

Geochemie
Porifera-reicher Mud Mounds und Mikrobialithe
des Mittel- und Oberdevons
(Westaustralien, Nordfrankreich)

Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultäten
der Georg-August-Universität Göttingen

vorgelegt von
Cathrin Hühne
aus Kassel

Göttingen 2005

D7

Referent: Prof. Dr. Joachim Reitner

Korreferent: Prof. Dr. Josef Paul

Tag der mündlichen Prüfung: 07. November 2005

Zusammenfassung

Mud Mounds und Mikrobialithe aus dem Boulonnais (Nordfrankreich) und der Riffhangfazies des oberdevonischen Riffkomplexes im Canning Basin (Westaustralien) wurden mittels geochemischer und biogeochemischer Analysemethoden untersucht. Unter besonderer Berücksichtigung standen Organomineralisate, die durch Degradationsprozesse von Schwammfaunen entstanden sind. Ziele der vorliegenden Arbeit waren die bio- und geochemische Charakterisierung von Organismengruppen, die bei der Bildung der Mud Mounds und Mikrobialithe beteiligt waren und die nähere Spezifizierung der Paläo-Umweltbedingungen, insbesondere im Hinblick auf das Frasn/Famenne-Grenzintervall.

Mitteldevonische *Rothpletzella*-Mud Mounds aus dem Steinbruch Banc Noir bei Ferque (Nordfrankreich) weisen eine für das Mitteldevon (Givet) moderne, autochthone Porifera-Fauna aus halichondriden/axinelliden Demospongiae auf. Anhand von Biomarkeranalysen wurde der Nachweis von Sesquiterpenen erbracht, wodurch diese Organismengruppe biogeochemisch bestätigt wird. Negative $\delta^{13}\text{C}$ -Werte dokumentieren den Einfluss sulfatreduzierender Bakterien auf die Lithifizierung und Bildung der Mud Mounds.

Aus oberdevonischen Mud Mounds und Mikrobialithen des Frasn/Famenne-Grenzbereichs der South Lawford Range im Canning Basin (Westaustralien) werden 8 unterschiedliche Mikrobialithtypen, darunter 14 Lithotypen, differenziert. Zwei der Mikrobialithtypen sind durch Degradationsprozesse lyssacinosider Hexactinellida entstanden und dokumentieren die Bedeutung dieser Kieselschwämme für die frühe Stabilisierung des Riffhangs.

In Stromatolith-Thrombolith-Mounds der Lokalität Waggon Pass wurde eine moderne Fauna lithistider Demospongiae mit tetracrepididen Desmen nachgewiesen.

Stromatolithische, stromatolithisch-thrombolithische und dendrolithische Mikrobialithkörper von den Lokalitäten Casey Falls und Waggon Pass weisen z.T. Fe/Mn-Krusten auf und sind nach dem Geländebefund mit Neptunian Dykes und Lagen von radiaxial-fibrösen Zementen assoziiert. Diese werden als mögliche Aufstiegsbahnen für hydrothermale Fluide diskutiert.

Isotopengeochemische Untersuchungen sowie die Analyse Seltener Erden Elemente (Lanthanide) an mikrobiell-induziert ausgefällten Mikriten (autochthone Mikrite), Fe/Mn-Krusten und radiaxial-fibrösen Zementen dokumentieren die Genese unter normalmarinen, oxischen Bedingungen.

$\delta^{13}\text{C}$ -Werte $> +2,3\text{‰}$ von autochthonen Mikriten und radiaxial-fibrösen Zementen des Famennes dokumentieren einen Anstieg der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte an der Frasn/Famenne-Grenze wie er bereits in der bestehenden Literatur diskutiert wird.

Abstract

Mud mounds and microbialites of the Boulonnais (Northern France) and from the reefal slope facies of Upper Devonian reef complexes (Western Australia) were investigated by geochemical and biogeochemical methods. In particular, organomineralization, formed by degradation processes of sponges was taken into consideration. The present thesis aims at the bio- and geochemical characterization of different organisms, which were involved in the genesis of mud mounds and microbialites and at a closer specification of paleoenvironmental conditions, particularly with regard to the Frasnian-Famennian boundary interval.

Middle Devonian *Rothpletzella* mud mounds from the quarry Banc Noir near Ferque (Northern France) contain an autochthonous sponge fauna of halichondrid/axinellid demosponges, which seems very modern for Middle Devonian (Givetian) time. Biomarker analyses provide the evidence of sesquiterpenes, thus confirming the presence of this sponge fauna by biogeochemical means. Negative $\delta^{13}\text{C}$ values show the influence of sulphate reducing bacteria on mud mound development.

Upper Devonian mud mounds and microbialites of the Frasnian-Famennian boundary interval from the South Lawford Range (Canning Basin, Western Australia) were differentiated in 8 various types of microbialites and 14 lithotypes. Two microbialite types were formed by degradation processes of lyssacinoid hexactinellids and document the importance of these silicious sponges for the early stabilization of the reef slope.

A modern fauna of lithistid demosponges with tetracrepid desmas were proven in stromatolite-thrombolite mounds from the Waggon Pass locality.

Stromatolitic, stromatolitic-thrombolitic, and dendrolitic microbialites from the Casey Falls and Waggon Pass localities, show Fe-Mn crusts and, according to field evidence, are associated with neptunian dykes and radiaxial fibrous calcite cements. Their role as possible pathways for ascending hydrothermal fluids is discussed.

Isotopic geochemical investigations and analyses of rare earth elements document the bacterially induced precipitation of microcrystalline calcite (autochthonous micrite), Fe-Mn crusts, and radiaxial fibrous calcite cements under normal marine, oxidative conditions.

Famennian autochthonous micrite and radiaxial fibrous cements with $\delta^{13}\text{C}$ values $> +2.3$ ‰ show a rise of $\delta^{13}\text{C}$ at the Frasnian-Famennian boundary as previously discussed in the literature.

Inhalt

1. Einleitung	1
1.1 Zielsetzung und Fragestellung	1
1.2 Evolution mittel- und jungpaläozoischer Riff- und Mud Mound-Vergesellschaftungen	6
1.2.1 Silur	6
1.2.2 Devon	6
1.2.3 Karbon	8
1.2.4 Perm	9
1.3 Entstehung von Mikrobialithen	10
1.4 Mikrobiell-induzierte Karbonatfällung	11
1.5 Karbonatgleichgewicht.....	14
2. Methodik	17
2.1 Durchlichtmikroskopie.....	17
2.2 Kathodenlumineszenzmikroskopie	17
2.3 Röntgendiffraktometrie	17
2.4 Elektronenstrahlen-Mikrosonde	18
2.5 Massenspektrometrien.....	18
2.5.1 Stabile Isotope ($\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^{13}\text{C}$)	18
2.5.2 Radiogene Isotope ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$).....	19
2.5.3 Spurenelemente und Seltene Erden Elemente.....	19
2.5.4 Biomarker.....	20
3. Geologische Beschreibung der Arbeitsgebiete.....	23
3.1 Canning Basin, Westaustralien	23
3.2 Boulonnais, Nordfrankreich	26
4. Sedimentologie und Mikrofazies (Canning Basin, Westaustralien)	29
4.1 Profilbeschreibung	29
4.1.1 Profil Wapet C.....	29
4.1.2 Profil Casey Falls	33
4.1.3 Profil 371 B	37
4.1.4 Profil Waggon Pass	40
4.2 Beschreibung der Mikrobialithtypen.....	43
4.2.1 Mikrobialithtyp 1 (M1): Grobkörnig-agglutiniertes Stromatolith.....	43
4.2.2 Mikrobialithtyp 2 (M2): Feinkörnig-agglutiniertes Stromatolith.....	44
4.2.3 Mikrobialithtyp 3 (M3): Grob-agglutiniertes Thrombolith.....	46
4.2.4 Mikrobialithtyp 4 (M4): Feinkörniger Stromatolith.....	48
4.2.5 Mikrobialithtyp 5 (M5): Porifera-Thrombolith.....	49
4.2.6 Mikrobialithtyp 6 (M6): Stromatolith-Thrombolith-Mounds	53
4.2.7 Mikrobialithtyp 7 (M7): Dendrolithischer Mikrobialith	56
4.2.8 Mikrobialithtyp 8 (M8): Agglutiniertes Thrombolith	57

4.2.9 Mikrobialithyp 9 (M9): <i>Frutexit</i> -Strukturen.....	60
4.3 Interpretation der Profile	62
5. Sedimentologie und Mikrofazies (Lokalität Boulonnais, Nordfrankreich).....	65
5.1 Profilbeschreibung	65
5.2 Beschreibung der Mikrobialithypen	67
5.2.1 Mikrobialithyp 1 (M1): Stromatolith	67
5.2.2 Mikrobialithyp 2 (M2): <i>Rothpletzella</i> -Mud Mounds.....	67
6. Geochemische und biogeochemische Analysen	71
6.1 Röntgenanalyse und Kathodenlumineszenz.....	71
6.1.1 Röntgenanalyse	71
6.1.2 Kathodenlumineszenz	71
6.2 Kohlenstoff- und Sauerstoffisotope	73
6.2.1 Isotopenverhältnisse der Lokalitäten im Canning Basin.....	74
6.2.1.1 Lokalität Wapet C	74
6.2.1.2 Lokalität 371 B.....	75
6.2.1.3 Lokalität Casey Falls.....	76
6.2.1.4 Lokalität Waggon Pass.....	78
6.2.2 Isotopenverhältnisse der Lokalität im Boulonnais.....	86
6.3 Strontiumisotope	89
6.4 Spurenelemente	92
6.5 Seltene Erden Elemente	97
6.6 Biomarkeranalysen.....	105
6.6.1 Lokalität Canning Basin.....	105
6.6.2 Lokalität Boulonnais	105
7. Diskussion	107
8. Resümee	115
9. Literatur.....	117

14 Tafeln

Anhang

Nomenklaturen

Kohlenstoff- und Sauerstoff-Isotopenverhältnisse

Strontium-Isotopenverhältnisse

Analyse-Ergebnisse des Laser-ICP-MS

Analyse-Ergebnisse der Elektronenstrahlen-Mikrosonde (EMS)

Probenliste

Profile

Danksagung

Lebenslauf

1. Einleitung

1.1 Zielsetzung und Fragestellung

Das Aussterbeereignis an der Frasn/Famenne-Grenze (F/F-Grenze), das sogenannte „Kellwasser-Event“, ist eines der fünf bedeutendsten Aussterbeereignisse des Phanerozoikums (Raup & Sepkosky, 1982) und ist daher seit langem Gegenstand wissenschaftlicher Untersuchungen. Die bis dato kontroverse Diskussion ist insbesondere im Hinblick auf das Absterben der Riffe und die auslösenden Faktoren noch nicht vollständig entschieden (Copper, 2002). Bisher wurde das F/F-Aussterbeereignis mit Hilfe von paläontologischen und sedimentologischen (z.B. Becker et al. 1991; Becker, 1993b; Becker & House, 1994b, 1997; Webb, 1998), geochemischen und isotopengeochemischen (z.B. McGhee et al., 1986; Joachimski & Buggisch, 1993; Joachimski et al., 2002) sowie mittels event- und sequenzstratigraphischen (z.B. Schindler, 1993; Kennard et al., 1992) Methoden untersucht und beschrieben.

Das „Kellwasser-Event“ wurde von House (1985) nach der stratigraphischen Korrelation des Aussterbeereignisses mit den in Europa und Afrika verbreiteten Kellwasser-Kalken benannt. Die Kellwasser-Kalke bilden zwei Horizonte (Unterer und Oberer Kellwasser-Kalk), die aus Schwarzschiefern und bituminösen Kalken einer anoxischen bis dysoxischen Fazies bestehen und die von Marokko aus NE' bis zum Harz und NW' bis zum nördlichen Varizischen Schelf in Belgien verbreitet sind (Buggisch, 1972). Bei diesem Aussterbeereignis verschwanden 21 % der Familien (Sepkoski, 1982) bzw. 50 % aller Gattungen (Sepkoski, 1986) mariner Organismen. Insbesondere waren die tropischen biohermalen Riffsysteme (Stromatoporen-Korallen-Riffe) und die marine Flachwasserfauna der niedrigen Breitengrade betroffen. Die marine Fauna der hohen Breitengrade, Tiefwasserorganismen sowie die terrestrische Fauna und Flora wurden in geringerem Ausmaß dezimiert (McGhee, 1989). Unter anderem starben viele Taxa von Stromatoporoiden, Brachiopoden und Conodonten sowie Trilobiten, rugosen Korallen und Goniatiten aus (Schindler, 1993).

Das Aussterben vollzog sich in mehreren Phasen mit erhöhten Extinktionsraten (z.B. Schindler, 1993) in einem Intervall von etwa 3 Ma (McGhee, 1989), welches die Conodonten-Zonen der frühen *P. rhenana* bis zur mittleren *P. triangularis* Zone umfasst.

Als auslösender Faktor des Aussterbeereignisses an der F/F-Grenze wird der Impakt eines extraterrestrischen Körpers am meisten diskutiert (z.B. McLaren, 1970; McLaren & Goodfellow, 1990). Doch fehlen bisher Nachweise von geschockten Mineralien, Tektiten und anomalen Spurenelementanreicherungen (z.B. Iridium), die in einem direkten Zusammenhang mit den F/F-Grenzsichten stehen (McGhee et al. 1984, 1986a und b). Mikrotektite von zwei belgischen Grenzprofilen kommen in Lagen des unteren Famenne vor (Joachimski et al., 2001) und sind somit ebenfalls kein konkreter Nachweis. Das Alter des Siljan Krater in Schweden wurde von 367 Ma \pm 1 Ma (F/F-Grenze) auf 376,8 \pm 1,7 Ma korrigiert (Reimold et al., 2004).

McGhee (1989, 1996) und Racki (1999) diskutieren im Hinblick auf die multiplen Phasen des Aussterbeereignisses die Möglichkeit von mehreren kleineren Asteroiden-Einschlägen („multiple impact theory“), die das Ökosystem durch kurze, rasche klimatische Wechsel beeinflusst haben. Neben dem Impaktereignis werden ein intensiver Vulkanismus, Meeresspiegelschwankungen, ausgedehnte ozeanische Anoxia und globale Klimaänderungen diskutiert.

Eine Klimaänderung durch eine Eiszeit nehmen Caputo & Crowell (1985) und Caputo (1985) an, während Copper (1986) eine globale Abkühlung infolge des Zusammenschluß von Gondwana und Laurussia zu einem Großkontinent und einem Zusammenbruch des äquatorialen Warmwasserstroms diskutiert. Nachweislich fand eine Eiszeit erst am Ende des Famenne statt und der Kontinentzusammenschluß zu Pangäa erst im Karbon (McGhee, 1989).

Streel et al. (2000) postulieren auf der Basis von Palynomorpha-Analysen, dass ein ausgeprägter submariner und kontinentaler Vulkanismus eine Änderung des CO₂-Gehaltes in der Atmosphäre und damit eine langfristige Warmperiode während des späten Frasne verursachte, die durch eine kurze Eiszeit im frühen Famenne abgelöst wurde. Eine durch die Warmphase herabgesetzte Tiefenzirkulation des sauerstoffreichen Polarwassers begründete dann die stagnierenden und anoxischen Bedingungen (Oberer Kellwasser-Horizont). Auch Racki (1998b) diskutiert Vulkanismus als Grund für das „Kellwasser-Event“.

Eine globale Klima-Abkühlung am Ende des Frasne erzeugte einen ozeanischen „Overtun“ (Wilde & Berry, 1984, 1988), der anoxisches Tiefenwasser in die obere Wassersäule brachte, wodurch die flachmarinen Ökosysteme dezimiert wurden. Als Grund für die globale klimatische Abkühlung vermuten diese Autoren ebenfalls ein Impakt-Ereignis.

Kurzzeitige Regressions-Transgressions-Zyklen und eustatische Meeresspiegelschwankungen postulieren Johnson et al. (1985), Sandberg et al. (1988) und Buggisch (1972, 1991) für das späte Frasne. Die genannten Autoren sehen darin eine Ursache für die ökologische Krise. Die Kellwasser-Horizonte dokumentieren Meeresspiegelhochstände innerhalb der Zyklen (Johnson et al., 1985). Damit ist das Aussterbeereignis am Ende des Frasne eines der wenigen im geologischen Bericht, welches mit globalen Meeresspiegelhochständen im Zusammenhang steht, während andere (z.B. Trias/Jura-Grenze) mit Regressionsphasen verbunden sind (McGhee, 1989).

Einen Zusammenhang zwischen anoxischen, marinen Verhältnissen, klimatischen Veränderungen und der Abnahme der Riffökosysteme diskutieren Buggisch (1991), Joachimski & Buggisch (1993) und Joachimski et al. (2002). Die Kellwasser-Horizonte von Europa, Nordafrika und Nordamerika sowie äquivalente Horizonte von Westaustralien weisen positive $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ -Anomalien von einer Hintergrund-Signatur von +1,0 ‰ auf +3,6 ‰ auf (Joachimski & Buggisch, 1993; Joachimski et al., 2002). Als Ursache für die Anomalien wird eine zunehmende Sedimentation von organischem Material angenommen, welche niedrige CO₂-Konzentrationen im Ozean und in der Atmosphäre zur Folge hatte, die wiederum eine globale Klima-Abkühlung begründeten. Gleichzeitig entstand eine anoxische Bodenschicht durch absinkendes, warm-

salinares, sauerstoffarmes Oberflächenwasser gekoppelt mit einer Sauerstoff-verbrauchenden Primärproduktion von organischem Kohlenstoff.

Ein Überangebot an Nährstoffen, z.B. infolge der Entwicklung der Gefäßpflanzen (Algeo et al., 1995), von Meeresspiegelschwankungen (Whalen et al., 2002), tektonischer (George & Chow, 2002), hydrothermaler und/oder vulkanologischer Prozesse (Racki et al., 2002) wird ebenfalls als Auslöser für das Riffsterben angenommen.

In jüngeren Arbeiten werden insbesondere multikausale, terrestrische Prozesse als Ursache für das „Kellwasser-Event“ angesehen (Joachimski & Buggisch, 1993; Webb, 1998; Racki et al., 2002; George & Chow, 2002).

Im Gegensatz zu den charakteristischen, dunklen Kellwasser-Horizonten, die in Europa, Afrika und Nordamerika die F/F-Grenze dokumentieren, ist im nordwestaustralischen Canning Basin, der Übergang vom Frasnian zum Famennian kontinuierlich und in oxischer Fazies ausgebildet (Becker et al., 1991). Das oberdevonische Aussterbeereignis hatte auf die Fauna der sehr gut erhaltenen und aufgeschlossenen Riffkomplexe des Canning Basins ebenfalls starke Auswirkungen.

Die Karbonatablagerung des westaustralischen Riffsystems setzt im Givet mit Stromatoporen-dominierten Riff-Komplexen ein und entwickelte sich durchgehend im Frasnian. Im Famennian ging die Entwicklung von weitverbreiteten Cyanobakterien-dominierten Riffen (Playford, 1980) mit wenigen, neuauftretenden riff-bildenden Stromatoporen weiter (George et al., 1997). Unmittelbar vor der F/F-Grenze fand, entgegen den für die Kellwasser-Horizonte postulierten Meeresspiegel-Hochständen, eine Regression statt (Playford, 1980; Becker & House, 1997; George et al., 1997), die zu einer subaerischen Heraushebung und Erosion der Frasnian-Riffkomplexe führte. Becker et al. (1991), Becker & House (1997), George et al. (1997) und George (1999) wiesen für das F/F-Grenzintervall allerdings in den Vorriff-Ablagerungen, in die häufig mikrobielle Karbonate eingeschaltet sind, eine kontinuierliche Sedimentation nach. Relative Meeresspiegelschwankungen im Übergang zum Famennian wurden mehrfach nachgewiesen (Becker et al., 1991, 1993; Becker & House, 1997; George et al., 1997; George & Powell, 1997; Ward, 1999). Auch George & Chow (2002) dokumentieren aufgrund von sedimentologischen Untersuchungen von Vorriff-Ablagerungen Meeresspiegelschwankungen im F/F-Grenzintervall, die sie in ausgeprägter Beckentektonik begründet sehen. Die Meeresspiegelschwankungen interpretieren sie wiederum als Grund für die „gestressten“ Riff-Ökosysteme des Canning Basins. Als Stress-Faktoren nehmen George & Chow (2002) wiederkehrende Einschnitte in die Lebensräume, Einträge von siliziklastischem Material von proximalen Hochländern und/oder toxisches, lagunäres Wasser an, welches zu salin oder zu nährstoffreich war.

Um die Nährstoffsituation im Canning Basin genauer zu erfassen, werden Mikrobialithe der Vorriff-Ablagerungen sowie Karbonate und Zemente von Neptunian Dykes, die als Fluidaufstiegsbahnen gewirkt haben können, in der vorliegenden Arbeit auf ihr geochemisches Signal hin untersucht.

Den Begriff „Mikrobialith“ definieren Burne & Moore (1987) für organosedimentäre Ablagerungen infolge von „trapping and binding“ von detritischem Sediment und/oder Mineralfällung durch benthische Mikrobengemeinschaften. Diese mikrobiell induzierte Karbonat- bzw. Mineralfällung erfolgt direkt aus dem aquatischen Umgebungsmilieu (z.B. Meerwasser). Infolgedessen werden die (geo)chemischen Signale des Umgebungsmilieus in die resultierenden Organomineralisate übernommen (Keupp et al., 1993). Mud Mounds und Mikrobialithe sind durch einen solchen autochthon gefällten Karbonatanteil (=Automikrit) charakterisiert.

Unter besonderer Betrachtung steht der Zusammenhang zwischen Porifera-Vergesellschaftungen mit Mikrobialithen bzw. Mud Mounds. An rezent lebenden Schwämmen wurde ihre Assoziation mit Mikrobengemeinschaften bestehend aus sulfatreduzierenden Bakterien (SRB) oder Archaea nachgewiesen (Schumann-Kindel et al., 1997; Hoffmann et al., 2005). Durch den Zerfall von Schwammzellen kann sich das Mikromilieu in oder an einem abgestorbenen Schwamm so verändern, dass eine Karbonatfällung durch die assoziierten Mikroben induziert werden kann. Sowohl fossile Mikrobialithe als auch Porifera-reiche Mud Mounds können infolge metabolischer Prozesse von Mikrobenvergesellschaftungen ein „geochemisches Archiv“ für das Meerwasser darstellen.

Während viele marine Taxa den Faunenschnitt an der Frasn/Famenne-Grenze (F/F-Grenze) nicht überstanden, fand bei den Porifera in diesem Zeitraum eine Radiation statt. Die meisten Hexactinellida überschreiten die F/F-Grenze und setzten sich bis ins Mississippian hinein fort (Mehl, 1996). Zudem überdauerten Mud Mounds die Krise der Riffe im Oberdevon. Die Verbreitung der Mikroben-dominierten Biostrome nahm bis in das Unterkarbon hinein weiter zu. Erst im mittleren Unterkarbon gewannen Riffe wieder an Bedeutung (Kiessling et al., 1999).

Kann die karbonatpetrologische und geochemische Untersuchung von Mikrobialithen einen Beitrag zu den Veränderungen der riffbildenden Vergesellschaftung an der Frasn/Famenne-Grenze im Canning Basin beisteuern? Zum Vergleich und zur Einordnung der Ergebnisse wird eine mitteldevonische Mud Mound-Vergesellschaftung aus dem Boulonnais, Nordfrankreich herangezogen.

