gebankten Mound-Fazies waren die Akkumulationsraten wesentlich geringer als in der massigen. Das Wachstum der Mud Mounds hielt an, bis die Mound-Oberfläche die effektive Wellenbasis erreichte.

Wegen der hohen Sedimentationsraten erreichte die Oberfläche der Mounds wesentlich früher geringe Wassertiefen als der Meeresboden außerhalb der Mounds. Die Kalke in der Fazies der oberen Dartry Formation, die oben auf den Mud Mounds anstehen sind also älter als Kalke gleicher Fazies außerhalb

der Mounds.

Das Mound-Gestein ist ein sehr reiner, hellgrauer Kalkstein, der aus Peloiden, Großpeloiden, mikritischem Kalk und zementgefüllten, stromatactoiden Hohlräumen besteht. Das Gefüge ist in der massigen Fazies irregulär und selten schwach lagig. Die Peloide sind zwischen 20 und 100 μ m groß und kommen in unterschiedlicher Packungsdichte in zusammenhängenden Bereichen gesteinsbildend vor. Der mikritische Kalk ist inhomogen aus biogenreicheren und biogenärmeren Partien zusammengesetzt. Er ist größtenteils autochthon, Anzeichen für Umlagerung, wie parallel eingeregelte Biogene, sind selten.

Mound-Bildner sind Kieselschwämme. Relikte von Skleren-Gerüsten und einzelnen Skleren in peloidalen und mikritischen Bereichen sind extrem häufig. Die Schwammrelikte sind fast überall in den Mud Mounds vollständig calcitisiert, das Weichgewebe ist unter Beteiligung von Mikroben zu Karbonat in Form von Peloiden, Großpeloiden und Mikrit umgesetzt worden. Die Kieselsäure der Schwammskleren wurde in einem sehr frühen diagenetischen Stadium gelöst und durch Calcit ersetzt. Die ursprünglichen Schwammstrukturen sind dadurch weitgehend unkenntlich geworden.

Den Hauptanteil der Mound-besiedelnden Fauna bilden fenestrate Bryozoen und Crinoiden. Die Crinoidenstiele sind weitgehend disartikuliert. Die übrige Fauna setzt sich vor allem aus Brachiopoden, Ostracoden, kleinen Gastropoden und agglutinierenden Polychaeten zusammen.

Stromatactoide Hohlräume mit flacher Basis und unregelmäßigem Dach bilden ca. 20% des Gesteinsvolumens. Sie sind mit einer typischen Abfolge von zentripetalen Carbonat-Zementen. gefüllt. Die Hohlräume sind durch den Zerfall und die Verwesung von Kiesel-schwämmen und die Vergrößerung von primären Schwammhohlräumen entstanden. Das peloidale Internsediment stellt die frühzeitig verkalkte Schwammbasis dar.

Die Diagenese beginnt synsedimentär mit der Lithifizierung des Karbonatschlammes und der Lösung von Skelett-Opal bereits an der Sedimentoberfläche. Der erste Zement in den Hohlräumen ist ein radiaxial-fibröser Calcit-Zement, der synsedimentär im vollmarinen Milieu unter wenigen Zentimetern Sedimentbedeckung gebildet wurde. Die übrigen, hohlraumfüllenden Karbonat-Zemente sind Bildungen der späteren Diagenese. Zunehmend leichtere Kohlenstoffisotope deuten auf höhere Bildungstemperaturen hin.

Die Mud Mounds sind vermutlich über synsedimentären Verwerfungen gewachsen, an denen auch post-karbonische, tektonische Bewegungen stattgefunden haben. Es wird vermutet, daß an diesen Verwerfungen zur Zeit der Mud Mound-Bildung hydrothermale Lösungen aufgestiegen und an der Sedimentoberfläche ausgetreten sind, die die Wassertemperatur in der unmittelbaren Umgebung der Austritte um einige Grad erhöht haben. Die Erhöhung der Wassertemperatur senkte die Karbonatlöslichkeit und begünstigte die Karbonatproduktion zusätzlich.

7. Literaturverzeichnis

- AITKEN, J.D. (1967): Classification and environmental significance of cryptalgal limestones and dolomites, with illustrations from the Cambrian and Ordovician of southwestern Alberta.
 J. Sed. Petrol., 37: 1163-1178.
- BATHURST, R.G.C. (1980): Stromatactis-origin related to submarine-cemented crusts in Paleozoic mud mounds. Geology, 8: 131-134; Boulder.
- ----- (1982): Genesis of stromatactis cavities between submarine crusts in Paleozoic carbonate mud buildups. - J.Geol. Soc. London, 139: 165-181; London.
- BELKA, Z. (1981): The alleged algal genus Aphralysia is a foraminifer. Neues Jb. Geol. Pal. Monatshefte, 1981: 257-266; Stuttgart.
- BICHOEL, R.F. (1982): Das Unter-Karbon zwischen Rush und Loughshinny, North County Dublin, Republic of Ireland. - 167 S.; Dipl. Arb. Uni Göttingen (unveröff.).
- BOAST, A.M., COLEMAN, M.L. & HALLS, C. (1981): Textural and stable isotope evidence for the genesis of the Tynagh base metal deposits, Ireland. Econ. Geol., **76**: 27-55.
- BOTT, M.H.P. (1987): Subsidence mechanisms of Carboniferous basins in northern England. in: MILLER, J., ADAMS, A.E. & WRIGHT, V.P. (eds.): European Dinantian environments.
 -Geol. J. Spec. Issue, 12: 21-32; Chichester, New York (Wiley & Sons).
- BOURQUE, P.-A. & BOULVAIN, F. (1993): A model for the origin and petrogenesis of the red stromatactis limestone of Paleozoic carbonate mounds. J. Sed. Petrol., 63 (4): 607-619.
- ---- & GIGNAC, H. (1983): Sponge-constructed stromatactis mud mounds, Silurian of Gaspé, Québec. - J. Sed. Petrol., 53: 521-532.
- BRIDGES, P.H. & CHAPMAN, A.Y. (1988): The anatomy of a deep water mud-mound complex to the south-west of the Dinantian Platform in Derbyshire, U.K. - Sedimentology, 35: 139-162.
- BUBNOFF, S.v. (1954): Grundprobleme der Geologie, 3. Aufl.. 234 S.; Berlin (Akademie Verlag), 1. Aufl. 1931.
- BUCZYNSKI, C. & CHAFETZ, H.S. (1991): Habit of bacterially induced precipitates of calcium carbonates and the influence of medium viscosity on mineralogy. J. Sed. Petrol., 61: 226-233.
- CAROZZI, A.V. & GERBER, M.S. (1978): Synsedimentary chert breccia: a Mississippian tempestite. - J. Sed. Petrol. 48: 705-708.
- CHAFETZ, H.S. (1986): Marine peloids: a product of bacterially induced precipitation of calcite. J. Sed. Petrol., 56: 812-817.
- CHOQUETTE, P.W. (1971): Late ferroan dolomite cement, Mississippian carbonates, Illinois Basin, U.S.A..- in: BRICKER, O.P. (Hrsg): Carbonate Cements. - 339-346; The Johns Hopkins University Press, Baltimore.
- DAVIES, G.R. & NASSICHUK, W.W. (1990): Submarine cements and fabrics in Carboniferous to Lower Permian, reefal, shelf margin and slope carbonates, northwestern Ellesmere Island, Canadian Arctic Archipelago. - Bull. Geol. Soc. Canada, 399: 77 S.; Ottawa.
- DOUTHIT, T.L., MEYERS, W.J. & HANSON, G.N. (1993): Nonmonotonic variation of seawater 87S/86S across the Ivorian/Chadian boundary (Mississippian, Osagean): evidence from marine cements within the Irish Waulsortian Limestone. - J. Sed. Petrol., 63: 539-549.
- DRONOV, A.V. (1993): Middle Paleozoic Waulsortian-type mud mounds in southern Fergana (southern Tien-Shan, Commonwealth of Independent States): the shallow-water atoll model. Facies, 28: 169-180.

EPSTEIN, S., BUCHSBAUM, R., LOWENSTAM, H.A. & UREY, H.C. (1953): Revised carbonatewater isotopic temperature scale. - Bull. Geol. Soc. Amer., 64: 1315-1326.

- FEWTRELL, M.D., RAMSBOTTOM, W.H.C. & STRANK, A.R.E. (1989): Carboniferous. -in: JENKINS, D.G. & MURRAY, J.W. (eds.): Stratigraphical atlas of fossil foraminifera, second edition. - British Micrpalaeontological Society Series, 32-86; Chichester (Wiley & Sons).
- FRITZ, G.K. (1958): Schwammstotzen, Tuberolithe und Schuttbreccien im weißen Jura der schwäbischen Alb. - Arb. Geol. Paläont. Inst. TH Stuttgart, N.F., 13: 113 S..
- GEORGE, T.N. (1958): Lower Carboniferous paleogeography of the Britih Isles. Proc. Yorks. Geol. Soc., 31: 227-318.
- ---- & OSWALD, D.H. (1957): The Carboniferous rocks of the Donegal Syncline. Quart. J. Geol. Soc. London, 113: 137-183.
- ----, JOHNSON, G.A.L., MITCHELL, M., PRENTICE, J.E., RAMSBOTTOM, W.H.C., SEVASTOPULO, G.D. & WILSON, R.B. (1976): A correlation of Dinantian rocks in the British Isles. - Geol. Soc. London, Spec. Report, 7: 87 S..
- GILL, W.D. (1962): Variscan fold belt in Ireland. in: COE, K. (ed.): Some aspects of the Variscan fold belt. 9th Inter-Univ. Geol. Congr., 49-64; Manchester.
- GRAU, R. & WARNKE, K. (1990): Das Unterkarbon am Benbulben, County Sligo, Republic of Ireland. 128 S.; Dipl.-Arb. Uni Göttingen (unveröff.).
- GRÖBLINGHOFF, W. & KALIPPKE, A. (1990): Das Unterkarbon der Halbinsel Lissadell, County Sligo, Republic of Ireland. 115 S.; Dipl.-Arb. Uni Göttingen (unveröff.).
- GROTE, C. (1982): Das Unterkarbon der Lissadell Halbinsel, North-West Co. Sligo, Ireland. 70 S.; Dipl.-Arb. Uni Göttingen (unveröff.).
- HECKEL, P.H. (1972): Possible inorganic origin for stromatactis in calcilutite mounds in the Tully Limestone, Devonian of New York. J. Sed. Petrol., 42: 548-554.
- HIGGS, K. (1984): Stratigraphic palynology of the Carboniferous rocks in northwest Ireland. Bull. Geol. Surv. Ireland, 3: 171-194.
- HOFMANN, A. & WENDEROTH, A. (1992): Das Unter-Karbon der westlichen Dartry Mountains. -56 S.; Diplom-Kartierung Uni Göttingen (unveröff.).
- HOVLAND, M. (1990): Do carbonate reefs form due to fluid seepage. Terra nova, 2: 8-18.
- HUBBARD, J.A.E.B. (1966): Population studies in the Ballyshannon Limestone, Ballina Limestone and Rinn Point Beds (Viséan) of N.W. Ireland. - Palaeontology, 9: 252-269.
- ---- (1970): Sedimentological factors affecting the distribution and growth of Viséan caninoid corals in North-West Ireland. Palaentology, 13: 191-209.
- HUBBARD, W.F. & SHERIDAN, D.J.R. (1965): The Lower Carboniferous stratigraphy of some coastal exposures in Co. Sligo, Ireland. - Sci. Proc. Royal Dublin Soc., Series A, 2: 189-195.
- KAUFMANN, B. & MICHEL, C. (1991): Das Unterkarbon am Truskmore, Counties Sligo und Leitrim, Republic of Ireland. - 214 S.; Dipl.-Arb. Uni Göttingen (unveröff.).
- KENDALL, A.C. & TUCKER, M.E. (1973): Radiaxial fibrous calcite: A replacement after acicular carbonate. -Sedimentology, 20: 365-389.
- KENNARD, J.M. & JAMES, N.P. (1986): Thrombolites and stromatolites: two distinct types of microbial structures. Palaios 1: 492-503.
- KEUPP, H., REITNER, J. & SALOMON, D. (1989): Kieselschwämme (Hexactinellida und "Lithistida") aus den Cipit-Kalken der Cassianer Schichten (Karn, Südtirol). - Berliner geowiss. Abh. (A), 106: 221-241.