Organomineralisate und deren syngenetischen Sedimente aus dem Boulonnais, Nordfrankreich (Givet) und dem Canning Basin, Westaustralien (Frasn/Famenne) werden palökologisch sowie geo- und biogeochemisch untersucht und hinsichtlich folgender Fragestellungen verglichen und diskutiert:

1. Können Organismengruppen (Porifera, Mikrobenassoziationen), die an der Bildung von Mikrobialithen und Mud Mounds beteiligt waren, anhand von bio- und geochemischen Proxies charakterisiert werden?
2. Bieten geochemische Untersuchungen an Organomineralisaten eine Möglichkeit, das Nährstoffangebot des marinen Milieus im Canning Basin näher zu charakterisieren?

3. Steuerten hydrothermale Aktivität oder Cold Seeps z.B. über ein Überangebot von Nährstoffen das Riffsterben im Canning Basin?
4. Worin liegen die Ursachen für die Entwicklung hin zu modernen Porifera?
5. Sind Bildungsprozesse sowie Paläoumweltbedingungen, unter denen Mud Mounds und Mikrobialithe vor und nach der Frasn/Famenne-Krise entstanden sind, geochemisch spezifizierbar?

Die vorliegende Arbeit stellt einen Beitrag zu einem Schwerpunktprogramm der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG-SPP 1054, Re 665/16) dar, im Rahmen dessen die Evolution der Erde im jüngeren Paläozoikum über sedimentgeochemische Methoden erfasst und charakterisiert werden soll.

1.2 Evolution mittel- und jungpaläozoischer Riff- und Mud Mound-Vergesellschaftungen

Um die Bedeutung von Mikroorganismen gegenüber gerüstbildenden Organismen bei der Bildung und dem Aufbau biohermaler Strukturen vor und nach der F/F-Grenze darzustellen, wird im Folgenden ein kurzer Abriss über Faunenvergesellschaftungen und Verbreitung mittel- und jungpaläozoischer Riffe und Riff-ähnlicher Körper gegeben:

1.2.1 Silur

Im Silur existierten Riffe im nahen Küstenbereich, auf dem mittleren und äußeren Schelf sowie im Tiefwasser. Sie markierten einen Abschnitt (~75 Ma) global warmen Klimas und hohen Meeresspiegelständen (Wood, 1999). Mikrobialithe waren für den Aufbau und die Stabilisation von Riffen von Bedeutung (Webb, 1996). Kalzifizierte Cyanobakterien, Algen sowie Stromatolithe und Thrombolithe kamen in eingeschränkten Environments vor. Korallen-Bryozoen Vergesellschaftungen von geringer Diversität besiedelten randliche Riff-Bereiche. Eine diversere Fauna aus stromatoporoiden, korallinen Demospongiae, tabulaten Korallen, Bryozoen, Crinoiden und verschiedenen kalzifizierten Cyanobakterien bildeten zusammen mit Thrombolithen und Stromatolithen Riffe in normal marinen Flachwasser-Gebieten (Clough & Blodgett, 1989). Im Tiefwasser waren Mud Mounds mit Stromatactisgefügen und einer Fauna aus lithistiden Hexactinellida die dominierenden Strukturen (Brunton & Copper, 1994). Neben diesen Schwamm-Assoziationen bauten Schwämme mit kalkigem Skelett („Sphinctozoa“) und Stromatolithen sowohl kleine Patch Reefs als auch große Barriere-Riffe in kontinentalen Bereichen und Inselbogen-Komplexen auf. Rugose Korallen, Brachiopoden, Bryozoen, Crinoiden, Mollusken und Dasycladaceen sowie Trilobiten und bioturbate Organismen bildeten ebenfalls im Flachwasser Riffe mit geringem Relief. Eine besondere Faunen-Gemeinschaft aus monoplacophoriden Mollusken, inartikulaten Brachiopoden und polychaeten Röhrenwürmern ist von silurischen, hydrothermalen Vents überliefert (Little et al., 1997). Am Ende des Llandovery expandierten die Riffe weltweit bei steigender Diversität der Riffgemeinschaften. Während im Wenlock tabulate Korallen und stromatoporoiden, koralline Demospongiae die Hauptriffbildner waren, bauten im Ludlow insbesondere Algen, Kalk- und Kieselschwämme die Riffe auf. Im Llandovery und Wenlock erfolgte die Riff-Entwicklung hauptsächlich in intrakratonischen Becken und auf Kratonrändern von Nordeuropa, Nordamerika und Grönland (Brunton & Copper 1994).

1.2.2 Devon

Das untere Unterdevon war zunächst durch eine signifikante Abnahme von Riffkörpern, Mud Mounds sowie Biostromen charakterisiert (Talent, 1988). Mit der erneuten Verbreitung zum oberen Unterdevon hin waren tabulate und rugose Korallen, stromatoporoiden Demospongiae, Bryozoen, Rotalgen, Grünalgen sowie Brachiopoden wichtige riffbildende Organismen. Auch

bohrende Organismen und Spurenfossilien sind in unterdevonischen Riffen häufig (Wood, 1999).

Während des mittleren Devons (Ems-Givet) erreichte die globale Verbreitung von Riffkörpern den Höhepunkt im Phanerozoikum (Copper, 2002). Die Riffe waren durch eine hohe Diversität charakterisiert und erreichten vergleichbare Größen wie rezente Korallenriffe tropischer und subtropischer Breiten. Neben Korallen und stromatoporoiden, korallinen Schwämmen waren kalzifizierte Cyanobakterien und Algen (z.B. *Renalcis*, *Sphaerocodium* bzw. *Rothpletzella*) die wichtigsten Riffbildner. Lithistide Schwämme kamen im Riffhang-Bereich und im niedrig-energetischen Flachwassermilieu vor oder waren Teil von Tiefwasser-Riffgemeinschaften (Wood, 1999). Die Riffe des Givet kamen, ebenso wie die des Frasné, an oder in küstennahen Upwelling-Zonen vor (Golonka et al., 1994).

Die durchschnittliche Position der Riffe verlagerte sich im Devon zunehmend in Richtung Äquator (Kiessling et al., 1999). Im Mitteldevon (Eifel-Givet) erreichten die von Metazoen geprägten Riffe Breitengrade bis zu 60°N und 45 bis 50°S (Copper, 2002).

Einen Überblick über die paläogeographische Lage der Kontinente in Mittel- und Oberdevon gibt Abb. 1.1.



Abb. 1.1: Paläogeographische Verteilung der Kontinente zur Zeit des mittleren und oberen Devons (verändert nach Scotese & McKerrow, 1990).

Mud Mounds waren, als Bildungen des tieferen Wassers (100 bis 200 m), vorwiegend durch Crinoiden, tabulate Korallen, Trilobiten, Brachiopoden und Schwämme charakterisiert.

Das Aussterbeereignis am Ende des Givets dezimierte die Diversität der tabulaten und rugosen Korallen, stromatoporoiden Demospongiae, atrypide und pentameride Brachiopoden. Der Biodiversitätsverlust auf Gattungs- und Untergattungsebene war am Ende des Givets höher als beim Aussterbeereignis an der F/F-Grenze (Copper, 2002).

Im Vergleich zu mitteldevonischen Riffen weisen die Riffe des frühen Oberdevons eine geringere Biodiversität, Größe und geographische Verbreitung auf. Die Riffe des Frasné sind vor allem durch eine Vergesellschaftung aus Korallen und stromatoporoiden, korallinen Schwämm-

men charakterisiert. Die Bildung von Mikrobialithen und die Bedeutung von Mikroorganismen als Riffbildner nahmen während des Frasnian immer weiter zu. Kalzifizierte Cyanobakterien und Algen wie *Rothpletzella* und *Renalcis* waren die wichtigsten Riffbildner. Während die Abnahme der Riffe Nordamerikas und Westeuropas an der F/F-Grenze mit der Abnahme von Riffbildenden stromatoporoiden Demospongiae und Korallen korreliert, überstanden die Riffe aus dem Canning Basin Westaustraliens zunächst die F/F-Grenze trotz des Absterbens der wichtigsten Skelett-bildenden Rifforganismen (Playford & Lowry, 1966; George et al., 1997), da die Riffe des Canning Basins im Famennian ebenfalls hauptsächlich aus Kalziummikroben wie *Renalcis*, *Paraeiphyton* und *Rothpletzella* sowie Stromatolithen und Thrombolithen aufgebaut waren (Playford & Lowry, 1966; Wray, 1967). Die Verbreitung von Kalziummikroben und Algen nahm im späten Famennian ab (Chuvashov & Riding, 1984).

Stromatolithen und Thrombolithe dominierten im Tournais Riff und Riff-ähnliche Bildungen als Ergebnis der Reduzierung von Skelett-bildenden Metazoen und Kalziummikroben in Frasnian und Famennian (Webb, 1998).

Entscheidend für die Stabilisierung der oberdevonischen Riffe war, neben mikrobiell ausgefalltem Kalzit, auch frühmariner, feingebänderter, radially-fibröser Zement (Wood, 1999).

1.2.3 Karbon

Mit der Abnahme der gerüstbildenden Riff-Vergesellschaftungen im Oberdevon wurden Mud Mounds das bevorzugte Modell der biohermalen Strukturen (Bridges et al., 1995). Unterkarbonische Riffe, wie in Russland, sind äußerst selten dokumentiert. Das Karbon war eine Zeit großer klimatischer Veränderungen und Meeresspiegelschwankungen, wobei das Unterkarbon eine Zeit des Meeresspiegelhochstandes war. Infolgedessen waren Mud Mounds weitverbreitete Strukturen. Mud Mounds des tiefen Wassers (>250 m) entwickelten sich z.B. in Europa und Nordamerika.

Im Bereich von Plattformrändern und Intraplattform-Rampen bildeten sich Mud Mounds auch in höherenergetischen Bereichen. Wichtige Organismen waren Bryozoen, Brachiopoden, Kieselchwämme sowie Kalziummikroben. Insbesondere im mittleren und späteren Tournais waren Mud Mounds weit verbreitet (Waulsortian Mounds). Neben sessilen Suspensions-Fressern sind tiefere Mud Mounds des Waulsortian vorwiegend durch Bryozoen und Schwämme, Mud Mounds intermediärer Tiefen durch Crinoiden und Mud Mounds des Flachschelf-Milieus durch Korallen und trepostomate Bryozoen charakterisiert (Wood, 1999). Mikrobielle Prozesse waren bei der Bildung der Mud Mounds ausschlaggebend. Peloidaler und klumpiger Mikrit, der durch Mikroorganismen in situ gebildet wurde, kommt in vielen karbonischen Mud Mounds vor (Wood, 1999). Im Visé nahmen skelettbildende Metazoen und einhergehend Flachwasser-Riffe zu. Weitere Riffbildner waren Bryozoen, lithistide Hexactinellida, *Renalcis*, tabulate und rugose Korallen.

Im Übergang zum Oberkarbon wurden Flachwasser-Riffe wiederum durch eine Regression dezimiert. Neue, Riff-assoziierte Organismen waren phylloide Algen und *Tubiphytes* (Wood, 1999).

1.2.4 Perm

Im frühen Perm weiteten sich die flachmarinen, Algen-dominierten Riffe mit Dasycladaceae und phylloiden Algen aus (Wood, 1999). Diese kamen insbesondere an Rändern von intrakratonischen Becken vor. Durch eine klimatische Abkühlung und eine damit zusammenhängende Regression im späten Unter-Perm verschwanden Flachscheffgebiete und Riffe. Doch blieb mikrobielle Aktivität für die Bildung von Tiefwasser-Riffen von Bedeutung. Spätpermische Riffe sind durch Bryozoen, Schwämme mit kalkigem Skelett (Inozoa und „Sphinctozoa“), inkrustierende Algen und *Tubiphytes* charakterisiert (Bergquist, 1978; Wood, 1999). Auch permische Riffe (z.B. Capitan Reef, Texas, USA) wurden durch eine schnelle Lithifizierung mittels frühmariner Zemente und mikrobiell induzierter Karbonatfällung stabilisiert (Wood, 1999). Das die Perm/Trias-Grenze charakterisierende Aussterbeereignis dezimierte wiederum die riffbildenden Organismen.

1.3 Entstehung von Mikrobialithen

Mikrobialithe sind Sedimentgesteine, die unter Beteiligung von Mikroorganismen gebildet wurden. Sowohl fossile als auch rezente Mikrobialithe wurden in marinen, lakustrinen, fluviatilen, thermalen sowie terrestrischen Sedimentationsräumen nachgewiesen. Vorwiegend karbonatisch, können Mikrobialithe auch aus Phosphat, Silikat, Metalloxiden oder -sulfiden aufgebaut sein. Karbonatische Mikrobialithe bestehen aus Krusten von wenigen Millimetern, können allerdings auch riffähnliche Sedimentkörper aufbauen, die bis zu einem Kilometer groß sind.

Die Klassifikation der Karbonatmikrobialithe beruht auf makroskopischen und mikroskopischen Struktur- und Gefügemerkmalen sowie auf dem Prozess der Sedimentakkumulation. Mit der Klassifikation von Mikrobialithen beschäftigten sich u.a. Aitken (1967), Kennard & James (1986), Burne & Moore (1987), Riding (1988, 1991, 2000) und Schmid (1996).

Die Mikrobenvergesellschaftung, die an der Bildung von Mikrobialithen beteiligt ist, kann als Biofilm oder als mikrobielle Matte vorkommen. Definiert werden diese Begriffe von Stal & Caumette (1994) und van Gemerden (1993).

Biofilme sind durch eine geringe vertikale Ausdehnung von wenigen Millimetern Mächtigkeit ausgezeichnet. Biofilme können monospezifisch aufgebaut sein, aber auch komplexe Systeme bilden, wobei die verschiedenen Mikrobenarten miteinander interagieren. Biofilme kleiden häufig Hohlräume aus oder bilden dünne Überzüge auf Hartsubstraten.

Im Gegensatz zu den geringmächtigen Biofilmen können mikrobielle Matten eine Mächtigkeit von bis zu einem Meter erreichen. Sie stellen vertikal laminierte, organosedimentäre Strukturen dar, die auf Hartsubstraten aufwachsen (van Gemerden, 1993). Charakterisiert sind mikrobielle Matten durch wenige Mikroben-Gruppen sowie durch vertikale chemische (z.B. Sauerstoff- und Sulfidgehalte) und physikochemische Gradienten (pH- und Eh-Werte).

Am Aufbau von mikrobiellen Matten und an der Bildung von Mikrobialithen sind Cyanobakterien, aerobe heterotrophe Bakterien, fermentative Bakterien, farblose Schwefelbakterien (FSB), Schwefelpurpurbakterien (SPB), sulfatreduzierende Bakterien (SRB), nitrifizierende und denitrifizierende Bakterien sowie methanogene und methanotrophe Bakterien am häufigsten beteiligt.

1.4 Mikrobiell-induzierte Karbonatfällung

Die wichtigsten Faktoren bei der Verkalkung, d.h. der Mineralisation von Biofilmen bzw. mikrobiellen Matten sind die extrazellulären polymerischen Substanzen (EPS) von Cyanobakterien und Bakterien sowie die hydrochemische Zusammensetzung des umgebenden Wassers.

An Biomineralisationsprozessen wird zwischen der biologisch kontrollierten Mineralisation, der biologisch induzierten Mineralisation und der Organomineralisation unterschieden.

Nach Lowenstam & Weiner (1989) unterliegt der Prozess der biologisch kontrollierten Mineralisation vollständig der Kontrolle durch den Organismus. Über enzymatisch gesteuerte (z.B. Ca^{2+} -ATPase), ionenspezifische Membranpumpen werden die zum Skelettaufbau benötigten Kationen in das System involviert. Das resultierende Skelett ist ein funktionaler Teil des Organismus.

Im Gegensatz dazu wird die biologisch induzierte Mineralisation als ein metabolisches Nebenprodukt definiert (Lowenstam, 1981; Lowenstam & Weiner, 1989). Die Mineralausfällung und die Minerale sind von dem aquatischen Milieu abhängig, in dem der Organismus lebt. Enzymatisch gesteuerte Systeme spielen bei der Mineralausfällung keine Rolle.

Die Organomineralisation ist ein in situ stattfindender Mineralisationsprozess, der an organische Moleküle oder Partikel von lebenden Organismen oder toter Materie gebunden ist (Défarge & Trichet, 1995; Trichet & Défarge, 1995; Reitner et al., 1995). Saure Biopolymere können dabei nach dem Absterben und der Zersetzung von Organismen im sedimentären Environment weiterhin verkalken (Défarge & Trichet, 1995; Trichet & Défarge, 1995).

Mit der Rolle und der Funktion von Makromolekülen bei der biologisch kontrollierten Mineralisation beschäftigten sich bereits eine Anzahl von Autoren (z.B. Degens, 1976, 1979, 1989; Lowenstam, 1981; Mann, 1988; Lowenstam & Weiner, 1989; Simkiss & Wilbur, 1989; Reitner, 1993; u.a.). Das Konzept der biologisch induzierten Mineralisation („organic matrix-mediated mineralisation“) wurde von Mitterer (1968) und Mitterer & Cunningham (1985) auf die Mineralisation von Kalziumkarbonat auf einem Substrat und damit auf die Biofilmmineralisation übertragen.

Der „organic matrix-mediated mineralisation“ liegt eine Matrice aus organischen Makromolekülen zugrunde, die aus polyanionischen Polymeren mit Monomeren aus Aminosäuren, Zuckern und Proteinen besteht (Marsh, 1994a, 1994b). An die Monomere sind verschiedene Seitenketten gebunden.

In Exoskeletten von Invertebraten unterteilt sich die organische Makromolekülmatrice nach der Auflösung des Minerals in EDTA (Ethylendiamin-Tetraacetat) in eine lösliche (SOM) und eine unlösliche Fraktion (IOM; u.a. Simkiss & Wilbur, 1989).

Der lösliche Anteil der Matrice ist durch Monomere mit negativ geladenen Endgruppen, vorwiegend Aminosäuren mit Karboxyl-Seitenketten (COO^-), charakterisiert.

An der Bio- und Organomineralisation sind im Wesentlichen die Aminosäuren Asparaginsäure (Asp) und Glutaminsäure (Glu) beteiligt (Mitterer, 1968), die jeweils durch zwei negativ geladene Karboxylgruppen charakterisiert sind. Da nur eine dieser negativ geladenen Karboxylgruppen bei der Peptidbindung neutralisiert wird, haben diese Aminosäuren einen sauren Chemismus. Saure Makromoleküle können aufgrund der freien Karboxyl- und/oder Sulfatgruppen divalente Kationen wie Ca^{2+} , Mg^{2+} und Sr^{2+} binden. Durch diese Komplexbildungsfähigkeit sind saure Makromoleküle beim initialen Prozess der Kristallkeimbildung (Nukleationsprozess) für die Biomineralisation entscheidend. Neben der nur im Labor erzeugbaren homogenen Nukleation, ist die unter natürlichen Bedingungen vorkommende heterogene Nukleation von größerer Bedeutung.

Strukturvergleichende Untersuchungen von Makromolekülen und Kristallen der Biomineralisation ergaben eine Bildung flacher polypeptidischer Ketten aus sauren Aminosäuren (= SOM) auf neutralen, nicht reaktiven Oberflächen (= IOM) (Addadi & Weiner, 1985, 1989; Weiner, 1986).

Die Ketten der löslichen, organischen Matrizen sind durch Wasserstoffbindungen verkettet und liegen in einer sekundären Struktur, der sogenannten β -Faltblattstruktur, vor.

Die Anordnung der stereochemisch verteilten Karboxylgruppen an der Matrizenoberfläche, an die sich die Kationen (Ca^{2+}) binden und die initiale Nukleationsebene bilden, erfolgt in definierten Abständen. Von diesen Abständen hängt der polymorphe Karbonattyp ab ($4,99 \text{ \AA} = \text{Kalzit}$; $4,96 \text{ \AA} = \text{Aragonit}$; $4,13 \text{ \AA} = \text{Vaterit}$).

Auf dem Konzept der „organic matrix-mediated mineralisation“ basiert die EPS vermittelte Organomineralisation („exopolymer-mediated biofilm calcification“, Reitner, 1993).

Bei Biofilmen bilden die exopolymeren Substanzen (EPS) die organische Matrix. An diesen vollzieht sich die Verkalkung der Biofilme unter der Einwirkung metabolischer Prozesse der mikrobiellen Zellen. Die EPS bestehen aus sauren Makromolekülen, die vorwiegend aus Polysacchariden mit Karboxyl-Seitenketten (= Uronsäuren) aufgebaut sind (Decho, 1990; Trichet & Defarge, 1995). Aufgrund ihrer Gel-artigen Konsistenz sind die EPS für die erste Anheftung von Mikroorganismen an die Substratoberfläche und für die interfazielle Chemie an der Mineral/Biofilm-Grenze von Bedeutung (Little et al., 1997).

Durch die EPS werden durch Gleichgewichtsreaktionen gelöstes organisches Material (DOM), Nährstoffe und Metallionen aus der umgebenen fluiden Phase an den Biofilm gebunden (Decho, 1990). Die divalenten Kationen (z.B. Ca^{2+}) werden wie bei der „organic matrix-mediated mineralization“ an die negativ geladenen Karboxylgruppen (ein Metallkation an zwei COO^- Moleküle) gebunden.

Erst bei Übersättigung der sauren Gruppen und Freisetzung des Ca^{2+} und entsprechender Karbonatalkalinität des fluiden Milieus (s.u.) beginnt die Nukleation von CaCO_3 -Kristallen an den sauren Gruppen (Arp et al., 1999a), die „zufällig“ in passender Struktur angeordnet sind. Im Gegensatz zur biologisch kontrollierten Mineralisation findet die an die EPS gebundene

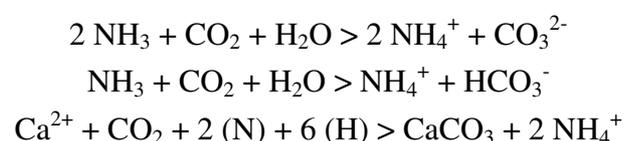
Mineralisation an stereochemisch ungeordneten Karboxyl- und Sulfatgruppen statt. Das Wachstum der Kristalle erfolgt epitaktisch aus dem Ca-übersättigten Meerwasser (Reitner, 1994). Das Ergebnis sind mikrokristalline Fällungsprodukte innerhalb der EPS-Matrize des Biofilms (Arp et al., 2001).

In fossilen thrombolithischen und stromatolithischen Mikrobialithen sind diese in situ gefällten Mineralisate als dichte, mikrokristallin oder peloidal ausgebildete Kalziumkarbonate (Mikrite) erhalten. Reitner & Neuweiler (1995) postulieren für in situ gebildete Mikrite, deren Entstehung auf Ca-bindende organische Makromoleküle zurückzuführen ist, den Begriff „Organomikrit“. Der von Wolf (1965) definierte Begriff „Automikrit“ wurde auf alle feinkörnige, autochthon gebildete, mikrokristalline bzw. peloidale Kalziumkarbonate durch Reitner et al. (1995) erweitert.

Die Entstehung peloidaler Mikrite bei thrombolithischen und stromatolithischen Mikrobialithen ist auf die in situ Verkalkung von Mikrobenhüllen an Ca-bindenden Makromolekülen zurückzuführen (Reitner, 1993; Reitner et al., 1995). Diese liegen innerhalb eines Mucus (EPS-Matrix) vor. Die klumpige Struktur des organischen Mucus, und entsprechend auch das Karbonat, ist in Zersetzungsprozessen begründet (Reitner, 1993).

Ein spezieller Typ von mikropeloidalen, autochthon gefällten Organomineralisaten findet sich im Zusammenhang mit Schwämmen (Reitner, 1993). Nach dem Absterben des Schwammes zerfällt dessen Zellstruktur in ein klumpiges Gefüge, welches nach dem Modell der „EPS vermittelte Organomineralisation“ mineralisieren kann. Die Ca^{2+} -Ionen, die an die organische Makromolekülmatrix gebunden werden, stammen aus den Zellen des Schwammes und von den Schwamm-assoziierten Bakterien sowie aus dem umgebenden Fluid. Die Keimkristallbildung findet innerhalb der EPS statt. Der unlösliche Teil der organischen Matrix besteht aus Kollagenfasern des Schwamm-Mesohyls (Reitner, 1993).