- KIDWELL, S.M. & BAUMILLER, T. (1990): Experimental disintegration of regular echinoids: roles of temperature, oxygen and decay thresholds. Paleobiology, 16: 247-271.
- KLIEBER, D. (1985): Über einen Fund von "Terebella" lapilloides MÜNSTER (1833) aus dem Mitteloxford der mittleren Frankenalb. - Geol. Blätter Nordost-Bayern: 34/35: 125-136; Erlangen.
- LAND. L.S. (1976): Early dissolution of sponge spicules from reef sediments, North Jamaica. J. Sed. Petrol., 46: 967-969.
- LANG, B. (1989): Die Schwamm-Biohermfazies der nördlichen Frankenalb (Urspring; Oxford, Malm): Mikrofazies, Palökologie, Paläontologie. - Facies, 20: 199-274; Erlangen.
- LEEDER, M.R. (1987): Tectonic and palaeogeographic models for Lower Carboniferous Europe. in: MILLER, J., ADAMS, A.E. & WRIGHT, V.P. (eds.): European Dinantian environments. -Geol. J. Spec. Issue, **12**: 1-20; Chichester, New York (Wiley & Sons).
- LEES, A. (1961): The Waulsortian "reefs" of Eire: a carbonate mudbank complex of Lower Carboniferous age. - J. Geol., 69: 101-109.
- ---- (1964): The structure and origin of the Waulsortian (Lower Carboniferous) "reefs" of west Central Eire. Phil. Trans. Roy. Soc. London (B), 247: 483-531.
- ---- (1988): Waulsortian "reefs": The history of a concept. Mem. Inst. geol. Univ. Louvain,34: 43-55.
- ----, HALLET, V. & HIBO, D. (1985): Facies variation in Waulsortian buildups, part 1: A model from Belgium. Geol. J., 20: 135-158.
- ---- & MILLER, J. (1985): Facies variation in Waulsortian buildups, part 2: Mid-Dinantian buildups from Europe and North America. Geol. J., 20: 159-180.
- LEINFELDER, R.R., NOSE, M., SCHMID, D.U. & WERNER, W. (1993): Microbial crusts of the Late Jurassic: composition, palaeoecological significance and importance in reef construction. - Facies, 29: 195-230.
- LOHMANN, K.C. & MEYERS, W.J. (1977): Microdolomite inclusions in cloudy prismatic calcites: A proposed criterion for former high-magnesium calcites. - J. Sed. Petrol., 47: 1087-1088.
- LOTTERMOSER, A. & WARNKE, I. (1992): Das Unterkarbon südlich Glencar Lake, Counties Sligo und Leitrim, Republic of Ireland. - 171 S.; Dipl.-Arb. Uni Göttingen (unveröff.).
- MACHEL, H.-G. & MOUNTJOY, E.W. (1986): Chemistry and environments of dolomitization a reappraisal. Earth-Science Reviews, 23: 175-222; Amsterdam.
- MACINTYRE, I.G. (1985): Submarine cements the peloidal question. in: SCHNEIDERMANN, N. & HARRIS, P.M. (Hrsg): Carbonate cements. - SEPM Spec. Pub., 36: 109-116.
- MALIVIA, R.G. (1987): Quartz geodes: early diagenetic silicified anhydrite nodules related to dolomitization. J. Sed. Petrol., 57: 1054-1059.
- MARSHALL, J.D. & ASHTON, M. (1980): Isotopic and trace element evidence for submarine lthification of hardgrounds in the Jurassic of England. Sedimentology, 27: 271-289.
- MATYSZKIEWICZ, J. (1993): Genesis of stromatactis in an Upper Jurassic carbonate buildup (Mlynka, Cracow Region, Southern Poland): Internal reworking and erosion of organic growth cavities. - Facies, 28: 87-96.
- MEYERS, W.J. (1977): Chertification in the Mississippian Lake Valley Formation, Sacramento Mountains, New Mexico. - Sedimentology, 24: 75-105.
- MILLER, J. (1986): Facies relationships and diagenesis in Waulsortian mud mounds from the Lower Carboniferous of Ireland and N. England. - in: SCHROEDER, J.H. & PURSER, B.H. (Hrsg.): Reef diagenesis. - 311-335; Berlin Heidelberg (Springer).

- OSWALD, D.H. (1955): The Carboniferous rocks between the Ox Mountains and the Donegal Bay. -Quart. J. Geol. Soc. London, 111: 167-183.
- PICKARD, N.A.H. (1992): Depositional controls on Lower Carboniferous microbial buildups, eastern Midland Valley of Scotland. - Sedimentology, **39**: 1081-1100.
- PRATT, B.R. (1982): Stromatolitic framework of carbonate mud-mounds. -J. Sed. Petrol., 52: 1203-1227.
- PRICE, C. & MAX, M.D. (1988): Surface and deep structural control of the NW Carboniferous Basin of Ireland. Seismic perspectives of aeromagnetic and surface geological interpretation. -J. Petrol. Geol., 11: 365-388.
- RADKE, B.M. & MATHIS, R.L. (1980): On the formation and occurence of saddle dolomite. J. Sed. Petrol., 50: 1149-1168.
- REID, R.P. (1987): Nonskeletal peloidal precipitates in Upper Triassic reefs, Yukon Territory (Canada). J. Sed. Petrol., 57: 893-900
- REITNER, J. (1992): "Coralline Spongien" Der Versuch einer phylogenetisch-taxonomischen Analyse. - Berliner geowissensch. Abh. (E), 1: 352 S.; Berlin.
- ---- (1993): Modern cryptic microbialite/metazoan facies from Lizard Island (Great Barrier Reef, Australia). Formation and concepts. - Facies, 29: 3-40.
- SCHWARZACHER, W. (1961): Petrology and structure of some Lower Carboniferous reefs in northwestern Ireland. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 45: 1481-1503.
- ---- (1978): The petrology and sedimentology of the Middle Glencar Limestone, Sligo Basin, Northwestern Ireland - a study in bed formations. - in: BATHURST, R.G.C. & HUBBARD, J.A.E.B. (eds.): Seminar: Processes in carbonate environments. -1.2.-1.4.
- SOMERVILLE, I.D., PICKARD, N.A.H., STROGEN, P. & JONES, G.L. (1992): Early to mid-Viséan shallow water platform buildups, north Co. Dublin, Ireland. Geol. J., 27: 151-172.
- SEVASTOPULO, G.D. (1982): The age and depositional setting of Waulsortian limestones in Ireland.

 in: BOLTON, K., LANE, H.R. & LeMONE, D.V. (Hrsg.): Symposium on the Environmental Setting and Distribution of the Waulsortian Facies. El Paso Geological Society and University of Texas at El Paso: 65-79.
- TSIEN, H.H. (1985): Origin of stromatactis a replacement of colonial microbial accretions. in: TOOMEY, D.F. & NITECKI, M.H. (eds.): Paleoalgology. - 274-289; Berlin, Heidelberg, New York (Springer Verlag).
- TUCKER, M.E. & WRIGHT, V.P. (1990): Carbonate Sedimentology. 482 S.; Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- VARKER, W.J. & SEVASTOPULO, G.D. (1985) The Carboniferous System: Part 1 Conodonts of the Dinantian Subsystem from Great Britain and Ireland. - in: HIGGINS, A.C. & AUSTIN, R.L. (eds.): A stratigraphical index of conodonts. - British Micropalaeontological Society Series, 167-204; Chichester (Wiley & Sons).
- VOLLBRECHT, R. (1990): Marine and meteoric diagenesis of submarine Pleistocene carbonates from the Bermuda Carbonate Platform. - Carbonates and Evaporites, 5 (1): 13-96; New York.
- VON BITTER, P.H., SCOTT, S.D. & SCHENK, P.E. (1992): Chemosynthesis: an alternate hypothesis for Carboniferous biotas in bryozoan/microbial mounds, Newfoundland, Canada. Palaios, 7: 466-484.
- WALLACE, M W. (1987): The role of internal erosion and sedimentation in the formation of stromatactis mudstones and associated lithologies. J. Sed. Petrol., 57: 695-700.

- WALLS, R.A., MOUNTJOY, E.W. & FRITZ, P. (1979): Isotopic composition and diagenetic history of carbonate cements in Devonian Golden Spike reef, Alberta, Canada. - Bull. Geol. Soc. Amer.; 90: 963-982.
- WALTHER, M. (1982): A contribution to the origin of limestone-shale sequences. in: EINSELE, G.
 & SEILACHER, A. (eds.): Cyclic and event stratification. 113-120; Berlin, Heidelberg, New York (Springer Verlag).
- ---- (1983): Diagenese gebankter Kalke im Unter-Karbon Nordwest-Irlands. 76 S.; Diss. Uni Göttingen (unveröff.).
- WEBB, G.E. (1987): Late Mississippian thrombolite bioherms from the Pitkin Formation, Northern Arkansas. - Bull. Geol. Soc. Amer., 99: 686-698.

WILSON, J.L. (1975): Carbonate facies in geologic history. - 471 S.; Berlin (Springer).
8. Methoden

8.1. Geländearbeiten

Während der insgesamt dreimonatigen Geländearbeiten in den Counties Sligo und Leitrim habe ich mich fast auschließlich auf die Kartierung, Aufnahme und Beprobung der Mud Mounds, vor allem des Gleniff Mud Mounds, auf der Hochebene, die sich östlich an Benbulben und Benwiskin anschließt ("Slievemore Reef Complex" bei SCHWARZACHER (1961)), des Formoyle Mud Mounds ("Formoyle Reef" bei SCHWARZACHER (1961)) auf der Benbulben Range oberhalb des Glencar Lake und des Castlegal Mud Mound am West-Ende des Höhenzuges südlich des Glencar Valley, konzentriert. Den Crockauns Mud Mound auf dem Höhenzug südlich des Glencar Valley oberhalb des Glencar Lake und Mud Mound habe ich in mehreren Überblicksbegehungen erkundet. Die Beckensedimente hatten Kollegen und ich bereits während unserer Diplom-Arbeiten eingehender untersucht (GRAU & WARNKE, 1990; GRÖBLINGHOFF & KALIPPKE, 1990; KAUFMANN & MICHEL, 1991; LOTTERMOSER & WARNKE, I., 1992). Diese Untersuchungen werden in meinen Deutungen verwertet und durch zusätzliche Beobachtungen ergänzt.

Im Gelände habe ich die Grenzen der Mud Mounds auskartiert, Vertikalprofile durch Aufschlußwände, die vertikalen Fazies-Wechsel an der Basis (Beginn des Wachstums) und in den obersten Schichten der Mounds (Ende des Wachstums) und die lateralen Fazies-Wechsel von der Mound- in die off-Mound-Fazies aufgenommen und beprobt. Die Proben in den Vertikal- und Lateral-Profilen habe ich in möglichst gleichmäßigen Abständen und zusätzlich in besonders markanten Bänken oder Massenkalk-Linsen genommen. Die Vertikal-Profile an der Basis der Mounds habe ich nach Möglichkeit in den gebankten Kalken unterhalb der Mounds lückenlos beprobt und Proben direkt aus dem untersten Massenkalk genommen. Der vertikale Übergang an der Basis ist leider nur an sehr wenigen Stellen am Gleniff Mud Mound (Gleniff Horseshoe) und Crockauns Mound aufgeschlossen. Die Aufschlüsse reichen von der Mound-Basis aus gesehen maximal 1 m in die Becken-Fazies hinab und sind darunter unter mächtigem, quartärem Hangschutt begraben.

Das Einfallen der gebankten Mound-Kalke habe ich dort, wo es mir wichtig schien und möglich war, gemessen, aber meistens, vor allem auf den ausgedehnten Hochflächen, abgeschätzt. Ich habe versucht, Zentren des Wachstums, also Mound-Kerne, und Überlagerung durch benachbarte Zentren oder gebankte Kalke zu identifizieren. Sedimentäre Strukturen in den Mound-Wänden haben ich in Skizzen und Fotos festgehalten. Den Aufbau der Südwände des Formoyle und des Castlegal Mud Mounds habe ich zusätzlich anhand von aus mehreren Fotos zusammengesetzen Panoramabildern untersucht.

8.2. Probenbearbeitung

8.2.1. Dünnschliffe

Die Gesteinsproben wurden zunächst in Scheiben und Klötzchen von ca. 5 x 5 cm gesägt.

Von den Klötzchen wurden Dünnschliffe von 4,8 x 4,8 cm Größe und 30 bis 35 µm Dicke hergestellt. Diese habe ich unter einem Mikroskop mit normalem und polarisiertem Durchlicht untersucht. Die Objektträger entsprechen in ihren Ausmaßen fast genau herkömmlichen Dia-Rahmen. Eine sehr wertvolle Methode für den Überblick und kleine Vergrößerungen ist es, den Schliff mit einem Dia-Projektor auf eine Wand zu projizieren. Außerdem eröffnet die Betrachtung gemeinsam mit Anderen vielmehr Möglichkeiten zu Diskussionen. Insgesamt habe ich ca. 350 Schliffe aus Mound- und Becken-Fazies untersucht. Bei der Beschreibung der Schliffe habe ich bewußt weitgehend auf die Karbonat-Klassifikationen von FOLK und DUNHAM verzichtet, um die Deutung der vorgefundenen Strukturen nicht zu stark vorzubelasten. Ich beschränke mich weitgehend auf Korngrößenangaben und qualitative Beschreibungen. Größenangaben beruhen auf Messungen mit einem Meßokular. Ich habe keine statistischen Untersuchungen durchgeführt, die Mengen- und Prozentangaben beruhen auf Schätzungen.

8.2.2. Kathodolumineszenz-Mikroskopie

Ich habe 11 Dünnschliffe unter Kathodolumineszenz (Heißkathode) im privaten Labor von Dr. Ulf Zinkernagel, Bochum, hinsichtlich der Zemente untersucht. Die Schliffe wurden von Dr. Zinkernagel persönlich hergestellt und direkt vor der Betrachtung mit Gold bedampft. Der Schliff wird in einer evakuierten Kammer von einem oszillierenden Elektronenstrahl abgetastet. Die Untersuchungen wurden im Detail protokolliert und durch Farb-Fotografien festgehalten.

8.2.3. Rasterelektronen-Mikroskopie

Mehrere Klötzchen wurden mit 1000er Schleifpulver poliert. Die polierten Flächen der Bruchstücke wurden in 0,2n EDTA zwischen 10 und 30 Minuten lang schwach angeätzt und nach ihrer völligen Trocknung mit Leitsilber auf einen Objekt-Träger geklebt. Sie wurden mit einem Hitachi S 2300 unter Anleitung von Dipl.-Geol. Hartmut Scholz untersucht. Leider sind die Mud Mound-Kalke so feinkörnig rekristallisiert, daß innerhalb von Mikriten auch durch unterschiedliche Ätzungen kein Relief erzeugt wird, das feinste Unterschiede hervorheben könnte.

8.2.4. Geochemische Untersuchungen

Probenvorbereitung

Die zu untersuchenden Proben wurden zunächst mit dem Hammer in Stücke < 3 mm zerleinert und dann in der Kugelmühle ca. 30 Minuten lang analysenfein gemahlen. Anschließend wurden sie im Trockenschrank bei 60 °C mindestens 24 h lang getrocknet. Die getrockneten Proben habe ich im Exxicator abkühlen lassen und während der laufenden Untersuchungen gelagert.

8.2.4.1. Karbonatbestimmung nach SCHEIBLER

Der Karbonat-Gehalt der Proben wurde in einer modifizierten Apparatur nach SCHEIBLER bestimmt. Als Säure wurde 22% ige Salzsäure verwendet. Vor und nach jeder Meßreihe habe ich Eichungen mit Marmorpulver durchgeführt, die zur Korrektur der Meßwerte herangezogen wurden. Ich habe bei allen Proben Doppelbestimmungen, bei Abweichungen auch Vierfachbestimmungen, vorgenommen. Die Meßwerte sind angegeben als scheinbarer Karbonatgehalt in Prozent.