Die Verkalkung des Schwamm-Mesohyls wird durch die steigende Ammonifikation gefördert (Berner, 1968; Reitner, 1993). Beim Zerfall des Schwamm-Mesohyls werden unter anderem stickstoffhaltige Moleküle wie Proteine, Peptide und Aminosäuren abgebaut. Über metabolische Prozesse heterotropher Mikroorganismen, der Ammonifikation, entsteht Ammonium (NH_4^+) bzw., pH-Wert bedingt, Ammoniak (NH_3). Eine ansteigende Ammonifikation führt zu einem Anstieg der Karbonatalkalität (Summe der Ladungen von CO_3^{2-} und HCO_3^- -Ionen), die wiederum das Karbonatgleichgewicht beeinflusst. Die Mineralisation kann unter aeroben, disaeroben und anaeroben Bedingungen stattfinden (Reitner, 1993). Das Ergebnis der Verkalkung ist ein klumpig-peloidales oder dichtes, mikrokristallines Gefüge (Reitner, 1993), in dem die Anordnung der Schwammstrukturen gut erhalten bleibt. Die Reaktionen lassen sich wie folgt zusammenfassen:



1.5 Karbonatgleichgewicht

Als Voraussetzung für die Verkalkung an oder in den Bakterien (vorwiegend Cyanobakterien oder nicht phototrophe Bakterien) werden für das umgebende Wasser ein 10-facher Übersättigungszustand bezüglich der Mineralphase Kalzit und ein 8-facher Übersättigungszustand bezüglich der Mineralphase Aragonit angenommen (Arp et al., 2001). Diese Übersättigung wird zum Teil durch den Metabolismus der Mikroorganismen herbeigeführt. Die Verschiebung des Karbonatgleichgewichtes infolge der physiologischen Aktivität von Mikroorganismen und die Anlage von Nukleationsflächen zählen zu den zwei wichtigsten Prozessen, die an der CaCO_3 -Ausfällung in oder an Biofilmen und mikrobiellen Matten beteiligt sind (Arp et al., 1999b). Der photosynthetisch induzierte Anstieg der CaCO_3 -Übersättigung (photosynthetische Kohlenstoffassimilation) als grundlegender Prozess zur Ausfällung von CaCO_3 in Cyanobakterien-Biofilmen, ist an Milieus gebunden, die durch hohe Ca^{2+} -Gehalte und geringe Gehalte an gelöstem inorganischen Kohlenstoff (DIC, „dissolved inorganic carbon“) charakterisiert sind (Arp et al., 2001).

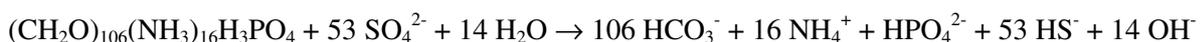
Die vereinfachte Reaktionsgleichung für die Fällung von CaCO_3 durch photosynthetischen CO_2 Entzug lautet nach Usdowski et al. (1979):



Zu den Prozessen, die zu einer CaCO_3 -Übersättigung führen, aber nicht an phototrophe Organismengruppen gebunden sind, zählen chemolithotrophe Prozesse. Chemolithotrophe Organismen nutzen inorganische Elektronendonatoren als Energiequelle. Der Effekt der CO_2 -Fixierung auf das Karbonatgleichgewicht ist dem des photosynthetischen Entzuges gleich.

Die Erhöhung der Karbonatalkalität und die Anbindung von Ca^{2+} -Ionen an saure Makromoleküle unter dem Einfluss physiologischer Prozesse von Mikroorganismen führt zur Kalzifizierung von Biofilmen und mikrobiellen Matten.

In einem sulfatreichen Milieu kann die Aktivität von sulfatreduzierenden Bakterien (SRB) die Alkalinität erhöhen. Die Modell-Reaktion nach Kempe (1990), in der das organische Material nach dem Redfield-Verhältnis $\text{C}_{106}\text{H}_{263}\text{O}_{110}\text{N}_{16}\text{P}_1$ gegeben ist, lautet:

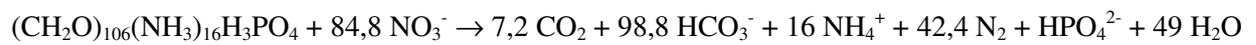


Die Alkalinität wird durch folgende Prozesse erhöht:

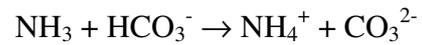
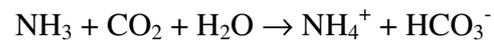
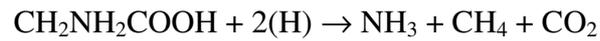
- beim gleichzeitig ablaufenden Prozess von anaerober Methanoxidation und Sulfatreduktion:



- beim Zerfall von organischen Komponenten durch die Nitratreduktion und Ammonifikation unter Bildung von Ammoniak (Modell-Reaktion nach Kelts, 1988):



- beim anaeroben Zerfall von Aminosäuren unter der Bildung von Ammoniak (Kelts & Hsü, 1978):



2. Methodik

2.1 Durchlichtmikroskopie

Für die petrologische und mikrofazielle Analyse wurden insgesamt 100 Schriffe der Größe 10 cm x 15 cm und 90 Schriffe der Größe 10 cm x 7,5 cm angefertigt. Die Untersuchungen wurden an Binokularen (Firma Leitz, Firma Wetzlar) und Mikroskopen (Firma Zeiss) durchgeführt. Zur Unterscheidung kalzitischer, dolomitischer und Fe-haltiger Karbonatanteile wurde ein Teil der Schriffe mit einer 0,1 %-igen salzsauren Lösung aus Alizarin-Rot-S und Kaliumcyanohexaferat-(III) angefärbt. Die Herstellung der Lösung erfolgte nach der Methode von Evamy & Shearman (1962) und Dickson (1966). Die Schriffe wurden partiell und senkrecht zur Schichtung ca. 30 Sekunden in die Lösung getaucht.

Die Bestimmung der Korngrößen von Sediment- und Karbonatpartikeln erfolgte nach der Klassifikation von Vossmerbäumer (1976). Der Sortierungsgrad wurde nach der Tafel von Anstey & Chase (1974) abgeschätzt. Die Bestimmung des Rundungsgrades von Bioklasten erfolgte nach Pilkey et al. (1967), die der Lithoklasten nach Pettijohn et al. (1973). Volumenanteile für Karbonatpartikel und Lithoklasten wurden nach den Schätzungstabellen von Baccelle & Bosellini (1965) sowie Schäfer (1969) bestimmt. Die Kristallgrößen wurden nach Friedmann (1965) klassifiziert (s. Anhang 1). Nach Dunham (1962), einschließlich der Erweiterung von Embry & Klovan (1972) und Riding (1991, 2000) wurde die Gesteinsklassifikation entsprechend dem primären Ablagerungsgefüge vorgenommen. Mischgesteine aus Siliziklasten und Karbonat wurden nach der Klassifikation von Füchtbauer (1959) benannt.

2.2 Kathodenlumineszenzmikroskopie

Zur Absicherung der isotopengeochemischen Probennahme wurden die Dünnschliffe im Kathodenlumineszenzmikroskop (KL) betrachtet. Dünnschliffe bis zu einer Größe von 10 cm x 7,5 cm wurden mittels kalter Kathodenlumineszenztechnik der Firmen Citl (CCL 8200 MK 3A) und Siemens (Pressure Port: M10 x 1; Type KPY 42 MA) untersucht. Ein Axiolab Mikroskop der Firma Zeiss bildete die optische Einheit. Die Aufnahme erfolgte durch eine Digitalkamera von Visitron Systems.

Die Beschleunigungsspannung betrug während des Mikroskopierens 11 bis 12 kV und der Strahlstrom lag zwischen 400 und 500 μ A.

2.3 Röntgendiffraktometrie

Die Röntgendiffraktometrie wurde an ausgewählten Proben zur Bestimmung der mineralogischen Zusammensetzung durchgeführt. Mit einem Diamanthatbohrer wurde von Handstücken Karbonatpulver gewonnen, welches anschließend mit einem Achatmörser analysenfein gemahlen wurde. Für die anschließenden Messungen wurde das Gesteinspulver in Tablettenform gepresst und in das Röntgengerät eingesetzt. Die Messungen erfolgten am Geowissenschaftlichen Zentrum der Georg-August-Universität Göttingen (GZG) an einem

X'Pert MPD Röntgendiffraktometer der Firma Philips (Abteilung Sedimentologie/Umweltgeologie).

2.4 Elektronenstrahlen-Mikrosonde

Die Gehalte der Haupt- und Spurenelemente Ca, Mg, Si, Fe, Mn, Sr, Ba, Pb, Co und S wurden mit der Elektronenstrahlen-Mikrosonde ermittelt. Dazu wurden polierte, mit Kohlenstoff bedampfte, petrologische Dünnschliffe (4,7 cm x 2,8 cm) angefertigt.

Element	Messzeit		Standard	
	Peak	Background	Mineral	Zitat
Ca	16s	08s x 2	Kalzit (CaCO ₃)	Jarosewich & MacIntyre (1983), USNM 136321
Mg	30s	15s x 2	Dolomit (CaMg(CO ₃) ₂)	Jarosewich & MacIntyre (1983), USNM 10057
Si	16s	08s x 2	Wollastonit (CaSiO ₃)	Firma P & H Developments
Sr	30s	15s x 2	Strontianit (SrCO ₃)	Jarosewich & White (1987)
Mn	30s	15s x 2	Rhodonit _{nat} (MnSiO ₃)	Firma P & H Developments
Fe	30s	15s x 2	Siderit (FeCO ₃)	Jarosewich & MacIntyre (1983), USNM R2460
Ba	60s	30s x 2	Baryt (BaSO ₄)	Firma P & H Developments
Co	60s	30s x 2	Co-Metall	Firma P & H Developments
S	60s	30s x 2	Baryt (BaSO ₄)	Firma P & H Developments
Pb	60s	30s x 2	Cerussit (PbCO ₃)	Tsumeb Namibia, Labor Göttingen (Haus-Standard)

Tabelle 2.1: Standards der mit der EMS gemessenen Elemente.

Die Analyse erfolgte am GZG in der Abteilung Geochemie unter Anleitung von Dr. A. Kronz an einem JXA 8900 RL der Firma JEOL mit Wolfram-Kathode. Es wurde bei einer Beschleunigungsspannung von 15 kV und einem Strahlstrom von 12 nA gemessen. Der Strahldurchmesser betrug 05 µm. Als Detektorsystem wurde ausschließlich ein wellenlängen-dispersives System (WDS) verwendet. Die ermittelten Messwerte wurden mit Routinen der Software CITZAF (Armstrong, 1995) automatisch korrigiert.

2.5 Massenspektrometrien

2.5.1 Stabile Isotope ($\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^{13}\text{C}$)

Die Probenentnahme für die Analyse stabiler Isotopenverhältnisse erfolgte mit einem Diamanthatbohrer an polierten Gesteinsscheiben. Zuvor wurden die Probenentnahmestellen anhand des Dünnschliffs der gleichen Probe unter dem Mikroskop festgelegt. Autochthoner Mikrit, allochthoner Mikrit und unterschiedliche Zementgenerationen wurden möglichst in einzelnen Phasen beprobt. Trotz der geringen Probenmenge und sorgfältiger Probenentnahme war eine Kontamination der kryptokristallinen Karbonate durch lithoklastisches Material oder Zement bei einigen Proben nicht auszuschließen. Insbesondere die autochthonen, peloidal ausgebildeten Mikrite kamen häufig im engen Zusammenhang mit marinem Zement vor.

Für die Analyse wurden 0,02 g analysenfeines Karbonatpulver mit 100 %-iger Phosphorsäure bei 75°C zur Reaktion gebracht und durch eine automatisch gesteuerte Karbonataufbereitung geführt. Die Messung erfolgte an einem Finnigan MAT 252 Massenspektrometer. Alle Werte werden in Promille relativ zum V-PDB Standard angegeben. Die Reproduzierbarkeit wurde durch wiederholte Messungen von Laborstandards ermittelt. Die Standardabweichung beträgt 0,01 – 0,02 für $\delta^{13}\text{C}$ und 0,02 bis 0,03 für $\delta^{18}\text{O}$ ($\pm 1\sigma$).

Alle Analysen der Proben zur Bestimmung der Kohlenstoff- und Sauerstoff-Isotopenverhältnisse wurden im isotopengeochemischen Labor der Universität Erlangen unter Leitung von Dr. Joachimski durchgeführt.

2.5.2 Radiogene Isotope ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)

Die Proben für die Messungen des $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnisses wurden mittels Diamant-handbohrer aus einer angeschliffenen Gesteinsscheibe entnommen und im Achatmörser gemahlen. Anschließend wurden 60 bis 100 mg Probe in 15 ml Teflonbecher eingewogen und mit einem Tropfen Referenzlösung (= Spike: Sr-Rb-18) versetzt, welcher in etwa 0,06 bis 0,1 ml entspricht.

Das Aufschlussverfahren erfolgte mit 65 %-iger Salpetersäure (HNO_3), 6n sowie 2,5n Salzsäure (HCl) in Savilexbechern. Zunächst wurde das Karbonatpulver mit 10 ml 65 %-iger HNO_3 sukzessive zur Reaktion gebracht und über Nacht bei 120°C gelöst. Nach dem Abdampfen der Säure wurden die erkalteten Rückstände mit 10 ml 6n HCL aufgenommen. Die Proben wurden über Nacht bei 120°C aufgeschlossen und die Säure anschließend abgedampft. Der trockene Rückstand wurde mit 3 ml 2,5n HCl aufgenommen und die entstandene Lösung 15 Minuten zentrifugiert, um unlösliche Bestandteile abzutrennen. Die Lösungen der mikritischen Proben enthielten teilweise einen nicht in Lösung gegangenen Siliziklastenanteil.

Das Strontium wurde mittels Kationentauscherkolonne von den anderen Elementen getrennt, wobei die Trennung zweimal durchgeführt wurde. 1 ml Probe wurde auf je eine Kolonne gegeben. Die Spülungen erfolgten mit 6n und 2,5n HCl. Das Strontium wurde in 15 ml-Teflonbechern abgefangen. Die Säure wurde abgedampft und das Strontium anschließend mit wenig Phosphorsäure (H_2PO_4) aufgenommen und auf ein Rhenium-Doppelfilament geladen. Das $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnis wurde mit einem Thermalen Ionisations Massenspektrometer (TIMS, Finnigan MAT 262) am GZG, Abteilung Isotopengeochemie, Bereich Radiogene Isotope ermittelt. Für die Fraktionierungskorrelation wurde der Sr-Standard NBS 987 mit dem bekannten $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnis von 0,1194 verwendet.

2.5.3 Spurenelemente und Seltene Erden Elemente

Spurenelemente und Seltene Erden Elemente (rare earth elements = REEs) wurden mittels ICP-MS (inductively coupled plasma mass spectrometry) gemessen. Das ICP-MS (Fisons VG PQSTE) ist an ein Lasersystem (VG UV) gekoppelt. Für die Messungen mit dem Laser-ICP-MS wurden polierte Gesteinsproben in Abmessungen von 1 cm x 1 cm x 0,5 cm hergestellt. Die

Standardisierung erfolgte über den NBS 612. Die Standardabweichung beträgt 10 bis 15 %. Die Analysen mit dem Laser-ICP-MS liefern semiquantitative Daten. Der Vorteil dieser Methode liegt in der präzisen Analysierbarkeit einzelner Phasen. Die Analysen wurden am GZG in der Abteilung Geochemie durchgeführt.

2.5.4 Biomarker

Mittels GC-MS (Gaschromatograph-Massenspektrometrie) wurde die organische Substanz (Biomarker) von 4 Proben analysiert.

Für die Probenaufbereitung zur Biomarkeranalyse ist ein sauberes Arbeiten von Bedeutung. Markierungen mit Filzstift oder Bleistift sowie verwittertes Material können die Proben verunreinigen. Markierungen und sichtlich verwittertes Material werden im Vorfeld mit acetongewaschenem Werkzeug entfernt. Die Proben dürfen nach dem Waschen mit Aceton und HCl nur noch mit acetongewaschenen Hilfsmitteln in Berührung kommen.

Alkalische Verseifung: Die alkalische Verseifung wurde an einer Probe des Materials aus dem Boulonnais und an zwei Proben des australischen Materials durchgeführt.

Dazu wurden 100 bis 400g erbsengroß-zerkleinertes Probenmaterial in einem mit Aceton gewaschenem Becherglas abgewogen. Die Proben wurden in 10 %-iger HCl angeätzt um den Kalk aus den Klüften zu lösen, danach wurde die Säure vorsichtig dekantiert. Anschließend wurden die Proben mit Aceton gewaschen, dekantiert und getrocknet.

Die weitere Entkarbonatisierung der Proben erfolgte mit 10 %-iger HCl und einem Tropftrichter. Das organische Material ist nach diesem Vorgang an die in der HCl gelöste Tonfraktion gebunden. Die Lösung wurde nun ein- bis dreimal zentrifugiert (à 20 Minuten). Bei jedem Zentrifugenschritt wurde der Überstand verworfen und die Zentrifugengläser mit doppelt destilliertem H₂O aufgefüllt bis sich ein pH-Wert zwischen 4 und 5 einstellte.

Bei der alkalischen Verseifung werden Makromoleküle bzw. undefinierte organische Verbindungen unter Abspaltung von OH⁻ und H⁺ in Kohlenwasserstoffe, Fettsäuren und Alkohole gespalten. Für die Verseifung wurde die Flüssigkeit vollständig dekantiert und das Sediment mit einem Gemisch aus Kalilauge (KOH, 6 Gew.-%) und Methanol (MeOH) leicht bedeckt. Das geschlossene Gefäß wurde bei 70°C in ein Ultraschallbad gestellt, die Lösung anschließend 20 Minuten zentrifugiert und der Überstand in einen Rundkolben überführt. Der Rückstand wurde mit einem Dichlormethan (DCM)/MeOH-Gemisch (Mischungsverhältnis 3:1) gelöst und für 10 Minuten offen in ein abgekühltes Ultraschallbad gestellt. Es folgte im Wechsel die Zentrifugation und das Ultraschallbad bis der Überstand keine Trübung mehr zeigte. Nach jedem Zentrifugenschritt wurde der Überstand in einen Rundkolben dekantiert. Die polare Fraktion (organisches Material) war nun im DCM/MeOH-Gemisch gelöst. Der Gesamt-Organische-Extrakt wurde zur Neutralisierung der KOH mit 10 %-iger HCl in einem Schütteltrichter ausgeschüttelt. Das saure Wasser wurde danach gegen DCM ausgeschüttelt und die organische Phase nochmals gegen H₂O. Über die Säulenchromatographie erfolgte die Trennung

des im DCM gelösten Gesamt-Organischen-Extraktes in einzelne Gruppen. Über die nacheinander erfolgende Zugabe von n-Hexan, DCM und DCM/MeOH (3:1) wurden Kohlenwasserstoffe (KW-Fraktion), Alkohole (OH-Fraktion) und Fettsäuren (Me-Fraktion) in drei Fraktionen getrennt und entsprechend aufgefangen. Nach der Zugabe von aktivem Cu (KW-Fraktion) bzw. der Derivatisierung mit Essigsäureanhydrit/Pyridin (OH-Fraktion) und Trimethylchlorsilan (Me-Fraktion) erfolgte die Messung der drei Fraktionen am Gaschromatograph-Massenspektrometer (GC-MS).

Die Probenaufbereitung mittels alkalischer Verseifung und die Messung am GC-MS erfolgten am GZG, Abteilung Geobiologie. Als GC-Einheit diente ein Varian CP3800 und als MS-Einheit ein Varian 2000. Diese beiden Geräte sind miteinander gekoppelt.

3. Geologische Beschreibung der Arbeitsgebiete

3.1 Canning Basin, Westaustralien

Der Riffkomplex des Canning Basins ist weltweit der am besten untersuchte, paläozoische Riffkomplex. Zahlreiche Autoren beschäftigten sich, insbesondere im Hinblick auf das Massenaussterben an der F/F-Grenze, mit der sedimentologischen, paläoökologischen und der sequenzstratigraphischen (z.B. Playford, 1980; Playford 1981; Becker & House, 1994b; Webb, 1998; Wood, 1998, 2000; George et al., 1995) sowie der diagenetischen Entwicklung (Kerans et al., 1986; Hurley & Lohmann, 1989) des devonischen Riffsystems.

Der Riffkomplex entwickelte sich auf dem Lennard Schelf (Lennard Shelf, s. Abb. 3.1), der Nordostflanke des Fitzroy Troges (Fitzroy Through, s. Abb. 3.1), am nördlichen Rand des Canning Basins. Die Anlage des nordwestlich streichenden Fitzroy Troges sowie der störungsgebundenen Karbonatplattformen erfolgte während einer Periode der Krustendehnung im Mittel- und im Oberdevon (Drummond et al., 1991). Das Becken blieb während der gesamten Plattformentwicklung tektonisch aktiv. Die Pinnacle Verwerfung (Pinnacle Fault, s. Abb. 3.1) trennt den Lennard Schelf vom Fitzroy Trog. Heute sind die Riffkomplexe als ein 350 km langer und bis zu 50 km breiter Gürtel exponiert und umranden die südlichen Teile des angrenzenden proterozoischen Landmassivs des Kimberley Blocks.

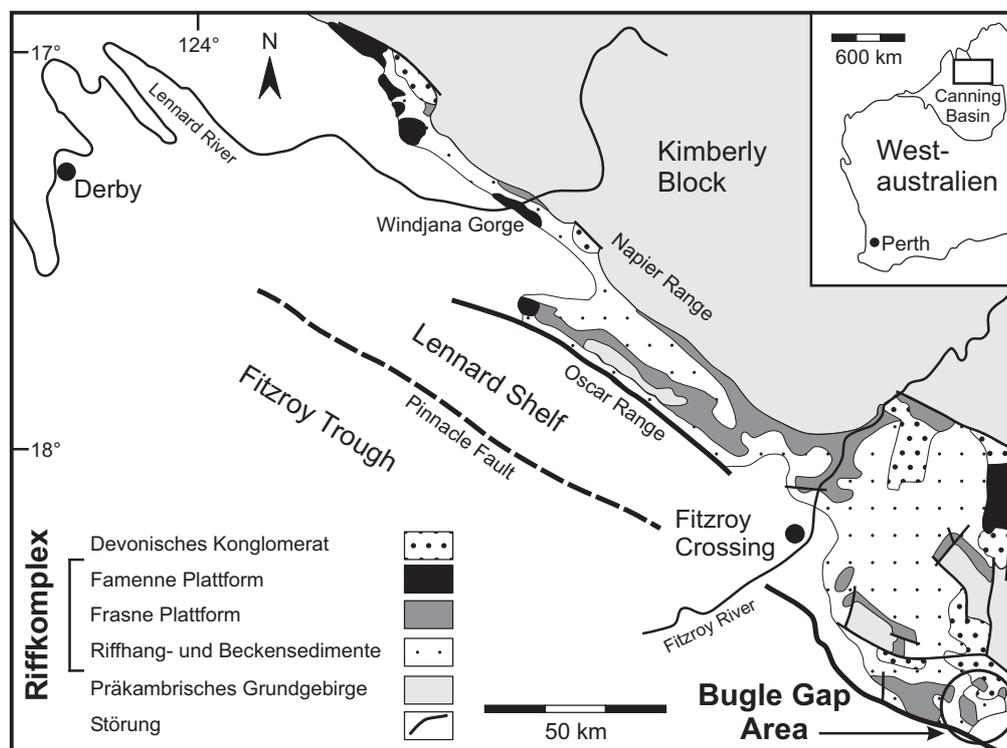


Abb. 3.1: Geologische Karte des Lennard Schelfs, Verteilung der devonischen Riffkomplexe und Lage der South Lawford Range, Bugle Gap Area im nördlichen Canning Basin, Westaustralien (verändert nach Playford, 1981).