8.2.4.2. Atom-Absorptions-Spektrometrie

Von allen untersuchten Proben wurden Karbonataufschlüsse gemacht. Im ersten Versuch habe ich die Proben nach Anleitung von Herrman (1975) durch vorsichtiges Auf-und Nachgießen mit 6 %iger Salzsäure aufgeschlossen, die anschließend leicht erhitzt (60 °C) wurde. Bei den Messungen stellte sich heraus, daß bei den Doppelbestimmungen für Fe stark voneinander abweichende Werte gemessen wurden. Das führe ich darauf zurück, daß die Säure (in Kombination mit Erhitzen) zu stark war, und der in den Proben enthaltene Pyrit teilweise in Lösung gegangen ist. Daraufhin habe ich von allen Proben neue Karbonataufschlüsse mit 10 %iger Essigsäure hergestellt. Von jeder Probe habe ich zwei Aufschlüsse mit jeweils 0,5 g Probensubstanz gemacht. Die Reaktionsdauer betrug je nach Dolomitgehalt 12 bis 18 h. Die Aufschlüsse wurden über Blaubandfilter filtriert, mit destilliertem Wasser auf 250 ml aufgefüllt und in zuvor angesäuerte PVC-Flaschen gefüllt. Die Aufschlüsse wurden an dem Atom-Absorptions-Spektrometer PHILLIPS PU 9200 X der Abteilung Sediment-Geologie des Institutes für Geologie und Paläontologie der Universität Göttingen gemessen. Die Mn-, Fe- und Mg-Gehalte wurden in einer Luft-Acetylen-Flamme gemessen.

8.2.4.2. Isotopen-Bestimmungen δ^{13} C und δ^{18} O

An einigen, geschliffenen Handstücken habe ich unterscheidbare Zemente und Mikrite beprobt. Dazu verwendete ich einen feinen Stahlbohrer in einem Zahnarztbohrgerät, den ich unter einem Binokular direkt an die Beprobungspunkte ansetzte. Oft konnten nur Mikro-Mengen gewonnen werden. Insgesamt 67 Proben wurden auf δ^{13} C und δ^{18} O (PDB) am Massenspektrometer des Fachbereichs 5 - Geowissenschaften - der Universität Bremen von Frau Dr. Monika Segl analysiert.

	310,21		
	1 C D 8 C		

reserve to disaster years also factowed set Clariff 3, Clariff Mus Result. Local Str. Glaviff Moranhow

Tabellen 4 bis 7: Daten der Karbonat-Bestimmung nach SCHEIBLER und AAS-Daten von Proben aus den basalen vertikalen Fazieswechseln.

Probe-Nr.	Profilmeter	Karbonat %	Mn ppm	Fe ppm	Mg ppm
	•				
92-121a	0,0		881,6	2054	54085
92-121-b	0,1		887,4	1754	25130
92-122	0,4	90,9	879,2	3685	100700
92-123-a	0,6	89,6	726,8	2234	84775
92-123-b	0,7		778,7	1798	102095
92-124	0,9	97,5	511,9	968	14585
92-125	1,0	97,0	467,9	834	8868
92-126-a	1,1	99,0	218,1	665	6822
92-126-b	1,2		408,1	475	7794
92-127-a	1,3	99,4	310,7	257	3160
92-127-b	1,4		555,5	1216	9875
92-128	1,5	97,5	742,2	1349	19480
92-129	1,8	98,2	1235,8	1941	19190
92-130	2,0		580,2	289	3114

Tabelle 4: Basaler, vertikaler Fazieswechsel Gleniff 1, Gleniff Mud Mound, Lokalität Gleniff Horseshoe.

Tabelle 5: Basaler vertikaler Fazieswechsel Gleniff 2, Gleniff Mud Mound, Lokalität Gleniff Horseshoe

Probe Nr.	Profilmeter	Karbonat %	Mn ppm	Fe ppm	Mg ppm
92-136	0,0	70,6	903,6	1948	18295
92-131	0,3	67,5	883,3	1027	9026
92-132	0,4	72,5	1220,9	2130	3833
92-133	0,6	99,6	546,0	484	6621
92-134	0,7	101,4	282,6	568	10770
92-135	0,8	98,1	421,1	668	12535

Tabelle 6: Basaler vertikaler Fazieswechsel Gleniff 3, Gleniff Mud Mound, Lokalität Gleniff Horseshoe.

Probe Nr.	Profilmeter	Karbonat %	Mn ppm	Fe ppm	Mg ppm
92-138	0,0	70,3	501,7	2004	18080
92-139	0,1	78,2	549,6	1749	19760
92-140	0,2	81,5	468,4	1854	21565
92-141	0,3	81,7	485,6	1931	33340
92-142	0,4	85,1	628,0	1991	27050
92-143	0,5	85,9	580,4	1065	16835
92-144	0,6	85,9	464,8	1673	43800
92-145	0,7	91,5	305,8	760	20510
92-146	0,8	96,7	296,0	324	4727
92-147	0,9	92,0	224,9	540	13820
92-148	1.0	94,9	296,6	598	11280
92-149	1,1	96,2	188,2	410	5402

Tabelle 7: Basaler Fazieswechsel Crockauns Mud Mound, Lokalität Glencar Valley.

Probe-Nr.	Profilmeter	Karbonat %	Mn ppm	Fe ppm	Mg ppm
americals Calebranet	- Contractor of the second				
92-92	0,0	91,6	232,5	494	28405
92-93	0,4	86,7	209,1	619	29010
92-94	0,5	97,2	199,2	558	66260
92-95u	0,6	96,0	349,1	1820	63195
92-95	0,7	96,9	169,7	234	32895
92-96	0,8	95,3	181,2	297	26435
92-97	0,9		188,9	313	16270
92-98	1,1	97,0	468,1	1086	19120
92-99	1,3	96,5	159,4	329	9208

	•

Tabellen 8 bis 12: Stabile Kohlenstoff- und Sauerstoffisotope angegeben in ‰ PDB.

Tabelle 8: Homogene und peloidale Mound-Mikrite

Probe	δ ¹³ C	δ ¹⁸ O
92-126	3.90	-4.88
92-126	3.92	-4.73
92-128	3.56	-6.29
92-128	3,36	-6,98
92-129	3,41	-6,91
92-127a	3,82	-5,75
92-130	3,57	-6,86
91-10	3,38	-6,49
91-10	3,25	-6,58
91-17	3,22	-5,68
91-15	3,63	-4,77
91-36	3,22	-7,04
91-35	3,13	-6,61
91-37	2,80	-7,44
92-52	2,35	-8,85
92-54	2,61	-8,58
91-20	2,83	-6,05
92-73	3,50	-6,03
92-73	3,75	-5,35
92-73	3,64	-5,71
92-68	3,86	-4,48
92-68	3,73	-4,91
92-68	3,47	-5,51
92-68	3,07	-4,87

Tabelle 10: Radiaxial-fibröse Calcitzemente aus stromatactoiden Hohlräumen

Probe	δ ¹³ C	δ18Ο
92-128	3,72	-6,76
92-130	3,53	-7,14
92-130	3,73	-7,27
91-10	3,49	-6,14
91-17	2,99	-6,16
91-15	3,06	-5,20
91-36	3,70	-5,88
91-35	3,69	-5,85
91-37	3,51	-6,25
92-55	3,36	-6,00
92-75	3,70	-6,08
92-68	3,83	-4,27
92-55	3,68	-5,58
92-55	3,25	-6,22
91-32	3,21	-6,54