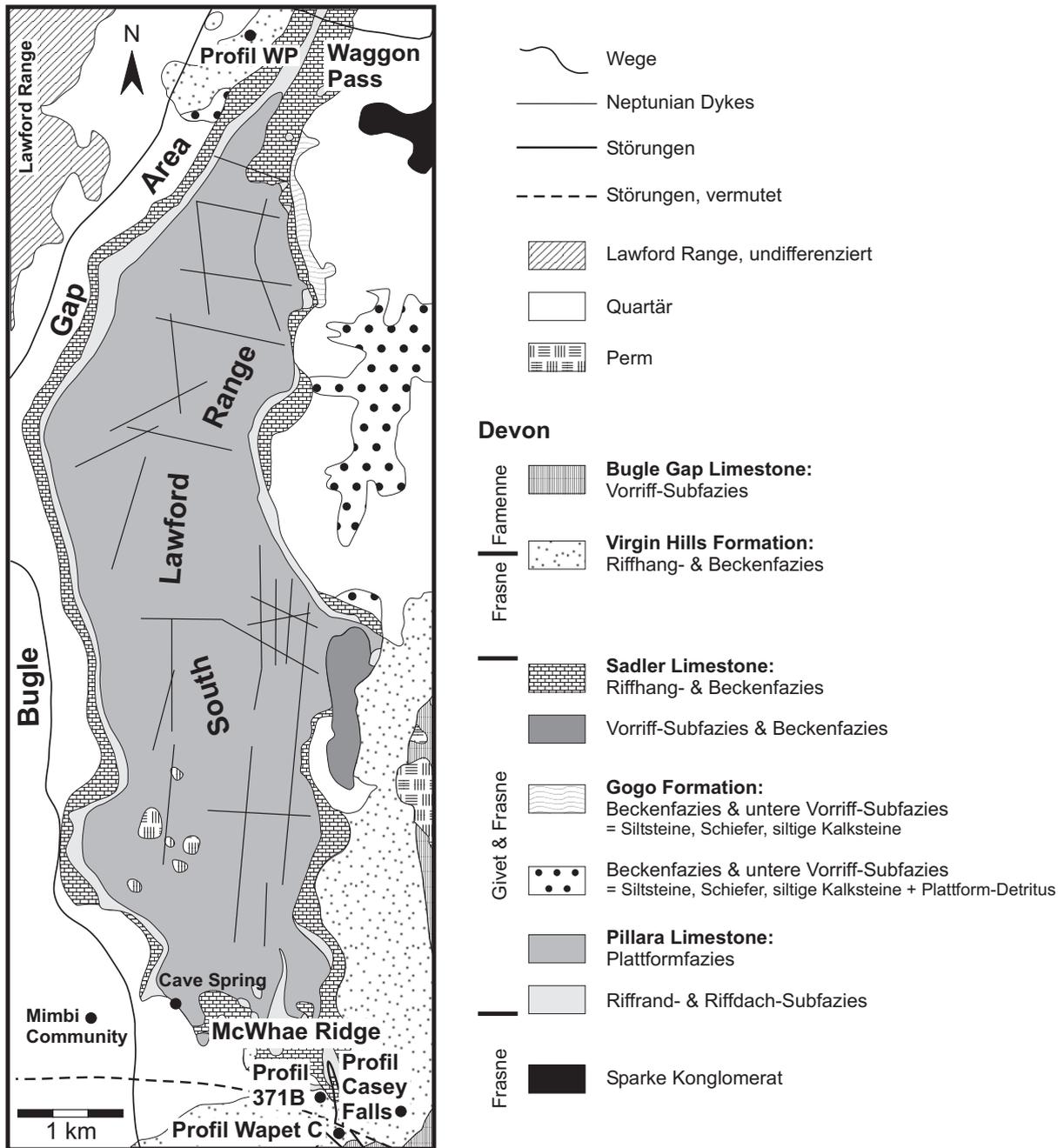


Abb. 3.2: Geologische Karte der South Lawford Range, Bugle Gap Area, Canning Basin, West-australien und Lage der Profile (verändert nach Playford & Hocking, 1998).

Das Arbeitsgebiet befindet sich in der South Lawford Range (Abb. 3.2), einem 3 km breiten bis 15 km langen Riffkomplex, der etwa 100 km südöstlich von Fitzroy Crossing im Bugle Gap Area aufgeschlossen ist. Der südliche Rand der South Lawford Range wird von dem Pinnacle Störungssystem begrenzt. Etwa 900 m mittel- bis oberdevonischer Karbonatgesteine lagern in diesem Gebiet direkt dem proterozoischen Grundgebirge auf.

Die Proben wurden während eines Feldaufenthaltes im Sommer 2000 vom McWhae Ridge und vom Waggon Pass genommen. Der McWhae Ridge bildet den südlichen, der Waggon Pass den nördlichen Sporn der South Lawford Range. Insgesamt wurden vier Profile (Profil Wapet C, Profil Casey Falls, Profil 371 B und Profil Waggon Pass) aufgenommen. Die Profile umfassen Sedimente der Virgin Hills Formation und des Bugle Gap Limestone. Während die Virgin Hills Formation Sedimente des Frasn und Famenne umfasst, wurde der Bugle Gap Limestone ausschließlich im Famenne abgelagert. Die Sedimente der Virgin Hills Formation sind der unteren Riffhang- (marginal-slope facies) und der Beckenfazies zuzuordnen, während der Bugle Gap Limestone der Vorriff-Subfazies (fore-reef subfacies) angehört (Abb. 3.3). Neben verschiedenen Profil-Horizonten, bestehend aus Mikrobialithen, Zementen und syngenetischem Sediment, wurden isolierte Mikrobialithe beprobt, die in unmittelbarer Nähe von Neptunian Dykes vorkommen.

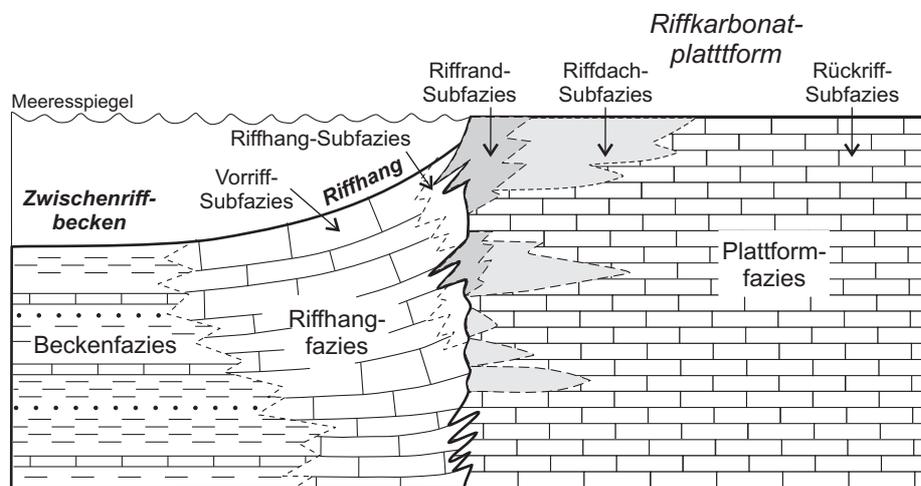


Abb. 3.3: Fazieseinheiten des devonischen Riffkomplexes, Canning Basin, Westaustralien (verändert nach Playford, 1981).

3.2 Boulonnais, Nordfrankreich

Das Boulonnais im Nordwesten von Frankreich ist die östliche Verlängerung der Antiklinale von Weald in Südengland (Delattre et al., 1973). Die flache Aufwölbung des Sockels streicht in herzynischer Richtung und entstand wahrscheinlich während der alpidischen Orogenese. Morphologisch wird das Haut-Boulonnais, ein Höhenrücken, von dem tiefer gelegenen Bas-Boulonnais unterschieden. Im Nordosten des Bas-Boulonnais liegt, erosiv angeschnitten, das paläozoische Grundgebirge, das sogenannte „Paläozoische Massiv von Ferques“ (Brice & Colbeaux, 1976). Das Paläozoikum von Ferques bildet die westliche Verlängerung des Beckens von Namur und besteht aus drei tektonischen Einheiten. Von Süden nach Norden werden, jeweils durch Überschiebungen getrennt, der Komplex von Hydrequent, der Komplex von Haut-Banc und der Komplex von Ferques unterschieden (Brice & Colbeaux, 1976). Eine geologische Übersichtskarte findet sich in Abb. 3.4.

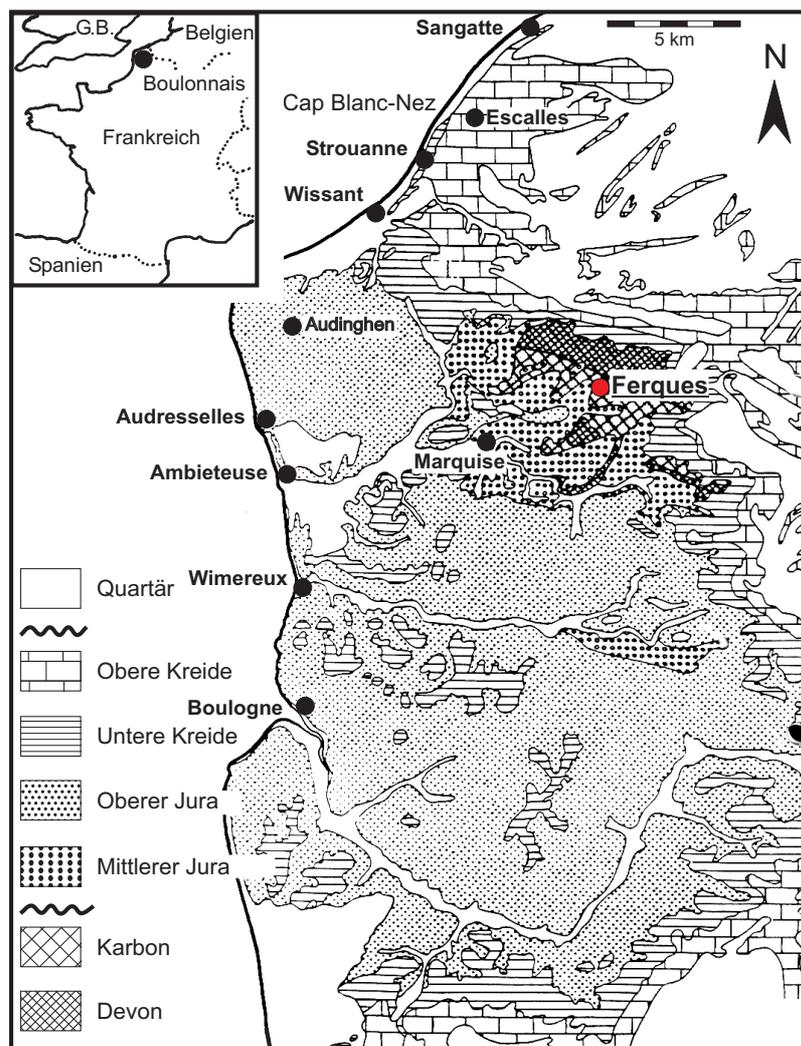


Abb. 3.4: Geologische Übersichtskarte des Boulonnais, Nordfrankreich (verändert nach Delattre et al., 1973).

Die Proben, kleine Mikrobialith-Bioherme von 30 cm x 30 cm bis 100 cm x 50 cm Größe, entstammen dem Steinbruch Banc Noir. Dieser liegt etwa drei Kilometer NE' von Ferques (Abb. 5.1). Das Steinbruchprofil umfasst die gesamte Abfolge der Formation de Blacourt (mittleres bis oberes Givet) und die Basis der Formation Beaulieu (oberstes Givet bis unteres Frasné). Das „Membre du Griset“ der „Formation de Blacourt“ ist durch drei Riffniveaus charakterisiert, die in fossilreiche, dunkle, mergelige Bankkalke eingeschaltet sind (Abb. 5.2). Das untersuchte Material entstammt dem stratigraphisch tiefsten Riffniveau (Mistiaen & Poncet, 1983a). Die Probennahme erfolgte im Frühling 1999.

4. Sedimentologie und Mikrofazies (Canning Basin, Westaustralien)

4.1 Profilbeschreibung

4.1.1 Profil Wapet C

Etwa drei Kilometer nördlich des Great Northern Highways ist das Profil Wapet C (18°44.049 S; 126°04.727 E) als südlichstes der vier untersuchten Profile aufgeschlossen. Von der gesamten Schichtenfolge wurden 103 m oberdevonische Sedimente (Famenne) aufgenommen. Die Gesteine sind hauptsächlich der Virgin Hills Formation zuzuordnen. Die jüngsten Sedimente des aufgenommenen Profils gehören dem Bugle Gap Limestone an.

Die Basis des Profils liegt in einem schmalen, in SSW' Richtung vom Millard Creek abgehenden Kanal, etwa 30 m vom Bachbett des Millard Creek entfernt. Die Profilaufnahme erfolgte zunächst auf der West-Seite des Taleinschnittes und wechselte bei 3,88 m auf die Ost-Seite des Taleinschnittes.

Mikrobialithische Sedimente werden im folgenden Unterkapitel 4.2 genauer beschrieben und anhand von Mikrobialithtypen (M1-9) interpretiert und klassifiziert. Die Schichtenfolge einschließlich der Probenentnahmepunkte von Profil Wapet C ist in Abb. 4.1 und im Anhang 7.1a bis 7.1d dokumentiert.

Abschnitt 1 (0,00 - 04,80 m): Die ersten 5 m des Profils bilden rote, dünn- bis dickplattige Karbonate, die in einem feingeschichteten, karbonatisch-siltigen Hintergrundsediment (Wackestones) eingelagert sind. Die dickplattigen Karbonatplatten weisen unterschiedliche Lithotypen auf. Die Basis der Platten wird von einem Siliziklasten-Bioklasten-Wackestone bis -Packstone gebildet, der vertikal und lateral in ein thrombolithisches Gefüge übergeht (agglutiniertes Thrombolith mit lagigem Fenstergefüge, M8a, s. Kap. 4.2). Die vertikalen Übergänge sind durch ein schichtparalleles Stromatactisgefüge charakterisiert. Im Siliziklasten-Bioklasten-Wackestone bzw. -Packstone kommen vorwiegend Crinoidenstielglieder vor. Mikroskopisch wurden zudem Bruchstücke von Brachiopoden, Trilobiten, Echinozoen, Ostracoden, Ammonoideen und Serpeln nachgewiesen. Vereinzelt, dislozierte Skleren hexactinellider Schwämme kommen im Übergang zum peloidalen Mikrit des Thromboliths vor.

Im feingeschichteten Hintergrundsediment treten Bioklasten vorwiegend in Form von Crinoidenstielgliedern hervor.

Abschnitt 2 (04,80 - 18,20 m): In den 13,4 m des sich an Abschnitt 1 anschließenden Profilabschnitts dominieren dickplattige bis dünnbankige, selten mittelbankige Cephalopoden-Wackestones und -Packstones, die lokal ein peloidales Gefüge aufweisen. Die Bankung ist aufgrund der Verwitterung, die zur Bildung abgerundeter Blöcke geführt hat, nicht gut ausgebildet. Häufig keilen die Bänke sowohl nach NE als auch nach SW aus. Zwischen den kompetenten Karbonatbänken sind wiederum feingeschichtete, Siliziklasten-reiche Wackestones mit Bioklasten von Crinoiden und Ammonoideen ausgebildet.

Die bankig ausgebildeten Cephalopoden-Wackestones und -Packstones enthalten neben nahezu vollständig erhaltenen Ammonoideen- und Orthocerenschalen auch Bioklasten von Crinoiden, Brachiopoden, dick- und dünnchaligen Ostracoden, Serpeln, Trilobiten sowie rugosen Korallen.

Abschnitt 3 (18,20 - 20,82 m): Profilabschnitt 3 besteht aus feingeschichteten bis dünnplattigen, wellig bis flaserig ausgebildeten, Siliziklasten- und Bioklasten-führende Wackestones.

Abschnitt 4 (20,82 - 26,05 m): Die Basis der folgenden 5,20 m des Profils bilden gelblich-graue, dünnplattige bis dünnbankige Crinoiden-Wackestones und -Packstones. Die Schichtoberflächen der dickplattigen und dünnbankigen, roten Karbonathorizonte im oberen Teil des Abschnittes sind durch rundliche, thrombolithische Strukturen charakterisiert, die bis zu 1,5 cm im Durchmesser sind (Tafel 1, Abb. B und C). Diese Bänke entsprechen den von Becker et al. (1991) als „globalgal“ bezeichnete Lagen (agglutinerter Thrombolith, M8c, s. Kap. 4.2). Geringfügig sind ungerundete und angerundete Quarzkörner, Schalenbruchstücke von Ostracoden und Orthoceren sowie Crinoidenstielglieder agglutiniert. Diese Karbonate gehen in ebenfalls dickplattige bis dünnbankige, rote Karbonate mit thrombolithischem Gefüge und Stromatactis-Strukturen über. Letztere weiten sich zunehmend in ein schichtparalleles, stromatactoides Gefüge aus, wodurch die Gesteinsplatten ein Zebra-kalk-ähnliches Aussehen aufweisen (M8a, s. Kap. 4.2 und Tafel 1, Abb. A und B).

Abschnitt 5 (26,05 - 36,90 m): Der Profilabschnitt 5 wird durch einzelne dickplattige bis dickbankige Karbonathorizonte untergliedert, die morphologisch aus dem feingeschichteten bis dünnplattigen, siltig-karbonatischen Hintergrundsediment hervortreten. Diese Horizonte sind Ooid-Peloid-Packstones und -Grainstones sowie Ooid- und Peloid-führende Bioklasten-Wackestones. Im Gelände tritt ein klippenbildender Horizont mit wechselnden Mächtigkeiten (Abb. 4.1; Anhang 7.1, Schicht 47) besonders markant hervor. Der Horizont besteht aus einem grobkörnig-agglutiniertem Stromatolith (M1, s. Kap. 4.2; Tafel 1, Abb. F, G und H) mit einem lateralen Übergang vom Ooid- und Peloid-führenden Bioklasten-Wackestone zum Ooid-Peloid-Grainstone.

Die Ooid-Peloid-Packstones und -Grainstones enthalten siliziklastischen Detritus und einen geringfügigen Anteil an Ostracoden- und Bivalvenschalen. In den Ooid- und Peloid-führenden Bioklasten-Wackestones sind makroskopisch neben Ammonoideen und orthoconen Nautiliden auch Echinodermenbruchstücke und Brachiopoden zu erkennen.

Abschnitt 6 (36,90 - 43,58 m): Im folgenden Profilabschnitt nimmt die Einschaltung dickplattiger bis mittelbankiger Karbonathorizonte in den feingeschichteten Wackestones zu. Die mächtigeren Horizonte sind reich an orthoconen Nautiloideen und Ammonoideen. Ein klumpiges Makrogefüge kennzeichnet diese Bänke als Thrombolithe. Sowohl zwischen als auch innerhalb der Cephalopoden-Gehäuse kommt peloidaler Mikrit vor. Teilweise sind die Gehäuse zudem mit radiaxial-fibrösem Zement und sparitischem Blockzement verfüllt. Um Stromatactis-Hohlräume

sind selten reliktsch erhaltene Skleren lyssakinosider hexactinellider Schwämme und Fragmente von dictionalen Schwammskeletten im peloidalen Mikrit eingebettet. Dieser Cephalopoden-Porifera-Thrombolith (M8d, s. Kap. 4.2; Tafel 2, Abb. A) ist zum Teil intensiv rekristallisiert.

Abschnitt 7 (43,58 - 64,60 m): Der Profilabschnitt beginnt mit 4 dünnbankigen Brachiopoden-Rudstone-Horizonten (*Nyege*-Horizonte). Im Anschluß an diese folgen 20,60 m feingeschichtete, wellig bis flaserig ausgebildete, rot-gefärbte Siliziklasten-Bioklasten-Wackestones. Im Gelände fallen diese Ablagerungen als stufenartig versetzte, bis zu 1,80 m mächtige Klippen auf, in die vereinzelt turbiditisch-geschüttete Karbonate (Grainstones) eingeschaltet sind. Die Bänke sind zum Teil durch eine gradierte Schichtung charakterisiert. In der gesamten Abfolge sind Crinoiden, Ammonoideen, Orthoceraten und Schwämme eingelagert.

Bei Profilmeter 59 (Anhang 7.1c) befindet sich eine SE-NW streichende Störung, wodurch die Bänke des SW' der Störung gelegenen Blockes einen Versatz von 15 m aufweisen. In diesem Horizont wird der Übergang von der Virgin Hills Formation zu den Ablagerungen des Bugle Gap Limestone vermutet.

Abschnitt 8 (64,60 - 96,22 m): Mehrere Meter mächtige Abfolgen von feingeschichteten bis dünnplattigen, roten, siltig-karbonatischen Ablagerungen (Wackestones) kennzeichnen diesen Profilabschnitt. Die dünnplattigen Karbonatlagen sind zum einen horizontbeständig ausgebildet und zum anderen bestehen sie aus lagig angeordneten, dünnplattigen Karbonatbruchstücken. In unregelmäßigen Abständen sind turbiditisch-geschüttete, dickplattige bis dünnbankige, graue Karbonate (Grainstones) eingeschaltet, die morphologisch deutlich hervortreten. Die Grainstones sind horizontal laminiert oder weisen eine gradierte Schichtung auf. In manchen Bänken treten entlang feiner Klüfte Goethit-Ausblühungen auf. In der gesamten Abfolge kommen häufig Crinoidenstielglieder vor. Untergeordnet sind Bruchstücke von Schwämmen in die Schichten eingelagert.

Zum Hangenden nimmt die Häufigkeit der turbiditischen Einschaltungen ab. Durch die Dünnschliffanalyse wurden in den Grainstones Bruchstücke von Crinoiden, Brachiopoden, Gastropoden, Serpeln, Ostracoden, Echinozoen, Heterokorallen, *Rothpletzella*, Ooiden, Peloiden, Intraklasten und Siliziklasten nachgewiesen.

Abschnitt 9 (96,22 - 98,36 m): Dickplattige bis dünnbankige Crinoiden-Wackestones und -Packstones wurden als kompakte Bänke abgelagert.

Abschnitt 10 (98,36 m - 103,00 m): Den Abschluß des Profils bilden Mud Mounds (grob-agglutinerter Thrombolith, M3, s. Kap. 4.2; Tafel 2, Abb. G), die in dünn- bis dickplattige Crinoiden-Wackestones und -Packstones eingelagert sind. An makroskopischen Gefügemerkmalen kommen Fenstergefüge sowie thrombolithische und stromatolithische Gefüge vor. Die Mud Mounds haben eine abgerundete Oberfläche und die plattig ausgebildeten, syngenetischen Sedimente bilden ein „Onlapping“ zu den Mud Mounds (Tafel 3, Abb. A und B).

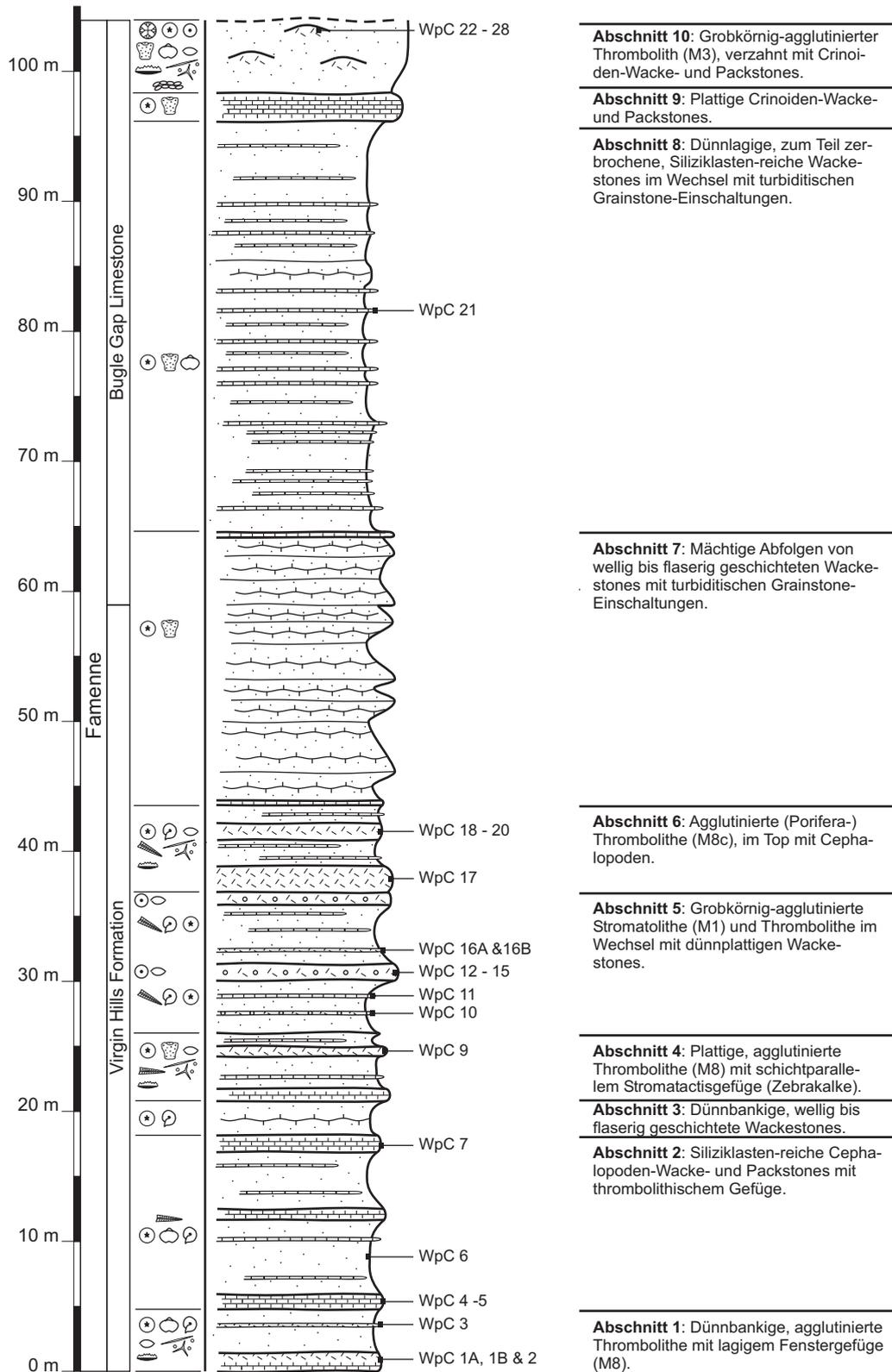


Abb. 4.1: Profil Wapet C, South Lawford Range, Bugle Gap Area, Canning Basin, Westaustralien (Legende s. Anhang 1).

4.1.2 Profil Casey Falls

Die Lokalität Casey Falls (18°43.990 S; 126°05.145 E) liegt etwa 0,6 km E' vom McWhae Ridge. Die Schichtenfolge wurde bereits von Becker et al. (1991) mit Schwerpunkt hinsichtlich der Faunenveränderung an der F/F-Grenze aufgenommen und beschrieben. Die Lokalität ist über den Kelly Pass zu erreichen, welcher im Norden über den McWhae Ridge führt. Ein weiterer Weg führt um die Südspitze des McWhae Ridges am Bachbett des Millard Creeks entlang.

Die vorliegende Profilaufnahme beginnt analog zu Becker et al. (1991) im Bachbett vom Millard Creek. Das Profil und die entnommenen Proben sind in Abb. 4.2 und in Anhang 7.2a bis 7.2e verzeichnet.

Abschnitt 1 (0,00 - 06,46 m): Im Bachbett des Millard Creeks stehen laminierte, rote und graugelbe, dünnplattige bis dickbankige Wacke- und Packstones an, die von einem schmalen Neptunian Dyke durchschlagen werden. Becker et al. (1991) ordnen diese basalen Schichten aufgrund einer gut erhaltenen Goniatiten-Fauna dem späten Frasn zu. Auf freigelegten Schichtflächen kommen zahlreiche gut erhaltene Crinoidenstiele und Crinoiden-Haftscheiben vor, die diese Oberflächen als ehemalige Hartgründe und Sedimentationslücken charakterisieren (Becker et al., 1991). Ferner kommt in diesem Profilabschnitt *Beloceras tenuistriatum* (\approx Schicht 3a; Becker et al., 1991) vor, wodurch diese Lagen als ein Äquivalent des Upper *Beloceras* Bed der Lokalität 371 B interpretiert werden. Auf den *Beloceras*-führenden Schichten folgen, wiederum in roten, dünn- bis dickplattigen Wackestones, *Manticoceras*-Faunen (*Manticoceras guppyi*, *Manticoceras lamed*, Becker et al., 1991). Diese Schichten gehen in rot-graue, dünnplattige, z.T. knollig ausgebildete, fossilarme Wackestones über, in die intensiv verwitterte, von Klüften durchzogene Grainstone-Keile eingelagert sind. Eine 140 cm mächtige, rot-graue, z.T. dolomitisierte Bank aus Wackestone entspricht dem Lower Marker Bed der Lokalität 371 B (Becker et al., 1991). Sparitbänder durchziehen diese Bank.

Es folgen 160 cm dünn- bis dickplattige, rote und graue, laminierte Wackestones, eingelagert in feingeschichtete, siltige Wackestones. Der Profilabschnitt wird von einem mittelbankigen, rot-grauen laminierten Wackestone abgeschlossen, der als Äquivalent des Upper Marker Bed (Becker et al., 1991) interpretiert wird.

Aufgrund ihrer Profilaufnahme vermuten Becker et al. (1991) die F/F-Grenze in den Schichten 5 oder 6, welche in der hier vorliegenden Profilaufnahme dem Übergang von den *Beloceras*-führenden Schichten zum Lower Marker Bed entsprechen.

Abschnitt 2 (06,46 - 07,72 m): Das Schichtniveau über dem Millard Creek ist durch einen feinlaminierten, dunkelroten Stromatolith-Horizont charakterisiert, in dem Becker et al. (1991) das *Frutexitis*-Niveau vermuten. Auf der Schichtoberfläche, weniger als 1 m über der *Frutexitis*-Bank sind Stromatolithe aufgewachsen (feinkörniger Stromatolith, M4, s. Kap. 4.2; Tafel 4, Abb. A und B). Diese „Buildups“ sind bis zu 4,0 m lang und bis zu 2,0 m hoch. Die Stromatolithe sind, als Ergebnis der vorherrschenden Wellen- oder Strömungsrichtung, mit der

Längsachse parallel zum Streichen des Riffs und der Sedimentablagerung angeordnet (Paul, 1996). Die Stromatolithe sind häufig auf Wackestones aufgewachsen oder umwachsen diese nahezu vollständig. Die Wackestones weisen vorwiegend eine Fauna aus Crinoiden, tabulaten Korallen (*Aulopora*), Cephalopoden und Ostracoden auf. Paul (1996) wies zudem Conodonten nach. Auf den Oberflächen der Stromatolithen sind häufig Crinoiden-Haftscheiben aufgewachsen (Tafel 4, Abb. D). Die Laminae umschließen Crinoiden-Haftscheiben, Ostracodenschalen, Siliziklasten, Ooide sowie Bruchstücke rugoser oder tabulater Korallen. Die Stromatolithe sind mit Zement- und Mikrit-verfüllten Gängen assoziiert (Tafel 4, Abb. B, C und E).

Abschnitt 3 (07,72 - 40,92 m): Profilabschnitt 3 ist eine 33,20 m mächtige Abfolge aus feingeschichteten, wellig ausgebildeten Packstones, in die in unregelmäßigen Abständen dünnbankige, peloidale, detritusreiche Packstone-Bänke eingeschaltet sind. Einige dieser Bänke weisen eine gradierte Schichtung auf, die auf einen turbiditischen Ablagerungsprozess hindeutet. Manche Bänke sind zerbrochen und die Packstones liegen als Breckzien mit eckigen bis kantengerundeten Klasten vor (Tafel 5, Abb. E). Die Packstones sind durch hohe Volumenprozent an eckigen Siliziklasten (bis zu 40 Vol.-%) charakterisiert. Bioklastische Komponenten, die bis zu 5 Vol.-% des Gesteins ausmachen, stammen von Crinoiden, Gastropoden, Bivalven, Trilobiten, orthoconen Nautiloideen, Ostracoden, Brachiopoden und Serpeln. Peloidale, Ooide und Intraklasten sind lagenweise oder taschenartig angereichert. Diese Bereiche sind als Grainstones ausgebildet. Paul (1996) beschreibt dieses Profilniveau als eine Abfolge aus grauen, peloidalen und bioklastischen Pack- und Grainstones, in die wenige Lagen von reticulaten Stromatolithen eingeschaltet sind. Orthoceratiden und Crinoidenstiele sind entlang der Grenzen und in den Vertiefungen zwischen den Stromatolithen angereichert.

Abschnitt 4 (40,92 - 46,73 m): Eine massige, bis zu 10 m mächtige Stromatolith-Sequenz, die zum Top in dickbankige Stromatolith-Horizonte übergeht, bildet Profilabschnitt 4. Morphologisch tritt die nahezu senkrechte Wand als eine deutliche Geländestufe hervor (Tafel 4, Abb. F und G). Die Stromatolithe zeigen eine horizontbeständige, vorwiegend säulige, untergeordnet stratiforme Wuchsform und sind gelblich-rot gefärbt. In den Zwischenräumen der Stromatolithsäulen kamen bioklastische Wacke- und Packstones zur Ablagerung. Die oberen 80 cm der Stromatolith-Sequenz sind durch eine Verzahnung der Stromatolithe mit dünnbankigen Wacke- und Packstones charakterisiert. Innerhalb der Stromatolithlaminae sind fast ausschließlich Crinoidenbruchstücke einschließlich Crinoiden-Haftscheiben erhalten. Die Bioklasten der Wacke- und Packstones bestehen aus Schalenmaterial von orthoconen Nautiloideen und Ammonoideen sowie Crinoidenstielgliedern.

Abschnitt 5 (46,73 - 52,94 m): Auf die vorangegangene beschriebene Stromatolith-Sequenz folgen dünnbankige bis dickbankige, peloidale und bioklastische, graue Pack- und Grainstones. Im Unterschied zu den Bänken im Liegenden der Stromatolith-Sequenz, nimmt der Anteil an

Grainstone-Horizonten zu, wohingegen der Anteil an Siliziklasten abnimmt. Viele Komponenten wie Crinoidenstielglieder, Bruchstücke von Trilobiten, Orthoceraten, Brachiopoden und Ostracoden sind von Mikrit ummantelt und liegen so als „coated grains“ vor. Ferner kommen Peloiden und Ooide vor. Längliche Komponenten zeigen eine schichtparallele Einregelung. Die Karbonatbänke sind in feingeschichtete, Siliziklasten-reiche Wackestones eingeschaltet.

Abschnitt 6 (52,94 - 68,30 m): Kompetente Karbonatbänke, welche morphologisch hervortreten, werden in diesem Profilabschnitt seltener und bestehen aus mittel- bis dickbankigen, Lithoklasten-reichen Bioklasten-Wacke-, Pack- und zum Teil auch Floatstones (Tafel 5, Abb.G). Zum Hangenden kommen zusätzlich Grainstones vor. Dünn- bis dickplattige Bänke sind zahlreich in feingeschichtete Wackestones eingeschaltet. Aus den feingeschichteten Sedimenten treten Schwämme zahlreich auf (Tafel 7, Abb. C und D). Auch Crinoiden, Gastropoden, Orthoceraten, Ammonoideen und Brachiopoden sind häufig gut herausgewittert. Die obersten Schichten von diesem Abschnitt bilden einen markanten, stufenbildenden Horizont aus wellig geschichteten, roten, an der Basis grauen Karbonaten, in die Crinoiden-Haftscheiben und Schwämme eingelagert sind.

Abschnitt 7 (68,30 - 115,32 m): Dieser Abschnitt ist durch eine etwa 50 m mächtige Wechsellagerung aus feingeschichteten, siliziklastischen Wackestone-Ablagerungen, dickplattigen bis dünnbankigen Brachiopoden-Crinoiden-Packstones (Tafel 5, Abb. H), Bioklasten-Wackestones sowie Thrombolithen und Thrombolith-Breckzien gekennzeichnet (Tafel 7, Abb. B). Die Thrombolithe bzw. Thrombolith-Breckzien sind durch lithistide Demospongiae und lyssacinoside Hexactinellida charakterisiert, die eine autochthone bis parautochthone Vergesellschaftung darstellen. Rigby (1986) gibt einen Überblick über die allochthone Schwammfauna von Casey Falls. Durch die Breckziierung und dem unterschiedlichen Anteil an allochthonem und autochthonem Material ergeben sich unterschiedliche Lithotypen eines Mikrobialithtyps (Porifera-Thrombolith, M5a-c, s. Kap. 4.2; Tafel 6 und 7).

Abschnitt 8 (115,32 - 117,68 m): Den Abschluss dieses Profils markieren, analog zu Profil Wapet C, Mud Mounds, die mit Bioklasten-Wackestones verzahnt sind (Tafel 7, Abb. A). Die Mud Mounds sind sowohl 5 m lang als auch hoch. Makroskopisch sind Stromatactis-Strukturen und thrombolitische Gefügemerkmale zu erkennen. Die Mounds sind durch die Porifera-Fauna aus Demospongiae und lyssacinosider Hexactinellida charakterisiert. Neben diesen bilden Crinoidenstielglieder den höchsten Anteil an biogenen Komponenten.

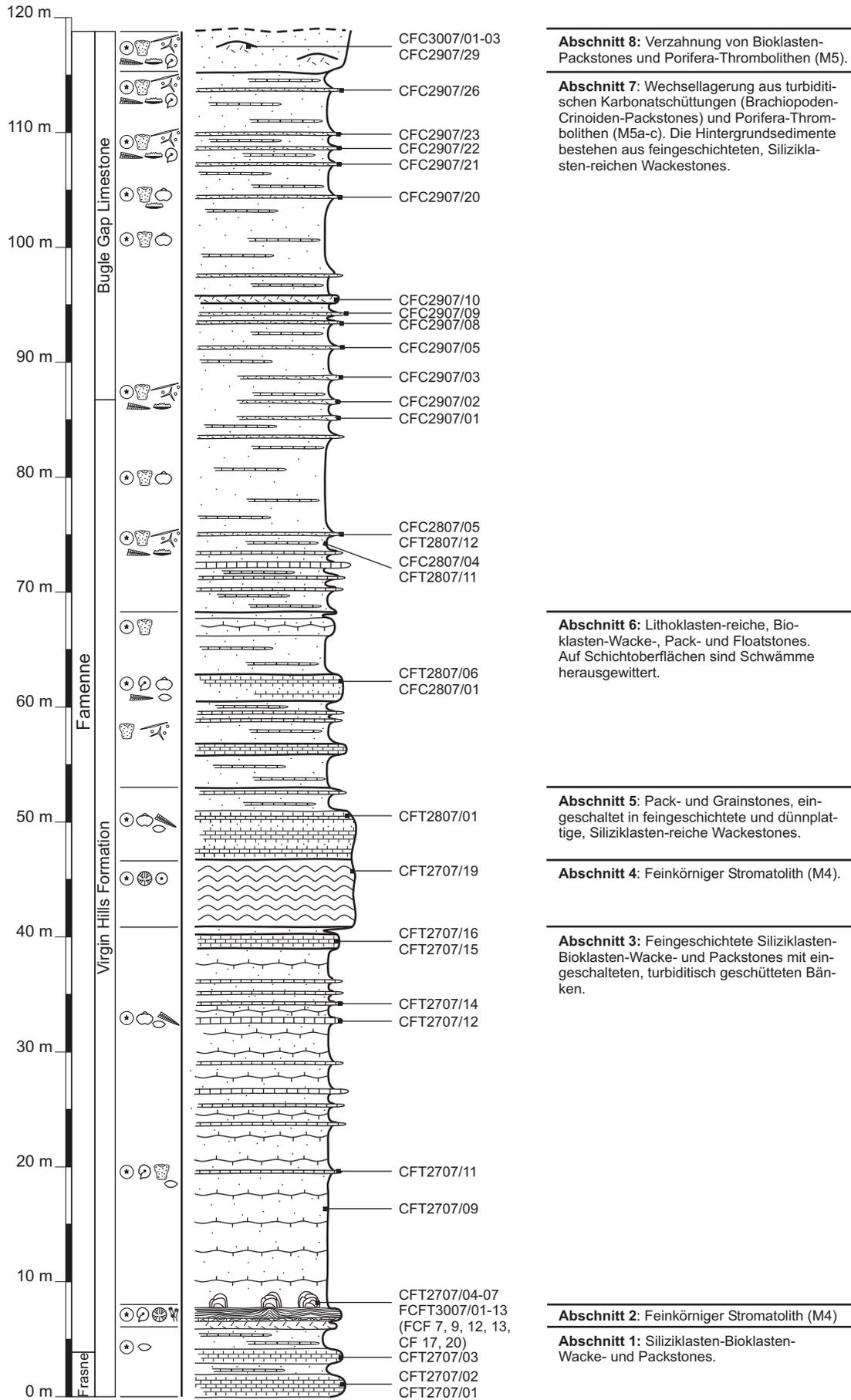


Abb. 4.2: Profil Casey Falls, South Lawford Range, Bugle Gap Area, Canning Basin, Westaustralien (Legende s. Anhang 1).

4.1.3 Profil 371 B

An der Westseite des McWhae Ridges werden die Riffkalke von den Sedimenten der Virgin Hills Formation überlagert (Tafel 8, Abb. A und B). Die Virgin Hills Formation ist in Form eines schmalen, ca. 250 m langen, ESE-WNW streichenden Rückens aufgeschlossen, welcher zwei morphologisch markante Erhöhungen bildet. Diese werden als Lokalität 371 bezeichnet. Für diese Arbeit wurde die Lokalität 371 B (18°44.084 S; 126°04.727 E) untersucht, die dem McWhae Ridge direkt vorgelagert ist. Playford et al. (1984) wiesen für die Lokalität 371 innerhalb des *Frutexitis*-Horizontes die bekannte Iridium-Anomalie nach. Die Profilaufnahme erfolgte etwa 10 m W' der Aufnahme von Becker et al. (1991), wobei die Basis der Profilaufnahme analog zu Becker et al. (1991) in einem Kanal an der Basis der Lokalität liegt. Schichtenfolge und Probenentnahmepunkte sind in Abb. 4.3 und Anhang 7.3a bis 7.3b dargestellt.

Abschnitt 1 (00,00 - 03,10 m): Die basalen Schichten wurden von Becker et al. (1991) der *cordatum* Goniatiten-Zone (mittleres Frasn) zugeordnet.

Dickplattige bis dünnbankige, graue bis gelblich verwitterte bioklastische Wackestones bilden einerseits durchgehende, andererseits knollig zerbrochene Lagen. Neben einem hohen Anteil an Bioklasten, kommt ein Anteil von ~ 25 Vol.-% an Siliziklasten in Siltgröße vor. Die Schichten enthalten vorwiegend Crinoidenstielglieder und Schalenmaterial von Ostracoden, Ammonoideen (Goniatiten) und Gastropoden. Selten kommen Bruchstücke von Trilobiten (vermutlich von Harpiden) vor. Die gut verfolgbareren Schichten werden durch eine 80 cm mächtige Schichtlücke unterbrochen.

Abschnitt 2 (03,10 - 04,80 m): An der Basis des zweiten Abschnitts befinden sich dickplattige Wackestones, die eine horizontale und zum Teil flaserige Lamination aufweisen. Die Lagen sind von querschlägigen Klüften durchzogen, die mit frühmarinem Zement und Internsediment verfüllt sind.

Aufgrund der Individuen-reichen Goniatiten-Fauna ist dieser Horizont vermutlich mit dem Lower *Beloceras* Bed (Becker et al., 1991) gleichzusetzen. Neben der Goniatiten-Fauna sind Crinoiden, orthocone Nautiloideen, Brachiopoden, Gastropoden und Trilobiten in den Schichten eingelagert. Ostracoden und agglutinierte Foraminiferen wurden mikroskopisch nachgewiesen. Der Anteil an Siliziklasten ist geringer als innerhalb der liegenden Schichten.

Nach einem Abschnitt aus dünnplattigen Wackestones folgt ein Horizont, der durch mehrere Rutschkörper charakterisiert ist. Im Übergang von der Riffplattform zum Riffhang wird ein solcher Rutschkörper von rotem und grauem Bindstone (Stromatolith) überlagert. Der Bindstone ist durch ein dichtes laminiertes Gefüge (Tafel 8, Abb. C) und durch umkrustete Bioklasten charakterisiert. Zu letzteren zählen Crinoidenbruchstücke und Crinoiden-Haftscheiben, Ostracoden, tabulate und rugose Korallen. Der durch die Rutschkörper geprägte Horizont wurde von Becker et al. (1991) als Esko Bed bezeichnet.

Abschnitt 3 (04,80 - 17,20 m): Geringmächtige Absätze von feingeschichteten und dünnplattigen, nicht horizontbeständigen Wackestone- und Packstone-Lagen, die jeweils von kompetenteren Bänken überlagert werden, definieren den Profilabschnitt 3. Der erste Absatz ist von drei mittelbankigen Wackestone-Horizonten gekennzeichnet, wobei der oberste dieser drei Horizonte partiell breckziiert ist. Der darauffolgende Absatz ist durch zwei markante, rot-graue Stromatolith-Horizonte charakterisiert (feinkörniger Stromatolith, M4, s. Kap. 4.2; Tafel 8, Abb. D). Die Stromatolithe enthalten wenige Bioklasten sowie geringe Anteile an siliziklastischen Detritus. 7,80 m feingeschichtete bis dünnplattige, Siliziklasten-reiche Wackestones werden durch zwei dickbankige, Siliziklasten-führende Wackestone-Horizonte unterteilt. In allen Teilabschnitten sind in den feingeschichteten Ablagerungen unterschiedliche Mengen an Crinoiden, Goniatiden und Brachiopoden enthalten.