Tabelle 11: Klare Blockzemente aus stromatactoiden Hohlräumen

Probe	δ ¹³ C	δ18Ο
92-126	2,49	-8,73
92-128	3,06	-12,22
92-129	2,31	-10,94
91-10	0,00	-7,26
91-15	2,32	-8,83
91-35	2,65	-8,86
91-37	2,33	-7,52
92-54	1,18	-7,98
91-20	1,44	-6,57
92-75	2,27	-8,97
92-68	2,01	-9,26
92-55	0,84	-8,25
92-55	0,55	-8,63
91-32	1,90	-8,26

Tabelle 12: Spaltenzemente aus den Mud Mounds

Ртове	δ ¹³ C	δ ¹⁸ O
92-128	2,71	-7,92
92-54	1,76	-11,20
92-54	1,86	-11,09
92-55	1,47	-11,80
91-32	1,63	-12,70

Tabelle 9: Off-Mound-Mikrite unterhalb der Basis des Gleniff Mud Mounds

Probe	δ ¹³ C	δ18Ο
92-121b	3,42	-4,20
92-122	2,21	-0,69
92-123a	3,80	-0,93
92-123a	3,28	-5,82
92-123b	3,67	-0,68

Tafeln 1-15

Mud Mounds in den Counties Sligo und Leitrim, NW-Irland

Fig. 1: Castlegal Mud Mound; Südwand; Blickrichtung Norden. Die unteren zwei Drittel der Wand werden überwiegend von massigem, das obere Drittel von gebanktem Kalk gebildet.

Fig. 2: Formoyle Mud Mound, Südwand; Blickrichtung Norden. Der Mud Mound überragt deutlich seine Umgebung.





Mud Mounds, Kernfazies und Flankenfazies

Fig. 1: Formoyle Mud Mound, Westflanke; Blickrichtung Südosten. Die Westflanke besteht aus gebankten Kalken, die mit durchschnittlich 35° nach Nordwesten einfallen.

Fig. 2: Formoyle Mud Mound, Südwand, Basis des Mounds, Kern-Fazies; in der unteren Hälfte des Aufschlusses erkennt man nebeneinander zwei konvexe Linsen aus massigem Kalk; auf den Linsen liegt ein Block aus undeutlich gebanktem Kalk mit bikonvexer Struktur. Rucksack (rot-blau) ist 50 cm breit

Fig. 3: Gleniff Mud Mound, Gleniff Horseshoe, Basis des Mud Mounds. Vertikaler Fazieswechsel Gleniff 1. Die dünnbankigen Mergel des Cloyragh Member springen gegenüber den massigen Mound-Kalken deutlich zurück. Rucksack ist 50 cm breit.

Fig. 4: Formoyle Mud Mound, Südwand, Basis des Mounds, Kern-Fazies; konvexe Linsen aus massigem Kalk. Die Pfeile sollen die Außenränder der jeweiligen Linse hervorheben. Eine kleine Linse links der Bildmitte wird von einer größeren überwachsen. Rucksack (blau) links im Bild ist 50 cm breit.



Mud Mounds, Flankenfazies und lateraler Fazieswechsel

Fig. 1: Formoyle Mud Mound, Ostseite; lateraler Übergang vom Mud Mound in die Dartry Formation (Annaghreaworh Member). Die Bankmächtigkeit reduziert sich von ca. 1 m im Mound (1) auf 10 bis 20 cm (2). Das Einfallen in (1) beträgt ca. 30° nach NE und flacht aus auf 5 bis 10° nach E in (2), d.h. die synsedimentäre Neigung der Flanken betrug mindestens 20°. Die Kalke und Mergel des Annaghreaworh Member enthalten Chert-Bänder.

Fig. 2: Formoyle Mud Mound, Westflanke, Flankenfazies; Auslaufen des Einfallens innerhalb des Mounds von ca. 40° nach NW bei (1) in 6° nach NW bei (2), die Bankung ist bei (1) uneben, bei (2) eben; bei (3) ist keine Bankung zu erkennen, es handelt sich um einen geslumpten Block oder ein lokales Wachstumszentrum. Die Höhe der abgebildeten Klippe beträgt ca. 10 m.



Mud Mounds, laterale Fazieswechsel im Gelände

Fig. 1: Castlegal Mud Mound, Südwand, Ostende, Blickrichtung Nordwesten. Lateraler Fazieswechsel von der Mound- in die off-Moundfazies. Das Einfallen biegt von 45° auf ca. 10°.

Fig. 2: Gleniff Mud Mound, Gleniff Mine. Stromatactoide Hohlräume. Loser Block aus einer Steinbruchwand.

Fig. 3: Gleniff Mud Mound, Gleniff Mine. Scharf begrenzter, steil einfallender Baryt-Gang in der massigen Moundfazies. Breite des Ganges ca. 1,5 m.

Fig. 4: Gleniff Mud Mound, oberste Mound-Schichten. Kolonie der rugosen Koralle Lithostrotion.

Fig. 5: Gleniff Mud Mound, Gleniff Horseshoe. Oberste Moundschichten gehen lateral in gut gebankte Kalke der oberen Dartry Formation (Slievemore Member) über.



Beckenfazies, Schwammknollen

Fig. 1: Schwammknolle aus der oberen Glencar Formation (Cloyragh Member). Gut erhaltenes Schwammgerüst, zentraler Teil diagenetisch umgewandelt in Klumpengefüge mit Großpeloiden und Hohlräumen. Die Pfeile weisen auf verkalkte Skelettelemente (?) des Schwammes. Maßstab 5 mm.

Fig. 2: Schwammknolle aus der oberen Glencar Formation (Cloyragh Member); vollständig umgewandelt in Klumpengefüge aus Mikrit mit Hohlräumen (hellgrau), Peloiden und Großpeloiden. Erkennbar sind verkalkte Skelettelemente (?) von Schwämmen (Pfeile). (B) = Bohrgang. Bitumen in den Hohlräumen ist schwarz. Maßstab 5 mm,

Fig. 3: Schwammknolle aus der oberen Glencar Formation (Cloyragh Member). Skleren-Gerüst eines Kieselschwammes wird umgewandelt in Hohlraum mit Großpeloiden. Maßstab 500 µm.

Fig. 4: Schwammknolle aus der oberen Glencar Formation: Hohlraum mit Großpeloiden. Der Hohlraum ist mit trübem Pseudosparit gefüllt. Maßstab 500 µm. Probe 92-119-1



Beckenfazies, Schwammknollen

Fig. 1: Schwammknolle aus der oberen Glencar Formation. Gut erhaltenes Schwammgerüst. Das Hintergrundgefüge besteht aus Mikritklumpen und Großpeloiden, in denen schwach feine Skleren zu erkennen sind. Maßstab 2 mm.

Fig. 2: Schwammknolle aus der oberen Glencar Formation. Gefüge aus Mikritklumpen und Hohlräumen. Im Mikrit sind feine Schwammskleren zu erkennen. In der Bildmitte befindet sich ein verkalktes Skelettelement des Schwammes, ein zentraler, fast runder Hohlraum mit einer Hülle aus Mikrit, in der Schwammskleren annähernd konzentrisch angeordnet sind. In der unteren Bildmitte befindet sich eine große, monaxone Sklere (weiß). Der große Hohlraum in der linken Bildhälfte hat auffallend glatte Ränder. Es handelt sich vermutlich um einen Bohrgang. Maßstab 2 mm.