Abschnitt 4 (17,20 - 24,70 m): Mehrere Mikrobialith-Horizonte sowie zwei Horizonte aus radiaxial-fibrösem Zement kennzeichnen Profilabschnitt 4, der eine markante Geländestufe (Tafel 8, Abb. E) ausbildet. An der Basis stehen Bioklasten-Siliziklasten-Wackestones, eine ca. 4 cm mächtige Lage aus radiaxial-fibrösem Zement und zwei Thrombolith-Horizonte (agglutinerter Thrombolith, M8, s. Kap. 4.2; Tafel 9, Abb. A) an. Darauf folgen dunkelrote, laminierte Mudstones und Siliziklasten-reiche Wackestones, die von einem ca. 4 cm mächtigen Zementhorizont unterteilt werden. In feingeschichtete Wackestones sind zwei Stromatolith-Horizonte (feinkörnig-agglutinerter Stromatolith, M2, s. Kap. 4.2; Tafel 9, Abb. B) eingeschaltet. Diese Horizonte entsprechen dem Lower und Upper Marker Bed (Becker et al., 1991). Das Upper Marker Bed ist ein mittelbankiger Horizont aus fossilarmen, grauen Kalksteinen, der stromatolithische Lagen und detritische Crinoiden-Wackestones aufweist (Becker et al., 1991). Die obersten Schichten von Profilabschnitt 4 bestehen aus ca. 5 cm radiaxial-fibrösen Zement und dem *Frutexites*-Strukturen enthaltenen Horizont (M9, s. Kap. 4.2). Der *Frutexites*-Horizont ist eine Wechsellagerung aus orange-rotem, allochthonem Mikrit, *Frutexites* und Zementbändern (Tafel 9, Abb. F, G und H). Zudem kommen sekundär angelegte, senkrechte Klüfte vor. Die *Frutexites*-Strukturen kommen in dem Horizont nicht gleichmäßig verteilt vor, sondern lokal begrenzt. Die *Frutexites*-Strukturen sind in Form von Hämatit-reichem, orange-rotem, mikrokristallinem Kalzit erhalten. Auffallend sind die Crinoiden-Haftscheiben auf der Horizontoberfläche. Nicoll & Playford (1988) stellten den *Frutexites*-Horizont in die untere *crepida* Zone (unteres Famenne).

Abschnitt 5 (24,20 - 34,05 m): Wellige Lagen aus knolligen, Siliziklasten-reichen Wackestones schließen das Profil 371 B ab.

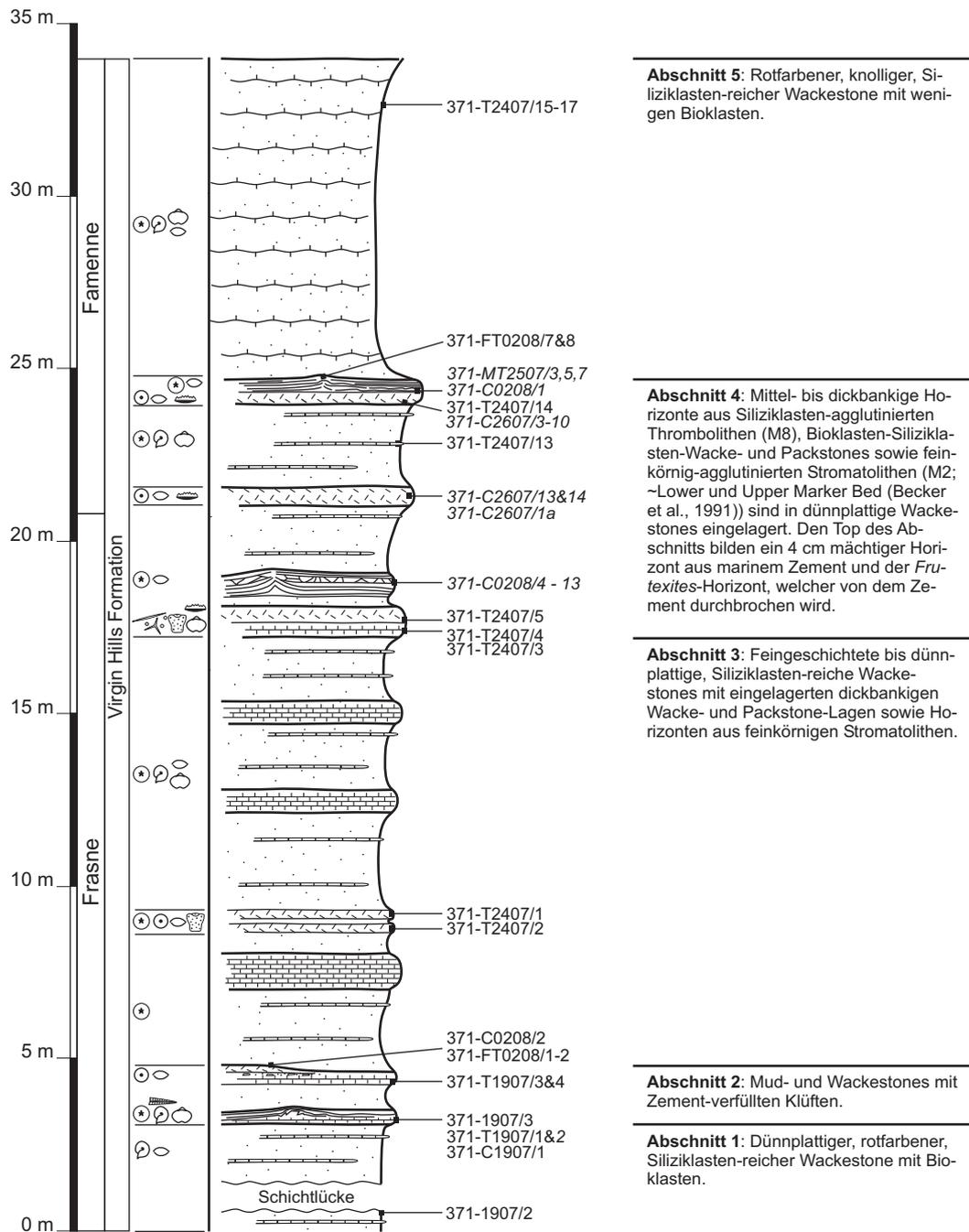


Abb. 4.3: Profil 371 B, South Lawford Range, Bugle Gap Area, Canning Basin, Westaustralien (Legende s. Anhang 1).

4.1.4 Profil Waggon Pass

Die vierte Profilaufnahme (Abb. 4.4; Anhang 7.4a bis 7.4c) erfolgte an einem isolierten Block im Norden der South Lawford Range, etwa 350 m SW' des Waggon Passes gelegen. Die Basis des Anstehenden ist die Basis des vollständig aus Sedimenten der Virgin Hills Formation bestehenden Profils (18°38.544 S; 126°04.475 E).

Abschnitt 1 (0,00 - 01,98 m): Analog zu den bereits beschriebenen Profilen steht an der Basis eine Wechsellagerung aus dickplattigen und dünnbankigen Crinoiden-Wackestones und -Packstones in einer feingeschichteten, siliziklastisch-karbonatischen Sedimentationsfolge an.

Abschnitt 2 (01,98 - 05,22 m): Profilabschnitt 2 ist durch bis zu 1,11 m mächtige Mikrobialith-Körper charakterisiert. An der Basis dieses Abschnittes ist ein roter Stromatolith (feinkörniger Stromatolith, M4, s. Kap. 4.2) ausgebildet, der bis auf Röhren von *Terebella* keine weiteren biogenen Spuren enthält. Über dem Stromatolith folgt ein etwa 12 cm mächtiger, domartig aufgewölbter Horizont mit dendrolithischem Gefüge. Dieser Horizont weist einen 8,0 m weiten Ausstrich auf und keilt seitwärts aus (Tafel 10, Abb. B und D). Es besteht eine Verbindung zu einem Neptunian Dyke (Tafel 10, Abb. F). Über der Basis eines roten Mudstones ist ein Dendrolith aus schwarzem, Mn-haltigem sowie rotem Mikrit ausgebildet (dendrolithischer Mikrobialith, M7, s. Kap. 4.2). Hohlräume sind mit sparitischem Blockzement und Internmikrit verfüllt. Dieser Horizont ist zusätzlich intensiv mit feinen, bis zu 1 cm breiten Klüften durchzogen. Auf diesen Horizont folgen rote, fossilarne Thrombolithe mit groblagigem Gefüge (Stromatolith-Thrombolith Mounds, M6a, s. Kap. 4.2). Vereinzelt sind auf den Oberflächen makroskopisch tabulate Korallen und Crinoiden-Haftscheiben zu erkennen, die vom Mikrobialith ummantelt sind. Im Anschluss sind mit Siliziklasten und Bioklasten agglutinierte Thrombolithe (agglutiniertes Thrombolith, M8, s. Kap. 4.2) ausgebildet, die seitlich in Breckzien mit abgerundeten Komponenten übergehen. Schichten aus dickplattigen, bioklastischen Packstones werden von Thrombolithen mit agglutinierten Bioklasten und Siliziklasten (agglutiniertes Thrombolith, M8, Kap. 4.2) überlagert. Bioklasten von Crinoiden, Ammonoideen, orthoconen Nautiloideen und Brachiopoden überwiegen. Untergeordnet kommen Trilobitenbruchstücke vor. Ammonoideen-reiche Lagen sind als Rudstone ausgebildet.

Abschnitt 3 (05,22 - 07,75 m): 112 cm dünnplattige, rote Pack- und Grainstones gehen in mehrere Dezimeter große, rote und hellgraue Thrombolithe über, die in Bioklasten- und Peloidreiche Packstones und Grainstones eingelagert sind. Die geringfügig agglutinierten Thrombolithe (agglutiniertes Thrombolith, M8, s. Kap. 4.2) zeigen zum Teil eine lagige Struktur und werden von einem Ammonoideen-reichen Horizont überlagert, der ebenfalls mikrobielle Gefügemerkmale aufweist.

Abschnitt 4 (07,75 - 09,75 m): Profilabschnitt 4 besteht aus 2 m dünn- und dickplattige Packstones, die in nicht horizontbeständige, feingeschichtete, Siliziklasten-reiche Wackestones eingelagert sind. An biogenen Komponenten kommen Crinoidenstielglieder vor.

Abschnitt 5 (09,75 - 13,68 m): In wellig-geschichteten Pack- und Grainstones sind Crinoidenstielglieder eingeregelt. Zudem kommen untergeordnet Schwämme, Goniatiten und orthocone Nautiloideen vor.

Abschnitt 6 (13,68 - 16,18 m): Das Profil schließt mit Thrombolithen (agglutiniertes Thrombolith, M8, s. Kap. 4.2), die mit Packstones und Grainstones verzahnen, ab. Siliziklasten oder Schalenmaterial von atrypiden Brachiopoden, Goniatiten und orthoconen Nautiloideen bilden zwischen der peloidalen Mikrostruktur nestartige Packstone-Bereiche.

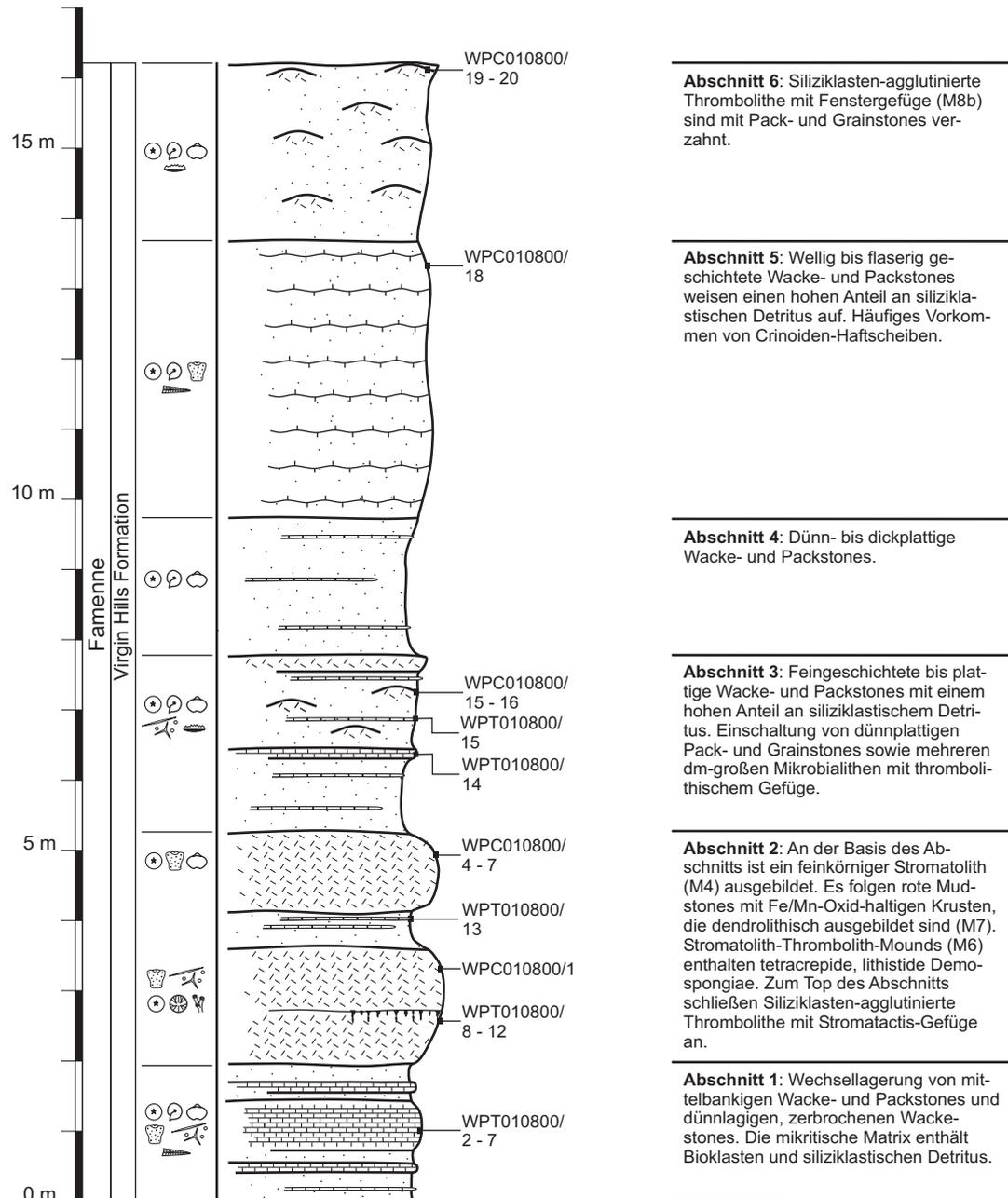


Abb. 4.4: Profil Waggon Pass, South Lawford Range, Bugle Gap Area, Canning Basin, Westaustralien (Legende s. Anhang 1).

4.2 Beschreibung der Mikrobialithtypen

Die Ergebnisse der Profilaufnahme und der Dünnschliffanalyse verdeutlichen, dass Sedimente, die durch mikrobiell-induzierte Karbonatfällung entstanden sind oder verfestigt wurden, in den oberdevonischen Ablagerungen des westaustralischen Riffkomplexes von großer Bedeutung sind. Mikrobialithische Makro- und Mikrostrukturen sind dabei nicht nur auf größere Vorkommen von Mud Mounds oder markante Geländestufen wie die mehrere Meter mächtigen Stromatolith-Bildungen der Lokalität Casey Falls beschränkt, sondern kommen häufig auch in wenige Zentimeter mächtigen Horizonten und kleinen Mikrobialith-Körpern vor.

Sedimentäre Mikrostrukturen, der Fossilinhalt (allochthone Bioklasten und autochthone Faunenvergesellschaftung) sowie mikroskopische Gefügemerkmale wurden durch die Dünnschliffanalyse erfasst. Sie ergab 9 Mikrobialithtypen mit 14 Lithotypen, welche im Folgenden beschrieben werden. Eine zusammenfassende Darstellung (Abb. 4.10) befindet sich am Ende dieses Kapitels.

Hochenergetisches Milieu

4.2.1 Mikrobialithtyp 1 (M1): Grobkörnig-agglutiniertes Stromatolith

Mikrobialithtyp 1 ist in einem klippenbildenden Mikrobialith-Horizont der Lokalität Wapet C (Frasne) ausgebildet. Bei der Betrachtung im Durchlichtmikroskop erschließt sich eine Zusammensetzung der Laminae aus rekristallisierten Ooiden und mikritischen Peloiden (Tafel 1, Abb. F und G). Mehrere Peloiden sind agglutiniert und bilden bis zu 2,5 mm große Aggregate („Clots“). Die Komponenten sind durch dichten, peloidalen oder krümelig-klumpigen Mikrit und Kalzizement lithifiziert, wodurch Lagen und Linsen von Ooid-Peloid-Packstones und Ooid-Peloid-Grainstones resultieren.

Zusätzlich zur Feinlamination entsteht durch einen Wechsel von Ooid-Peloid-Packstone und Ooid-Peloid-Grainstone ein groblagiges Gefüge im Zentimeter-Bereich. Selten bestehen Laminae ausschließlich aus dichtem Mikrit. In die Laminae sind eckige, siltige Siliziklasten (bis 25 Vol.-%), Fe-Oxide und wenige Bioklasten eingeschaltet. Die Komponenten sind innerhalb der Grainstone-Lagen durchschnittlich größer (0,5 bis 1,5 mm) als in den Packstone-Lagen (0,3 bis 0,8 mm), wobei die Sortierung der Komponenten in den jeweiligen Lagen mäßig bis gut ist. Eine Gradierung kommt nicht vor. Die Kerne der Ooide bestehen aus Peloiden, Siliziklasten, Ostracodenschalen oder kleinen Fragmenten von Crinoiden. Manche der Bioklasten und Intra-klasten sind mit dichtem oder krümeligem Mikrit ummantelt und bilden „coated grains“ (max. 3,0 mm im Durchmesser). Ferner kommen 0,3 bis 0,5 cm große Stromatactis-Hohlräume vor, die mit internem Mikrit und Zement verfüllt sind.

Die Proben WpC 14 und WpC 15 der Lokalität Wapet C sind diesem Mikrobialithtyp zuzuordnen. Der grobkörnig-agglutinierte Stromatolith geht horizontal in einen Bioklasten-Intra-klasten-Wackestone und -Grainstone über.

Fossilinhalt: Die agglutinierten Stromatolithe enthalten nur vereinzelt Bioklasten. Die meist disartikulat erhaltenen Ostracodenschalen sind in den Packstone-Lagen 0,5 bis 0,8 mm und in den Grainstone-Lagen 0,8 bis 1,5 mm groß (Tafel 1, Abb. H). Der Gehalt an Ostracodenschalen beträgt ca. 3,0 bis 5,0 Vol.-%. Die vereinzelt vorkommenden Crinoid-Fragmente sind 1,5 mm lang, mit einem Durchmesser von 0,5 mm. In die Stromatolith-Laminae ist nicht näher charakterisierbares Schalenmaterial eingeschaltet. Vermutlich handelt es sich um Bivalvenschalen. Die Bioklasten sind angerundet bis gerundet.

Zemente: Interpartikulärer Zement, der die Komponenten des agglutinierten Stromatoliths neben dem autochthonen Mikrit lithifiziert, ist vorwiegend grau, granular sowie drusig ausgebildet. Um die Bioklasten ist häufig ein Randzement aus äquidimensionalem, zirkumgranularem Zement erkennbar. Stromatactis-Hohlräume sind mit internem Mikrit, radiaxial-fibrösem Zement und Blockzement verfüllt. Zusätzlich zu den Stromatactis-Hohlräumen kommen Lösungshohlräume vor, die randlich mit einem scalenoedrischen Zement umsäumt sind und mit gelbbraunem, mikrokristallinem Sediment verfüllt wurden.

Interpretation: Aufgrund des peloidalen und klumpigen Mikrits zwischen den vorwiegend aus Ooiden und Peloiden bestehenden Komponenten und des unregelmäßig-laminierten Gefüges wird eine Bindung und Lithifizierung der Ooide und Peloiden durch Mikroorganismen, zu denen wahrscheinlich Cyanobakterien zählen, angenommen. Zusätzlich wurden Siliziklasten und Bioklasten agglutiniert. Die agglutinierten Komponenten wurden durch die ehemalige EPS der Mikroorganismen gebunden. Insgesamt ergibt sich ein grobkörnig-agglutiniertes Stromatolith nach Riding (1991). Unterstützt wird diese Interpretation durch Chow & George (2004), die eine ähnliche Mikrostruktur für Tepee-ähnliche, agglutinierte Stromatolithe aus dem Famenne des Chedda Cliffs Gebietes im Canning Basin (Chedda Cliff Area) nachgewiesen haben. Die beschriebenen Peloid-Ooid-Grainstones und -Packstones und Peloid-Calcisphären-Packstones und -Wackestones weisen ein wellig-laminiertes Gefüge auf, welches nach Meinung der Autorinnen auf mikrobielle Prozesse zurückzuführen und hochenergetischen, flachsubtidalen Bedingungen zuzuordnen ist. Im Gegensatz zu den beschriebenen Stromatolithen von Chow & George (2004) enthält Mikrobialithtyp 1 höhere Anteile an mikrobiell-induzierten Mikrit-Fällungsprodukten und einige Stromatactis-Hohlräume. Die bessere Erhaltung des Mikrits bei der frühen Lithifizierung verweist auf ein etwas niedriger energetisches Milieu, wobei die „Grainstone-Lagen“ auf wechselnde energetische Bedingungen hinweisen. Der grobkörnig-agglutinierte Stromatolith wird dem subtidalen Milieu zugeordnet.

Hoch- bis mittlere energetisches Milieu

4.2.2 Mikrobialithtyp 2 (M2): Feinkörnig-agglutiniertes Stromatolith

Der feinkörnig-agglutinierte Stromatolith kommt in Lower und Upper Marker Bed (Becker et al., 1991) der Lokalität 371 B vor (Tafel 9, Abb. B). Beide Horizonte sind Sedimente des basalen

Famenne (Becker et al., 1991). Beige, mikritisch-peloidale Laminae wechseln mit Laminae aus dichtem oder krümeligem Mikrit ab (Tafel 9, Abb. C und D). Vor allem der untere Bereich des Lower Marker Beds (LMB) ist durch leicht wellig ausgebildete, mikritische Laminae charakterisiert. Die Peloiden und die agglutinierten Bioklasten, Ooide und Intraklasten sind im Durchmesser vorwiegend zwischen 100 und 300 µm groß, längliche Peloiden und Clots sind bis zu 500 µm groß. Durchschnittlich ist die Komponentengröße geringer als beim grobkörnig-agglutinierten Stromatolith (M1). Die Sortierung der Komponenten ist mäßig bis gut. Eckige, siltige bis feinsandige Siliziklasten sind mit Gehalten von 5 Vol.-% bis 30 Vol.-% enthalten.

Die Peloiden sind zum Teil durch interpartikulären Kalzitcement lithifiziert und bilden Schichten (bis 1 cm) oder Linsen (1,5 x 1,5 cm) von schlecht ausgewaschenem Peloid-Grainstone. Parallel zur Lamination haben sich einige, unregelmäßig verteilte Stromatactis-Hohlräume gebildet, die bis zu 2,5 cm lang sein können.

Von Lower und Upper Marker Bed wurden mehrere Proben entnommen, von denen die Probe 371 B C260700/1a (= LMB) zusätzlich geochemisch untersucht wurde.

Fossilinhalt: Im feinkörnig-agglutinierten Stromatolith kommen Ostracoden und Crinoiden-Fragmente seltener vor als im grobkörnig-agglutinierten Stromatolith. Zusammen bilden die Bioklasten etwa 1 Vol.-% des Gesteins. Sowohl Ostracodenschalen, welche selten artikulat sind, als auch Crinoiden-Fragmente sind max. 0,8 mm groß und angerundet bis gerundet.

Zemente: Zwischen den Peloiden ist untergeordnet ein grauer, feinkristalliner Kalzitcement ausgebildet. Lower und Upper Marker Bed werden außerdem von 1 bis 5 mm weiten Klüften durchzogen, die mit radiaxial-fibrösem und scalenoedrischem Zement sowie mit Blockzement verfüllt sind. Einige Klüfte enthalten Mikrit.

Interpretation: Das dominierende Vorkommen von feinkörnigen Komponenten und feinklaminierter, welliger Mikrostruktur charakterisiert feinkörnig-agglutinierte Stromatolithe nach Riding (1991).