Fig. 3: Kalkbank aus der oberen Glencar Formation. Nicht eingeregelte Schwammskleren im Mikrit. Maßstab 500 µm.

Fig. 4: Kalkbank aus der oberen Glencar Formation. Nicht kompaktierte Großpeloide (Tuberoide) in mergeliger Matrix. Maßstab 500 µm.



Mud Mounds, Kernfazies

Fig. 1: Formoyle Mud Mound, Kernfazies. Inhomogenes Gefüge aus Schwammrelikten (s) und zementgefüllten Hohlräumen in peloidalen und mikritischen Texturen. Peloidale Texturen in Flächen und Krusten (pk). Die Schwammrelikte bestehen aus Häufungen von feinen, calcitisierten Skleren und wenigen, dunklen Peloiden. Hohlräume sind mit RFC, geopetalem Dolomit (im Bild schwarz) und blockigem Calcit gefüllt. Maßstab 1 mm. Probe 91-36.

Fig. 2: Formoyle Mud Mound, Kernfazies; Peloidale Krusten in thrombolitischen (T) und stromatolitischen (St) Strukturen mit mikritischen Rinden (Pfeile). In der rechten Bildhälfte befindet sich ein zementgefüllter, stromatactoider Hohlraum. Das Gestein ist von Rissen und Spalten durchzogen. Der dunkelbraune Dolomit (Zement (4)) erscheint auf dem Bild schwarz. S = Schwamm. Maßstab 2 mm. Probe 91-39.

Fig. 3: Formoyle Mud Mound, Kernfazies; Netzwerkrelikte mit einigen gut erhaltenen Skleren in peloidaler Textur. Maßstab 1 mm. Probe 92-85.

Fig. 4: Formoyle Mud Mound, Kernfazies, vergrößerter Ausschnitt von Fig. 2. Peloidale Textur mit mikritischen Rinden in stromatolitischer Anordnung. Biogene sind fenestrate Bryozoen. Maßstab 500 µm. Probe 91-39.

Fig. 5: Formoyle Mud Mound, Kernfazies. Mikritische Rinde als Oberfläche von sehr dicht gepacktem, peloidalem Bereich (untere Bildhälfte) und peloidalem Internsediment von stromatactoidem Hohlraum. Maßstab 500 µm. Probe 91-37.



Mud Mounds, Kernfazies mit Schwammrelikten

Fig. 1: Formoyle Mud Mound, Kernfazies; Calcitisiertes Sklerengerüst eines Schwammes (hell) im Mikrit, teilweise zu kleinen Hohlräumen erweitert. Biogene sind fenestrate Bryozoen. Maßstab 500 μm. 91-32.

Fig. 2: Formoyle Mud Mound, Kernfazies. Peloidales Internsediment mit einigen, gut erhaltenen Schwamm-Skleren an der Basis eines stromatactoiden Hohlraumes. Maßstab 500 µm. Probe 92-61.

Fig. 3: Formoyle Mud Mound, Kernfazies. Schwammskleren im peloidalen Gefüge. Die Skleren sind von einem Mikrit-Saum umgeben. Maßstab 200 µm. Probe 91-37.

Fig. 4: Formoyle Mud Mound, Kernfazies. Mikropeloide mit Durchmessern von 20 bis 30 µm, die vermutlich bei der Umsetzung von Schwammgewebe enstanden sind. Maßstab 200 µm. Probe 92-54.

Fig. 5: Formoyle Mud Mound, Kernfazies. Calcitisiertes Sklerengerüst eines Schwammes mit einigen, dunklen Peloiden. Probe 91-36.

Fig. 6: Formoyle Mud Mound, Kernfazies. Calcitisiertes Sklerengerüst eines Schwammes im Mikrit. Maßstab 500 µm. Probe 91-36.

Fig. 7: Formoyle Mud Mound, Kernfazies; fein zerfaserter Hohlraumrand geht über in Schwamm-Netzwerk im Mikrit. Maßstab 500 µm. Probe 92-75.







Mud Mounds, Kernfazies mit Schwammrelikten

Fig. 1: Formoyle Mud Mound, Kernfazies. Schwammindividuen (?), teilweise umgesetzt in Mikropeloide und Hohlräume mit einem Internsediment aus locker gepackten Peloiden und einigen Großpeloiden. Ein flaches Individuum füllt das gesamte mittlere Drittel des Bildes. Es enthält eine erkennbare monaxone, große Sklere (großer Pfeil). Kleine Pfeile weisen auf verkalkte Skelettelemente (runder Hohlraum mit Mikrithülle). Maßstab 5 mm. Probe 92-54.

Fig. 2: Gleniff Mud Mound, Kernfazies. Schwammindividuum (?) mit Tannenbaum-Struktur, umgesetzt in Hohlraum-Komplex mit Mikritklumpen. Oben rechts sieht man Großpeloide. Am Dach der Hohlräume findet man unzerstörte Bryozoenfächer (Pfeile). Maßstab 5 mm. Probe 92-127 b.

Fig. 3: Formoyle Mud Mound, Kernfazies. Schwamm-Individuum (?). Die untere Hälfte besteht aus hellem Mikrit, der mit Hohlräumen durchsetzt ist, die obere aus einem Hohlraum, in dem sich sehr viele Biogene (Crinoidenstielglieder, Bryozoen) befinden. Maßstab 5 mm. Probe 92-31.



Mud Mounds, Kernfazies mit Schwammrelikten

Fig. 1: Gleniff Mud Mound, Basis. Stromatactoider Hohlraum in mikritischer Matrix. Im Internsediment befinden sich einige Großpeloide. Zooeciae von fenestrater Bryozoe im Hohlraum sind vollständig von RFC umgeben. Maßstab 5 mm. Probe 92-126.

Fig. 2: Formoyle Mud Mound, Kernfazies. Monaxone und tetraxone Schwammskleren im Mikrit. Maßstab 500 µm. Probe 92-54.

Fig. 3: Castlegal Mud Mound, Kernfazies. Inkrustierender Schwamm auf Brachiopodenschale. Die Konturen der Skleren sind durch Rekristallisation unscharf geworden. Maßstab 500 µm. Probe 92-37.

Fig. 4: Formoyle Mud Mound, Kernfazies. Spathauben an der Grenze homogener Mikrit gegen sklerenreichen Mikrit. Maßstab 500 µm. Probe 91-33.

Fig. 5: Gleniff Mud Mound, Kernfazies. Pseudosparitische Säume auf Mikrit, die in Skleren übergehen. Maßstab 500 µm. Probe 92-126.

Fig. 6: Gleniff Mud Mound, Kernfazies. Großpeloide mit radialem Zementsaum. In einem der Peloide findet man ein Fragment einer fenestraten Bryozoe. Maßstab 500 µm. Probe 92-127.

Fig. 7: Gleniff Mud Mound, Kernfazies. Quarznadeln im Mikrit, die in Größe und Form Schwammskleren ähneln. Die hexagonalen Querschnitte zeigen die idiomorphe Ausbildung der Kristalle. Maßstab 200 µm. Probe 92-130.

Fig. 8: Formoyle Mud Mound, Kernfazies. Quarznadel. Auf der Oberfläche sieht man die Eindrücke des Mikritmosaiks. REM-Aufnahme.