Das energetische Bildungsmilieu dieses Stromatoliths ist aufgrund der durchschnittlich geringeren Komponentengröße und des höheren Mikrit-Anteils niedriger als das des grobkörnig-agglutinierten Stromatoliths. Der geringere Matrixanteil der Peloid-Grainstone-Lagen ist wiederum durch das Auswaschen des Mikrits unter etwas höher energetischen Bedingungen entstanden. Partikelbindung fand vermutlich durch Cyanobakterien auf den Biofilm-Oberflächen statt (Riding, 1991; Schmid, 1996). Der zeitweise intensive Silt-Eintrag hat dabei das Wachstum der ehemals mikrobiellen Gemeinschaften nicht oder nur gering beeinflusst (Schmid, 1996). Ebenso wie der grobkörnig-agglutinierte Stromatolith besteht der feinkörnig-agglutinierte Stromatolith aus einem autochthonen Anteil (mikritisch-peloidaler sowie dichter bis krümeliger Mikrit) und einem allochthonem Anteil (Ooide, Bioklasten, Siliziklasten, Intraklasten).

4.2.3 Mikrobialithtyp 3 (M3): Grob-agglutiniertes Thrombolith

Das Hangende der Lokalität Wapet C ist durch Mud Mounds charakterisiert, die in plattige Crinoiden-Wackestones eingelagert sind. Die Mounds sind etwa 2 m bis 5 m lang und bis zu 5 m hoch. Lagig angeordnete, dickplattige bis bankige Karbonate bilden eine aufgedomte Form. Makroskopisch zeigen die Mounds ein unregelmäßiges, klumpiges Gefüge mit einem groben Lagenbau. Mikroskopisch weisen die Mounds unterschiedliche Strukturen auf:

Peloide (0,1 bis 0,3 mm) und Siliziklasten bilden faserig ausgebildete Laminae mit einer überwiegend mikritischen Matrix. Eine unregelmäßige, laminierte Struktur entsteht durch *Rothpletzella*-Krusten (Tafel 2, Abb. G und H). Die grob-laminierte Internstruktur wird durch in situ eingelagerte Schwämme, große Bioklasten, Extraklasten oder Intraklasten (jeweils bis zu 1,3 cm im Durchmesser) und Taschenfüllungen aus strukturlosem Peloid-Intraklasten Grainstone oder klumpig-peloidalen Bereichen unterbrochen (Tafel 2, Abb. G und H; Tafel 3, Abb. C, D, E und G). Verschiedene Komponenten (Schwämme, Bioklasten, Intraklasten) sind von dichtem Mikrit und von *Rothpletzella*-Krusten umwachsen, woraus Onkoid-ähnliche Komponenten resultieren (max. 3 mm groß; Tafel 2, Abb. G und H). Crinoiden-Haftscheiben und Serpuliden inkrustieren wiederum auf *Rothpletzella*-Krusten.

Aufgrund der ausgeprägten Heterogenität wurden keine weiteren mikrofaziellen Unterteilungen vorgenommen und keine geochemischen Analysen durchgeführt.

Fossilinhalt: Der Fossilinhalt von Mikrobialithtyp 3 besteht vorwiegend aus Crinoidenstielgliedern und eckigen Crinoiden-Haftscheiben, Serpuliden, artikulaten und disartikulaten Brachiopoden- und Ostracodenschalen. Untergeordnet kommen Gastropoden und Bivalvenschalen vor. Demospongiae, tabulate Korallen (Auloporen) und Heterokorallen (Tafel 3, Abb. H) sind vereinzelt in den Mud Mounds enthalten.

Die Größe der Komponenten ist sehr unterschiedlich. Längsschnitte von Crinoiden und Schwämmen sind bis zu 1,5 cm groß. Die Durchmesser bzw. Längen von Crinoidenstielgliedern, Brachiopodenschalen, Gastropoden oder Bivalvenschalen erreichen zwischen 3 und 6 mm. Bruchstücke dieser biogenen Komponenten können auch kleiner als 1 mm sein.

Die Bioklasten sind angerundet bis gut gerundet. Größere Bioklasten zeigen teils gerundete und eckige Kanten, wie es für mehrmaliges Zerbrechen charakteristisch ist. Der kalzifizierende Mikroorganismus *Rothpletzella* umkrustet häufig die Komponenten (s.o.) oder ist ungleichmäßig verteilt auf mineralisierten, ehemaligen Oberflächen aufgewachsen.

Die Relikte nicht-lithistider, tetractinellider Demospongiae sind zwischen 0,5 und 2 cm groß und autochthon. Die äußeren Schwammskleren sind gut erhalten. Sie grenzen die Schwammstruktur vom umgebenen Mikrit ab. Um und innerhalb der kalzifizierten Schwämme sind Mikrostromatactis-Strukturen von etwa 0,7 mm Länge ausgebildet (Tafel 3, Abb. C, D, E und F). Die besser erhaltenen, äußeren Skleren sind 0,1 mm im Durchmesser und etwa 1,0 mm lang. Die Strahlenden sind abgerundet. Ins Innere der nicht-lithistiden, tetractinelliden Demospongiae sind dünne, dislozierte, diactine und hexactine Skleren lyssakinosider Hexactinellida eingespült worden. Diese sind ebenfalls bis zu 1 mm lang, allerdings nur 50 µm im Durchmesser und

weisen spitz zulaufende Strahlenenden auf. Siliziklasten sind innerhalb des peloidalen Mikrits der Schwammrelikte agglutiniert. Eine schematische Darstellung eines nicht-lithistiden, tetractinelliden Demospongiae innerhalb der Mud Mounds zeigt Abb. 4.5.

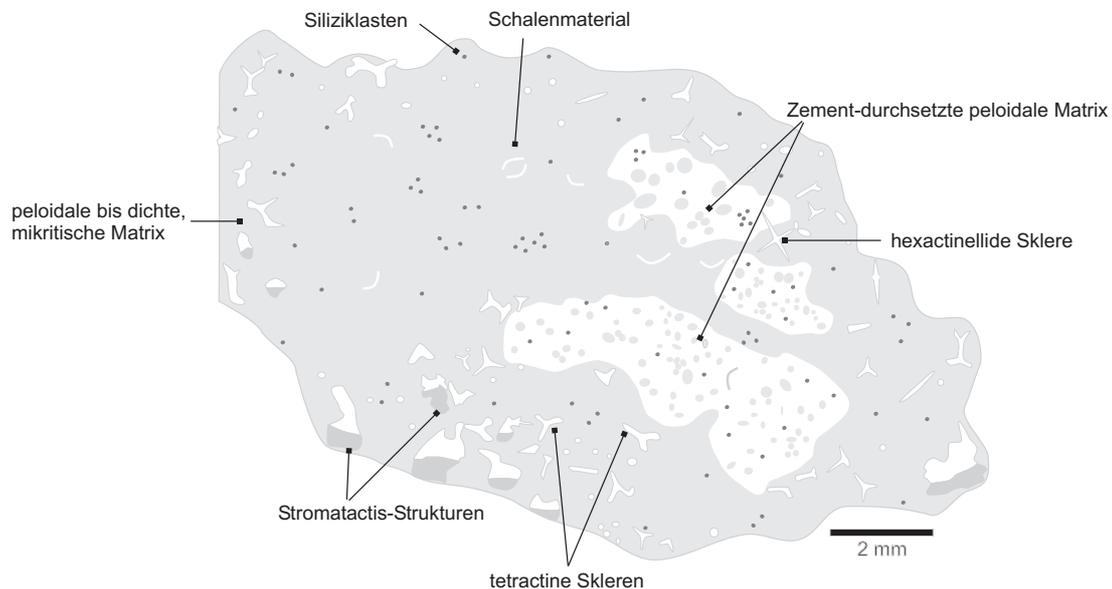


Abb. 4.5: Schwammorganisation eines nicht-lithistiden, tetractinelliden Demospongiae, Mud Mounds im Top des Profils Wapet C, South Lawford Range, Bugle Gap Area, Canning Basin, Westaustralien.

Zemente: Interpartikulärer Hohlraum wird von Kalzitzement und dichtem Mikrit verfüllt. Feinere Zwickel-Hohlräume zwischen den Partikeln werden mit feinkristallinem Zement verfüllt, während in größeren Zwickeln grobkristalliner Blockzement vorkommt. Stylolithen und ein knolliges Gefüge weisen auf den Durchsatz von Drucklösungen hin und kennzeichnen zusätzlich Bereiche von unterschiedlich schnell lithifiziertem Material. Rhomboedrische Kristalle weisen auf eine Dolomitisierung.

Interpretation: Mikrobialithtyp 3 weist makroskopisch und mikroskopisch sowohl stromatolithische als auch thrombolithische Strukturen auf. Aufgrund des makroskopisch klumpig bis fleckigen Gefüges und dem Vorkommen von großen Bioklasten wird dieser Mikrobialithtyp als grob-agglutiniertes Thrombolith (Riding, 2000) beschrieben. Die groben, ungleichmäßigen Lagen sind vor allem in den *Rothpletzella*-Krusten begründet, die auf früh kalzifizierten, ehemaligen Oberflächen aufgewachsen sind. Die frühe, syndimentäre Lithifizierung einzelner Lagen sowie der gesamten Mud Mounds wird nicht nur durch *Rothpletzella*-Inkrustationen deutlich, sondern auch durch die ebenfalls aufgewachsenen Korallen und Crinoiden-Haftscheiben, Serpuliden und Schwämme, die die autochthone Faunenvergesellschaftung dokumentieren. Aufgrund der guten Erhaltung der biogenen Komponenten wird ein vorwiegend moderates, energetisches Milieu angenommen. Die großen Bio- und Intraklasten, Onkoide sowie die Taschenfüllungen mit den durch feinkristallinen Zement lithifizierten Komponenten sind

allerdings Hinweise auf kurzzeitige, hohe Energieeinflüsse. Die peloidale und klumpige Mikritmatrix der Thrombolithe ist zum Teil im Zerfall und der Kalzifizierung des ehemaligen „Gewebes“ der in den Mud Mounds enthaltenen Schwämme begründet und vermutlich zum Teil auf die Kalzifizierung von coccalen, mikrobiellen Vergesellschaftungen zurückzuführen (Kennard & James, 1986).

4.2.4 Mikrobialithtyp 4 (M4): Feinkörniger Stromatolith

Zwei Horizonte des Profils 371 B und vor allem die Stromatolith-Mounds der Lokalität Casey Falls werden durch den Mikrobialithtyp 4 charakterisiert (Tafel 5, Abb. A, B, C, D und F). Die Mikrostruktur ist laminiert, wobei die Laminae vorwiegend aus dunkelrotem und beige Mikrit bestehen. Siliziklasten in Silt-Korngröße sind in unterschiedlichen Mengen enthalten. Einzelne Stromatolith-Mounds sind nahezu frei von Siliziklasten, während andere einen Gehalt von bis zu 25 Vol.-% aufweisen. Häufig sind die Siliziklasten in „Taschen“ konzentriert. Durch einen höheren Mikrit-Anteil entsteht eine dichte Lamination, die z.T. durch mikrokristallinen Zement in eine wolkig-diffuse, weniger dichte Lamination übergeht (Tafel 5, Abb. F). Nur in diesen Bereichen sind Peloide und Peloid-Aggregate gut erkennbar. Mn- und Fe-Oxide verfärben manche Laminae (vertikale Bereiche zwischen 0,3 cm und 0,5 cm) dunkelbraun (Tafel 5, Abb. A). Selten kommen Crinoidenreste und andere Bioklasten innerhalb den Laminae vor. Die Stromatolithen umkrusten Bioklasten-Wackestones und -Floatstones, welche eine reichhaltigere Fauna aufweisen.

Dieser Mikrobialithtyp charakterisiert ebenfalls die 6 m bis 10 m mächtigen Stromatolith-Ablagerungen von Casey Falls. Allerdings ist die Färbung dieser Stromatolith-Ablagerungen hellrot bis beige, da keine Mn-Oxide ausgebildet sind. Die Proben FCF 7, FCF 9, FCF 12, FCF 13, CF 17 und CF 20 der Lokalität Casey Falls wurden geochemisch untersucht.

Fossilinhalt: In den feinkörnigen Stromatolithen kommen vorwiegend Crinoidenstielglieder und Crinoiden-Haftscheiben vor. Crinoidenbruchstücke sind angerundet und zwischen 0,5 mm und 6,0 mm groß. Zusätzlich sind disartikulate, selten auch artikuläre Ostracodenschalen, Gastropoden, auloporide und rugose Korallen in den Laminae enthalten. Neben den Crinoiden-Haftscheiben inkrustieren Auloporiden und rugose Korallen auf Bioklasten und Laminae und charakterisieren eine autochthone Faunenvergesellschaftung. Bis auf die Ostracodenschalen sind die Bioklasten 1,0 mm bis zu 1,0 cm groß. In einigen Proben kommen rundliche Strukturen mit einem Durchmesser von 300 bis 500 µm vor. Einige dieser Strukturen sind bis zu 3 mm lang, röhrenförmig oder linsig in die Länge gezogen. Sie bestehen aus hellem, mikrokristallinem Kalzizement oder Siliziklasten, sind von dunkelrotem Mikrit umrandet und werden als agglutinierte Wurmröhren von *Terebella* interpretiert.

Der Bioklasten-Wackestone und -Floatstone enthält, neben der Fauna, die auch in den stromatolithischen Umkrustungen vorkommt, Schalenmaterial von Brachiopoden, Ammonoideen und orthoconen Nautiloideen. Die Durchmesser der Orthoceren-Querschnitte erreichen 6 mm. Becker

et al. (1991) wiesen für diesen Horizont (= Schicht 8c) eine Goniatiten-Fauna aus „*Epitornoceras peracutum*“ (sensu Petersen, 1975) und *Cheiloceras* n. sp. aff. *pompeckji* nach.

Zemente: Mikrokristalliner Zement durchsetzt die Laminae. Hohlräume von Biogenen sind häufig vollständig mit internem Mikrit, teilweise aber auch zusätzlich mit radiaxial-fibrösem Zement und Blockzement verfüllt.

Interpretation: Der hohe Mikrit-Anteil und die Mikrostruktur der dicht aufeinanderfolgenden Laminae entsprechen den feinkörnigen Stromatolithen nach Riding (2000). Die sehr feine Lamination ist auf eine dichte, ununterbrochene Aufeinanderfolge von flächig mineralisierten Biofilmen zurückzuführen.

Durch Mn- und Fe-Oxide charakterisierte Laminae kommen bei den feinkörnigen Stromatolithen nur selten und in mm-dünnen, deutlich begrenzten Laminae-Horizonten vor und dokumentieren Phasen geringer Sedimentation und anderer Redox-Bedingungen. Wiederum verweisen Crinoiden-Haftscheiben zwischen den Laminae auf eine schnelle Kalzifizierung der einzelnen Stromatolithoberflächen.

Paul (1996) interpretiert die Stromatolithe von Casey Falls als Bildungen flacher bis moderater Wassertiefen, die unter stenohalinen und oligothrophen Bedingungen entstanden sind. Dieser Interpretation wird weitestgehend gefolgt. Allerdings wird in dieser Arbeit eine höhere Wassertiefe angenommen. Der hohe Mikrit-Anteil, die Dichte der Laminae sowie der geringe Eintrag an Bioklasten weisen auf eher moderate Wassertiefen und geringer energetische Bedingungen hin. Dabei sind die lokal begrenzten Stromatolith-Mounds an der Basis des Profils von Casey Falls vermutlich unter größerer Wasserbedeckung gebildet worden als die im mittleren Profilabschnitt vorkommenden Stromatolith-Ablagerungen. Darauf verweisen sowohl die dunkelrote Färbung als auch die Mn- und Fe-Oxid geprägten Laminae, die nur in den Stromatolith-Mounds vorkommen.

4.2.5 Mikrobialithtyp 5 (M5): Porifera-Thrombolith

Innerhalb der Porifera-Thrombolithen (M5) werden 3 Lithotypen unterschieden, zwischen denen fließende Übergänge vorkommen (Tafeln 6 und 7).

(a) M5a: Porifera-Thrombolithe mit Fenstergefüge

Im Top des Profils Casey Falls kommt Mikrobialithtyp 5 in verschiedenen, auskeilenden, bis zu 35 cm mächtigen Horizonten und Mud Mounds vor, deren Größe zwischen 3 und 5 m Länge und 5 m Höhe beträgt. Im Unterschied zu den grob-agglutinierten Thrombolithen (M3), welche die ähnlich positionierten Mud Mounds der Lokalität Wapet C charakterisieren, weist der Porifera-Thrombolith hauptsächlich eine Matrix aus bakteriell-induziertem, kalzifiziertem Schwammmaterial auf.

Eine grobe Lamination ergibt sich in den Porifera-Thrombolithen durch lagenparallele Hohlräume und Stromatactis-Gefüge (Tafel 7, Abb. E). Die Matrix wird von peloidalem und dichtem Mikrit gebildet. Die Peloide sind zwischen 0,1 und 0,3 mm groß. Durch mikrokristallinen Zement entsteht eine klumpig-wolkige Mikrostruktur. Nur lokal zeigt dieser Mikrobialithtyp partikuläres Gefüge. Peloide, Schalenmaterial, Intraklasten und Crinoidenbruchstücke von bis zu 0,4 cm Größe bilden Packstone-Bereiche aus. Der Gehalt an agglutinierten Siliziklasten ist im Vergleich zu den anderen Mikrobialithtypen gering.

Zwischen lokal gehäuft vorkommenden, artikulaten Brachiopodenschalen, deren Innenräume ein Geopetalgefüge aufweisen, ist der Mikrit ausgewaschen und durch sparitischen Blockzement ersetzt. Solche Bereiche bilden einen Brachiopoden-Floatstone aus. Der Porifera-Thrombolith mit ausgeprägtem Fenstergefüge ist unter anderem in den Proben CFC 2907/02 und CFC 2907/22 ausgebildet. Eine schematische Darstellung des Porifera-Thromboliths zeigt Abb. 4.6.

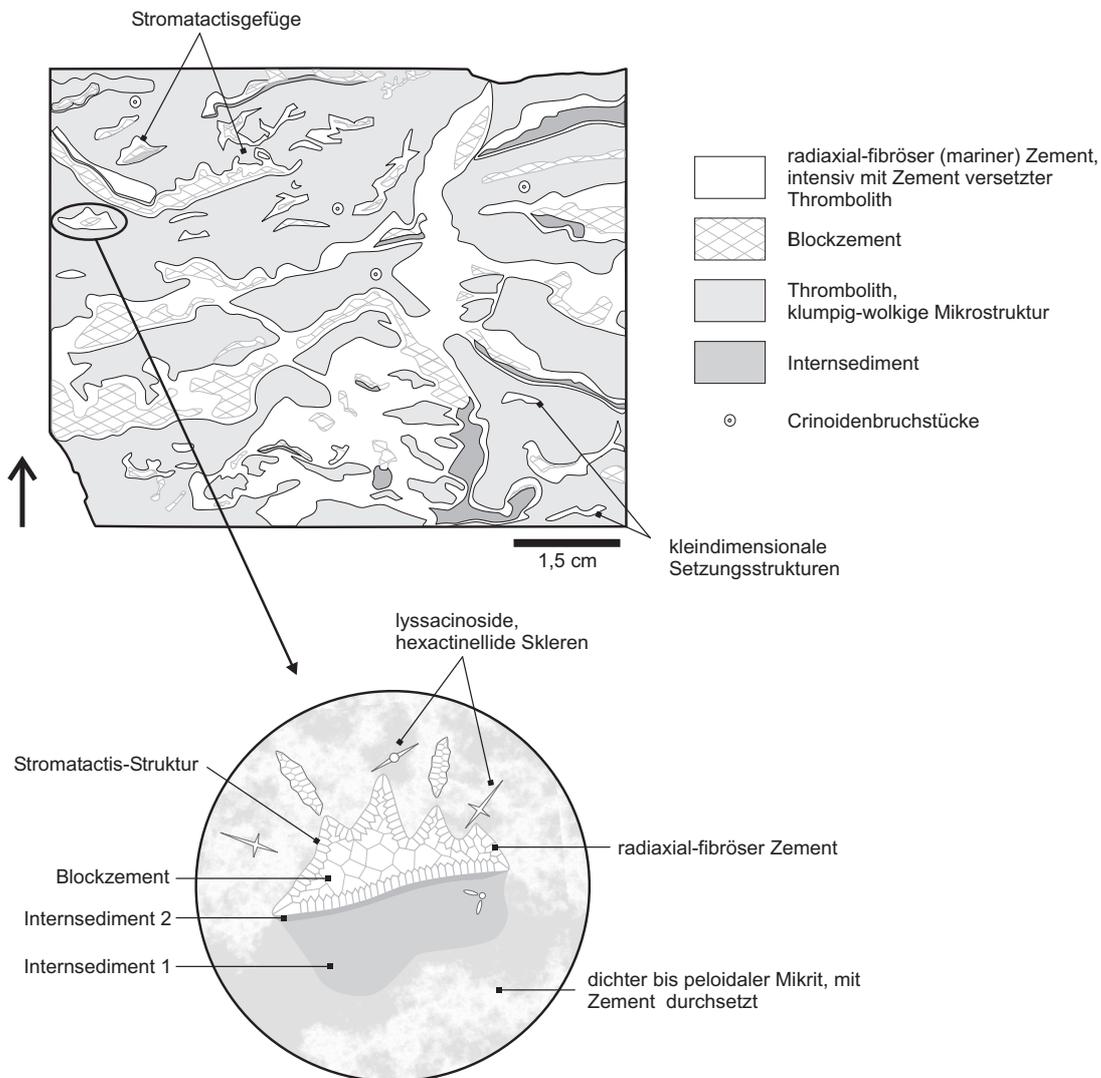


Abb. 4.6: Schematische Zeichnung eines Porifera-Thromboliths mit Fenstergefüge, Mud Mound im Top des Profils Casey Falls, South Lawford Range, Bugle Gap Area, Canning Basin, Westaustralien.

(b) M5b: Porifera-Thrombolith-Breckzie

Die Porifera-Thrombolith-Breckzien kommen unter anderem in Horizonten unterhalb der im Top des Profils Casey Falls vorkommenden Mud Mounds vor. Die „Bruchstücke“ der Thrombolithen sind entweder in situ oder nach kurzer Umlagerung mit sparitischem Blockzement verfestigt worden. Die erneute Zementation hatte zum Teil eine intensive Rekristallisation zur Folge (Tafel 7, Abb. G und H). Mikrobialithtyp 5b weisen die Proben CFC 2907/1, 3, 5 auf.

(c) M5c: Bioklasten-reicher Porifera-Thrombolith

Dieser Mikrobialithtyp weist einen höheren Anteil an allochthonen Komponenten auf als die Mikrobialithtypen 5a und 5b. Dennoch wird anhand der Porifera-Vergesellschaftung und der mikrobiell-kalzifizierten Matrix ein weiterer Untertyp von Mikrobialithtyp 5 definiert. Gut bis mäßig erhaltene Bioklasten und Biomorpha sind in dichten Mikrit eingelagert. Es dominieren Schwammbruchstücke bzw. vollständig erhaltene, in gekippter Lagerung sedimentierte tetractinellide, lithistide Demospongiae. Im Mikrit kommen kleine Stromatactis-Hohlräume und Sackungsstrukturen vor (Tafel 6, Abb. A - D). Diesen Mikrobialithtyp dokumentieren die Proben CFC 2807/5 und CFT 2807/12.