Mud Mounds und Schwammknollen, verkalkte Skelettelemente von Schwämmen und Terebella

Fig. 1: Schwammknolle, obere Glencar Formation. Runde Hohlräume, umgeben von dunklem Mikrit mit einigen Schwammskleren. Verkalkte Skelettelemente des Schwammes? In der rechten, oberen Bildmitte befindet sich Mikrit mit umgesetzten Skleren-Gerüst. Maßstab 500 µm.

Fig. 2: Schwammknolle, obere Glencar Formation. Runder Hohlraum mit Saum aus dunklerem Mikrit, in dem Schwammskleren angedeutet konzentrisch angeordnet sind. Der Hohlraum ist gefüllt mit einem schwach peloidalen Sediment, Bitumen und Pseudosparit. Skelettelemet eines Schwammes oder Wohnröhre eines agglutinierenden Polychaeten (Typ *Terebella*)? Maßstab 500 µm.

Fig. 3: Schwammknolle, obere Glencar Formation. Runde Hohlräume in dunklem Mikrit. Skelettelemente des Schwammes? Im unregelmäßigen Hohlraum in der rechten Bildhälfte befinden sich Großpeloide. Maßstab 500 µm.

Fig. 4: Formoyle Mud Mound, Flankenfazies. Sediment unterhalb eines stromatactoiden Hohlräumen enthält Peloide, Großpeloide, Mikritklumpen, Brachiopodenschale mit Geopetalgefüge und Wohnröhren vom Typ *Terebella*. Maßstab 2,5 mm. Probe 91-10.

Fig. 5: wie Fig. 4: Wohnröhre eines agglutinierenden Polychaeten. Der zentrale Hohlraum ist geopetal mit Sediment und Zement gefüllt. In der Außenhülle sind längliche Komponenten radial orientiert. Maßstab 500 µm. Probe 91-10.

Fig. 6: Formoyle Mud Mound, Flankenfazies. Kreisrunder Hohlraum mit Hülle aus Mikrit, in der nadelige Biogene konzentrisch angeordnet sind. Verkalkte Einströmpore eines Schwammes? Maßstab 500 µm. Probe 91-17.

Fig. 7: Formoyle Mud Mound, Flankenfazies. Längsschnitt durch eine *Terebella*-Röhre. Maßstab 500 µm. Probe 91-5.

Fig. 8: Castlegal Mud Mound, Flankenfazies. Runder Hohlraum mit Internsediment, der von einer Hülle aus dunklem Mikrit umgeben ist. Die Hülle wird oben rechts von einem Schwamm inkrustiert. Maßstab 500 µm. Probe 91-37.



Mud Mounds, Mikrofauna

Fig. 1: Gleniff Mud Mound, oberste Mound-Schichten. In der Bildmitte befindet sich *Epistacheoides* sp.. Darüber und darunter jeweils eine einkammerige Foraminifere *Archaesphaera reitlingerae* M. MAKLAI 1958. Maßstab 500 µm. Probe 92-169.

Fig. 2: Gleniff Mud Mound, oberste Mound-Schichten. Mehrkammerige Foraminiferen Tetrataxis sp.. Maßstab 500 µm. Probe 92-169.

Fig. 3: Formoyle Mud Mound, Flankenfazies. Gastropode mit Geopetalgefüge. Maßstab 200 µm. Probe 91-17.

Fig. 4: Gleniff Mud Mound, oberste Mound-Schichten. Problematische Foraminifere Aphralysia sp.. Maßstab 200 µm. Probe 92-208.

Fig. 5: Gleniff Mud Mound, oberste Mound-Schichten. Mehrkammerige Foraminifere. Maßstab 200 µm. Probe 92-169.

Fig. 6: Formoyle Mud Mound, Kernfazies. Aoujgalia sp.. Maßstab 200 µm. Probe 92-75.

Fig. 7: Gleniff Mud Mound, oberste Mound-Schichten. Stacheia sp.. Maßstab 200 µm. Probe 92-169.



Mud Mounds, lateraler Fazieswechsel und Pseudobreccien

Fig. 1: Formoyle Mud Mound, obere Mound-Schichten an der Westflanke. Aufgearbeitetes Gefüge aus Mikrit-Intraklasten mit Schwammrelikten, Biogenen und lagigem Mikrit. Das Gefüge zeigt ein hochenergetisches Milieu an. Maßstab 5 mm. Probe 91-41.

Fig. 2: Formoyle Mud Mound, Kernfazies. Pseudobrecciengefüge. Die Komponenten sind nachträglich von Klüften mit glatten Rändern durchschlagen worden. Zwischen den Kompenenten befinden sich Zemente. Der dunkelgraue Zement ist ein Fe-reicher Dolomit. Maßstab 5 mm. Probe 92-53.

Fig. 3: Formoyle Mud Mound, Flankenfazies. Schwach lagiges Gefüge aus Mikrit mit Schwammrelikten, dunklem Mikrit und peloidalen Bereichen. Das Gestein ist von Styloliten durchzogen. Maßstab 2 mm. Probe 91-7.



Mud Mounds, lateraler und vertikaler Fazieswechsel

Fig. 1: Formoyle Mud Mound, lateraler Übergang an der Basis des Mounds; Mound-Klumpen mit peloidaler Textur in mergeliger, bioklastenreicher Matrix. Maßstab 5 mm. Probe 91-24.

Fig 2: Untere Dartry Formation am lateralen Übergang vom Formoyle Mud Mound; Mikritische Mound-Klasten (k) mit Schwammrelikten in lagigem Bioklasten-Kalk, der vor allem Crinoidenstielglieder, Bryozoen und Brachiopodenschalen enthält. Maßstab 5 mm. Probe 91-47.

Fig. 3: Gleniff Mud Mound, Cloyragh Member unmittelbar unterhalb der Basis des Mounds am vertikalen Übergang. Mikritknollen und Fossillagen mit inkrustierenden Schwämmen (dunkler Mikrit). Maßstab 5 mm. Probe 92-125.

Fig. 4: Gleniff Mud Mound, Cloyragh Member unmittelbar unterhalb der Basis des Mounds am vertikalen Übergang. Schwamm in dunklem, autochthonem Mikrit. Maßstab 500 µm. Probe 92-125.



Figs. 1-3: Hohlraumzemente 1 bis 8, Kathodolumineszenz.

1 = radiaxial-fibröser Calcit (RFC) mit schwacher, fleckig oranger Lumineszenz

2 = 1. Saum auf RFC, keine Lumineszenz (enthält kein Mn; unter oxidierenden Bedingungen gefällt) 3 = 2. Saum auf RFC, leuchtend gelbe Lumineszenz (enthält Mn; unter reduzierenden Bedingungen gefällt)

4 = gravitativer, Fe-reicher Dolomit, Lumineszenz schmutzig-violett.

5 = klarer, isometrischer Calcit mit schwacher, grau-oranger Lumineszenz, zoniert.

6 = klarer, blockiger Calcit mit schwacher, grau-oranger Lumineszenz, zoniert.

7 = saddle dolomite mit gekrümmten Rhomboeder-Kanten, Lumineszenz leuchtend rosa-violett, stellenweise keine Lumineszenz.

8 = Spaltenzement (Calcit) mit leuchtend gelber Lumineszenz.

Maßstab: Fig. 1: 500 μm Fig. 2: 300 μm Fig. 3: 500 μm