Fossilinhalt: Der biogene Anteil von M5a ist schlecht sortiert. Crinoidenstielglieder sind abgerollt oder schlecht erhalten. Bruchstücke sind kantengerundet bis gut gerundet. Die Größe der Crinoidenbruchstücke reicht von 0,3 bis 1,5 mm, untergeordnet kommen Bruchstücke >2,0 mm vor. Disartikulat und artikulat erhaltene Brachipodenschalen weisen Längen von 4,0 bis 7,0 mm auf. Die Schalen sind rekristallisiert. Allochthone, teils zerbrochene tetractinellide, lithistide Demospongiae sind bis zu 2,0 cm groß. Insgesamt ist der Anteil an Biogenen, die größer 2,0 mm sind, geringer als 10 Vol.-%. Skleren lyssakinosider Hexactinellida von 1,0 und 2,0 mm Länge sind im Mikrit reliktsch erhalten und werden als Hexactine interpretiert (Tafel 7, Abb. F). Die Strahlen der Skleren sind am Knotenpunkt etwa 100 µm im Durchmesser und verjüngen kontinuierlich zur Spitze hin. Häufig sind die Skleren in peloidalen Mikrit und bei Stromatactis-Hohlräumen lokalisiert (Abb. 4.6; Tafel 7, Abb. E und F).

In den Thrombolith-Breckzien (M5b) kommen die gleichen biogenen Anteile wie in den Mikrobialithtypen 5a und 5c vor. Wiederum sind tetractinellide, lithistide Demospongiae enthalten und der Mikrit von dislozierten Skleren lyssakinosider Hexactinellida durchsetzt.

Der Fossilinhalt der Bioklasten-reichen Porifera-Thrombolithe (M5c) ist zusätzlich zum Fossilinhalt der Mikrobialithtypen 5a und 5b durch Orthoceraten, Ammonoideen und einen höheren Gehalt an eingeschütteten Demospongiae charakterisiert. Die tetractinelliden Demospongiae sind vorwiegend gut erhalten und zwischen 1,5 mm und 3,0 cm groß. Vorwiegend liegen Bruchstücke von teller- oder vasenförmigen Schwämmen vor. Kleinere Bruchstücke und randliche Bereiche größerer Bruchstücke weisen einen Zerfall der ursprünglichen Sklerenanordnung auf. Auch bei diesem Mikrobialithtyp ist die Matrix aus dichtem und peloidalem Mikrit von dislozierten Skleren lyssakinosider Hexactinellida durchsetzt (Tafel 6, Abb. E - H).

Gedrungene, niedrig-gewundene Gastropoden-Gehäuseformen sowie spitzkegelige Formen dokumentieren eine Mischfauna aus Weidegängern und räuberisch lebenden Gastropoden. Die Gastropoden-Gehäuse sind zwischen 0,8 und 3,5 mm groß. Crinoidenreste liegen in unterschiedlichen Erhaltungszuständen und Größen vor. Zusätzlich sind kleine Bruchstücke von Echinodermenstacheln enthalten. Ein längliches Heterokorallen-Bruchstück weist Spuren von Bohrorganismen auf. Kleinere Komponenten sind mit dunklem, dichtem Mikrit umrandet. Crinoiden und Schalenmaterial sind nicht oder nur angerundet. Selten kommen Inkrustationen durch auloporide Korallen vor. Längliche Bioklasten sind schichtparallel eingeregelt. Entgegen der schlechten Sortierung der Bioklasten weist die Matrix eine einheitliche Kristallgröße auf.

Zemente: Im Fenstergefüge kommen interner Mikrit, radial-fibröser Zement und Blockzement vor. In manchen Lösungshohlräumen ist der Mikrit durch Silt ersetzt. Die Innenräume zwischen den artikulat erhaltenen Brachiopodenschalen wurden ebenfalls vorwiegend mit internem Mikrit und Blockzement verfüllt. Zusätzlich werden die Schalen von einem radial-fibrösen Zement umsäumt. Entlang von Gefügegrenzen sind Styolithen ausgebildet. Zwischen den Peloiden und Bioklasten kommt feinkristalliner Zement und sparitischer Blockzement vor. Klüfte sind mit sparitischem und mikrosparitischem Blockzement verfüllt, der insbesondere bei den Thrombolith-Breckzien (M5b) vorkommt.

Mikrofaziestyp 5c weist zusätzlich eine partielle Dolomitisierung auf.

Interpretation: Das ausgeprägte Fenstergefüge mit Stromatactis-Hohlräumen des Mikrobialith-typs 5a ist mit sehr feinen Skleren lyssakinosider Hexactinellida assoziiert. Die Matrix besteht aus peloidalem sowie klumpigem und dichtem Mikrit. Stromatactisgefüge, Skleren und peloidaler Mikrit weisen auf einen Mikrobialithen hin, der überwiegend durch den Zerfall und die Kalzifikation lyssakinosider Hexactinellida gebildet wurde. Wahrscheinlich ist aufgrund eines schnellen Zerfalls und der Feinheit der Skleren die ursprüngliche Sklerenanordnung der hexactinelliden Schwämme nicht erhalten geblieben.

Nach der Klassifikation von Riding (2000) würde dieses Gefüge einem „calcified microbial thrombolite“ entsprechen. Aufgrund der Bedeutung der Hexactinellida für diese Gesteinsbildung wird die Benennung Porifera-Thrombolith verwendet. Tetractinellide, lithistide Demospongiae sind zwar relativ gut erhalten, doch sind sie zum Teil zerbrochen, so dass sie als parautochthon interpretiert werden. Mikrobialith-Typ 5a ist zudem durch eingeschüttete Komponenten geprägt.

Die für den Mikrobialithtyp 5 charakteristische Matrix aus Skleren-durchsetztem, peloidalem und krümeligem Mikrit ist auch bei der Thrombolith-Breckzie (M5b) deutlich zu erkennen. Die sekundär zementierten Bruchstücke sind ungerundet und zum Teil ist an den Konturen der Komponenten noch eine Passgenauigkeit zu erkennen. Dies belegt einen kurzen Transportweg des Materials. Die Ursache für die Breckziierung waren im Famenne Bewegungen am Hang, die vermutlich tektonisch initiiert waren.

Bei den Bioklasten-reichen Porifera-Thrombolithen (M5c) sind die ehemals teller- oder vasenförmigen Demospongiae durch eine gute Erhaltung und eine geringfügige Rekristallation charakterisiert. Zementverfüllte Zwickel und kleine Hohlräume an der Basis und an den Seiten der Schwämme entstanden durch die Verlagerung der Schwämme und Schwammbruchstücke und dokumentieren deren kurzen Transport. Doch geben kleine Stromatactis-Hohlräume und Sackungsstrukturen sowie dünne Skleren lyssacinosider Skleren einen Hinweis auf die autochthone, mikrobiell-induzierte Verfestigung und charakterisieren dieses Sediment als einen Mikrobialithen.

Drucklösungserscheinungen (Stylolithen) belegen unterschiedlich schnell lithifizierte Bereiche. Mikrobialithtyp 5a bildet wahrscheinlich den eigentlichen Kernbereich der Mud Mounds, während M5b und M5c die Randfazies der Mud Mounds charakterisieren. Ähnlich den grob-agglutinierten Thrombolithen der Lokalität Wapet C sind die Mud Mounds der Lokalität Casey Falls als Bildungen des moderat bis episodisch hochenergetischen Milieus anzusehen.

Mittel- bis niedrigenergetisches Milieu

4.2.6 Mikrobialithtyp 6 (M6): Stromatolith-Thrombolith-Mounds

Am Waggon Pass sind bis zu 0,5 m große Mikrobialith-Mounds aufgeschlossen, welche aus mehreren Zentimeter mächtigen stromatolithischen und thrombolithischen Krusten bestehen, die einen Kern umschließen (Tafel 11, Abb. E, F und G; Tafel 12). Der Kern besteht aus einem dunkelbraunen, Fe- und Mn-Oxid-haltigen, Bioklasten-reichen Wackestone und Floatstone, der in laminiertes oder klumpig-peloidales Gefüge übergeht, welches ebenfalls durch viele Bioklasten charakterisiert ist. Aufgrund der im Arbeitsgebiet nur an dieser Lokalität auftretenden Fe- und Mn-Oxid-haltigen stromatolithischen und thrombolithischen Krusten, wird dieser Mikrobialithtyp aufgestellt. Das Gefüge der Thrombolith-Kruste (M6a) kommt außerdem im Profil Waggon Pass oberhalb des dendrolithischen Mikrobialiths (M7) vor.

Die Probe CAN 18/3 wurde geochemisch untersucht, wobei die einzelnen Krusten separat beprobt wurden. Die Abb. 4.7 zeigt einen schematischen Querschnitt mit den unterschiedlichen mikrobialithischen Krusten.

(a) M6a: Thrombolith

Das klumpig-peloidale Gefüge der thrombolithischen Lagen zeigt keine Fenstergefüge und ist völlig strukturlos (Tafel 11, Abb. E). Roter, klumpiger, peloidaler Mikrit ist durchsetzt von krypto- bis mikrokristallinem Zement. Agglutinierte Komponenten wie Silt, Ostracodenschalen und Crinoidenreste sind selten. Die thrombolithische Kruste umschließt den Bioklasten-reichen Kern mit einer Mächtigkeit von mehreren Millimetern bis zu einem Dezimeter. Unter dem Mikroskop sind nur wenige deutlich begrenzte Peloiden zu erkennen. Der klumpig-peloidale Mikrit und der Zement bilden ein diffuses, wolkiges Gefüge.

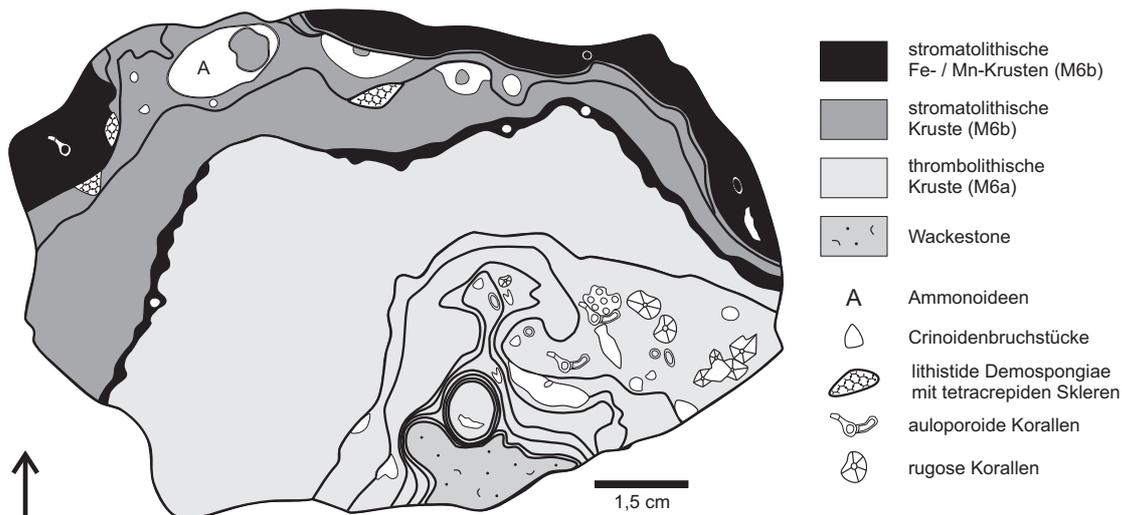


Abb. 4.7: Schematische Zeichnung eines Stromatolith-Thrombolith-Mounds, Lokalität Waggon Pass, South Lawford Range, Bugle Gap Area, Canning Basin, Westaustralien.

(b) M6b: Feinkörniger Stromatolith mit Fe/Mn-Krusten

Stromatolithisch laminierte Kalzitlagen bilden Millimeter bis mehrere Zentimeter mächtige Krusten, die dem Thrombolithen aufwachsen (Tafel 11, Abb. E und F). Die Laminae sind dunkelrot oder von dunkelbrauner Farbe. An Gefüge-Grenzen, wie z.B. zwischen klumpig-peloidalem Gefüge und laminiertem Gefüge, ist die dunkelbraune Färbung besonders intensiv. Die laminierte Mikrostruktur von M6b unterscheidet sich von der Mikrostruktur der agglutinierten Stromatolithen (M1 und M2). Eine Lamination ist vorhanden, doch sind mikroskopisch nur wenige klar abgegrenzte Pelloide zu erkennen. Die Laminae bestehen aus einem diffusen Verbund aus braunem oder rotem Mikrit und hellgrauem, kryptokristallinem Zement. Durch die wolkige Mikrostruktur bilden die Laminae zum Teil eine bläschen- bis tropfenartige Struktur. Wenige Bioklasten, vorwiegend Crinoiden-Stielglieder oder Crinoiden-Haftscheiben befinden sich zwischen den Laminae. Zu dieser Fauna kommt eine Schwammfauna aus tetracrepid, lithistiden Demospongiae mit tetraclonen Skleren vor (Tafel 11, Abb. F und G; Tafel 12, Abb. A und B).

Fossilinhalt: Die Stromatolith-Thrombolith-Mounds sind durch einen sehr geringen Gehalt an Bioklasten charakterisiert. Während in der Thrombolith-Kruste nur einige Ostracodenschalen und Crinoidenbruchstücke vorkommen, zeigen die Stromatolith-Krusten zusätzlich Crinoiden-Haftscheiben, inkrustierende auloporoide Korallen und rugose Korallen. Lithistide Demospongiae sind sowohl in den Thrombolith- als auch in den Stromatolith-Krusten vorhanden. Die tetracrepid, lithistiden Demospongiae weisen tetraclonen Skleren auf, sind bis zu 7,0 mm groß, länglich oder halbkreisförmig und sind vom thrombolithischen oder stromatolithischen Mikrobialith vollständig umschlossen. Zwischen den zu Kalzit umgewandelten Desmen befindet sich Zement oder peloidaler Mikrit. Auch die Bioklasten, die Größen zwischen 1,0 mm (Crinoiden-Haftscheibe) und 2,0 cm (ein Ammonoideen-Querschnitt) aufweisen, sind vom Mikrobialith vollständig umkrustet (Tafel 12, Abb. C - H).

Der mit den Stromatolith-Thrombolith-Mounds assoziierte Wackestone/Floatstone ist durch den gleichen Fossilinhalt wie die Stromatolith-Krusten charakterisiert. Zusätzlich sind wenige Querschnitte von orthoconen Nautiloideen enthalten. Allerdings kommt ein höherer Gehalt an auloporiden Korallen (~ 60 % der Bioklasten) mit einer Größe zwischen 1,0 und 7,0 mm vor. Ein Größenspektrum der Komponenten zwischen 1,0 mm und 1,5 cm charakterisiert eine schlechte Sortierung. Die Bioklasten der Stromatolith-Thrombolith-Mounds sind ungerundet bis gerundet und weisen unregelmäßige, angelöste Oberflächen auf, die häufig mit einer dünnen Fe/Mn-Oxid Schicht überzogen sind. Die Demospongiae, die Korallen und die Crinoiden bilden die autochthone Faunenvergesellschaftung.

Zemente: Zusätzlich zu dem mikrokristallinen Zement zwischen dem autochthonen Mikrit kommen radiaxial-fibröser Zement und fein- bis grobkristalliner Blockzement nur in den Hohlräumen der Bioklasten vor.

Interpretation: Die Thrombolith-Kruste ist durch ein diffuses, wolkiges Gefüge charakterisiert, welches sich durch einen höheren Zementanteil auszeichnet. Einzelne Peloiden oder „clots“ sind makroskopisch nicht klar erkennbar. Die Mikrostruktur verweist auf einen Thrombolithen, der durch mikrobiell-induzierte Kalzifikation entstanden ist. Nach der Klassifikation von Riding (2000) ist dieser Thrombolith den Porifera-Thrombolithen (M5) ähnlich und den mikrobiell-kalzifizierten Thrombolithen zuzuordnen.

Die stromatolithischen Bereiche haben sowohl makroskopisch als auch mikroskopisch ein erkennbares laminiertes Gefüge. Die dunkelbraune Farbe der Laminae verweist auf akkumulierte Fe- und Mn-Oxide, die entweder kolloidal durch die EPS der am Aufbau der Mikrobialithe beteiligten Biofilme gebunden worden sind, oder durch Mn- und Fe-oxidierende Bakterien angereichert wurden. Aufgrund des Fehlens von Ooiden und Bioklasten flachmariner Faunen sowie des höheren Mikrit-Anteils ist allerdings diese Stromatolith-Kruste, der Thrombolith-Kruste entsprechend, eher dem moderaten bis tiefen Wasser zuzuordnen als der durchlichteten Flachwasserzone. Die Schwämme und Crinoiden-Haftscheiben, die auf verschiedenen Laminae aufgewachsen sind, sowie die Akkumulation der Fe- und Mn-Oxide verweisen zusätzlich auf eine Hartgrundausbildung infolge niedriger Sedimentationsrate (bzw. Stillstandsphasen) und schneller, früher Lithifizierung.

Der graue Zement und das daraus resultierende diffuse Gefüge der Stromatolith-Thrombolith-Mounds können auf eine erhöhte synsedimentäre oder frühdiagenetische Fluidzufuhr zurückgeführt werden (s. Kap. 6).

4.2.7 Mikrobialithtyp 7 (M7): Dendrolithischer Mikrobialith

Mikrobialithtyp 7 kommt an mehreren Lokalitäten im Gebiet des Lennard Shelves vor, wurde im Arbeitsgebiet allerdings ausschließlich bei der Lokalität Waggon Pass nachgewiesen. In bis zu mehreren Dezimetern breiten Dykes bilden mikritische Fe- und Mn-reiche Aggregate, Zemente und roter Mikrit ein reticulates bis dendrolithisches Gefüge. Der schwarze, an Fe/Mn-Mineralen angereicherte Mikrit ist dicht bis klumpig ausgebildet. Er durchsetzt den roten Mikrit, kommt aber hauptsächlich an Materialgrenzen vor, wie z.B. zwischen Zement und rotem Mikrit, an Rissen und feinen Klüften oder an Grenzen, die unterschiedlich schnell lithifizierte Materialien charakterisieren. Sowohl im schwarzen als auch im roten Mikrit kommen keine bzw. nur untergeordnet Bioklasten (Ostracodenschalen) vor. Der rote Mikrit zeigt eine schlierige, unregelmäßige Färbung und enthält siliziklastischen Silt (Tafel 11, Abb. A und B).

Die Klüfte, die das Gestein querschlägig durchziehen, sind zwischen 0,25 mm und 1,10 cm breit. Breitere Klüfte (Neptunian Dykes) sind mit unterschiedlichen, grobsiltigen bis feinsandigen Komponenten verfüllt, die mit mikro- bis feinkristallinem Kalzit zementiert sind (Tafel 10, Abb. E). Neben wenigen karbonatischen Komponenten wie Schalenmaterial und Peloiden kommen in diesen Klüften vorwiegend schlecht gerundete bis angerundete Siliziklasten und Oxide vor.

Das Gestein ist auch von zahlreichen vertikalen und horizontalen Lösungs- und Stromatactis-Hohlräumen durchzogen. In Abb. 4.8 ist der dendrolithische Mikrobialith dargestellt. Die Proben WAG 4/2000 und WPVH T010800/11a & 11b wurden für die geochemischen Untersuchungen verwendet.

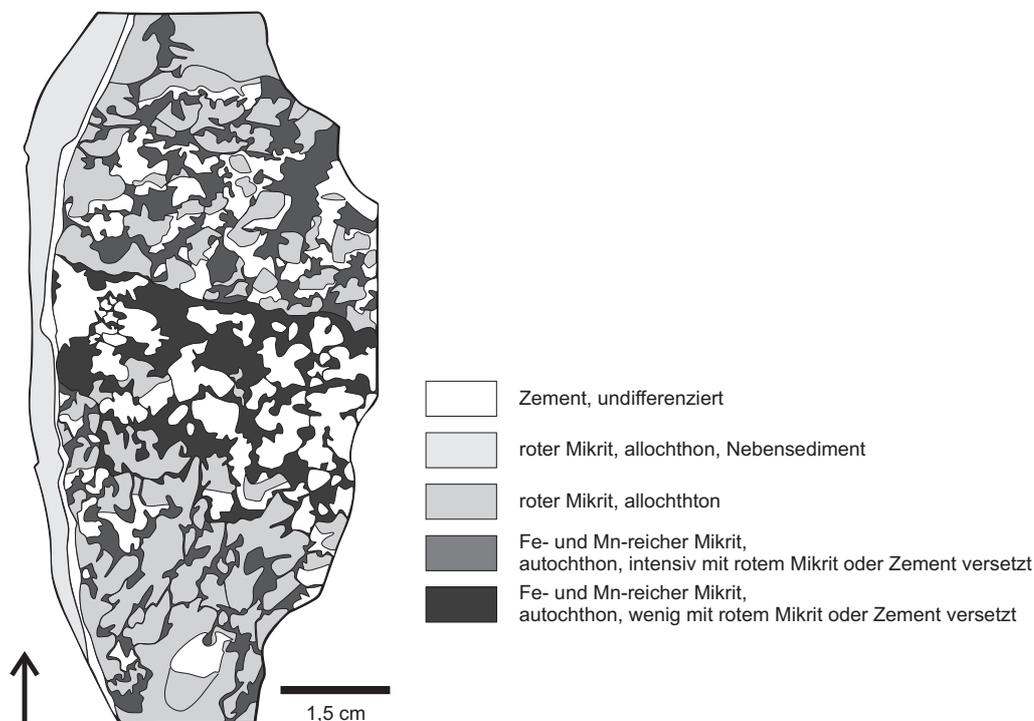


Abb. 4.8: Schematische Zeichnung des dendrolithischen Mikrobialiths, Lokalität Waggon Pass, South Lawford Range, Bugle Gap Area, Canning Basin, Westaustralien.

Fossilinhalt: Bis auf wenig, schlecht erhaltenes Schalenmaterial (< 1,0 Vol.-%), welches wahrscheinlich von Ostracoden stammt, wurden in den dendrolithischen Mikrobialithen keine weiteren bioklastischen oder biomorphen Komponenten nachgewiesen.

Zemente: Auch bei diesem Mikrobialithypen dominieren grauer, radiaxial-fibröser Zement und klarer, sparitischer Blockzement in Hohlräumen und Klüften, die bis zu 2 mm breit sind. Gelbliche Verfärbungen des Mikrits und des Zementes an der Basis weisen auf eine schwache Phosphatisierung hin.

Interpretation: Das Gefüge ist zum Teil klumpig ausgebildet und kennzeichnet diesen Mikrobialithen auch als einen Thrombolithen. Durch die klumpige Ausbildung der Fe/Mn-Oxid-Aggregate ist eine autochthone Bildung durch mikrobiell-induzierte Karbonatfällung wahrscheinlich. Anders als bei Stromatolithen und Thrombolithen werden Dendrolithe nur durch mikrobielle Karbonatfällung und nicht durch die Agglutination von Komponenten gebildet (Riding, 2000). Eine retikuläre bis dendrolithische Wuchsform ist ein Hinweis auf eine erhöhte Sedimentationsrate (Schmid, 1996). Die unregelmäßige Ausbildung des roten Mikrits wird durch mehr oder weniger feinverteiltes Fe und Mn verursacht und durch die unterschiedlich hohe Konzentration der Siliziklasten. Zudem erscheinen Bereiche mit einem lockereren Gefüge (stärkere Vermengung von Mikrit und Zement) heller als die rote Färbung des dichten Mikrits. Die intensive Akkumulation von Fe- und Mn-Oxiden ist wiederum wahrscheinlich auf die Beteiligung von Fe- und Mn-oxidierenden Bakterien zurückzuführen. Das rote Nebensediment ist allochthon eingetragen. Die teilweise intensive lagige Anreicherung der Fe/Mn-Oxide (Abb. 4.8, Mitte; Tafel 11, Abb. C und D) kennzeichnet Kondensationsphasen mit fehlender bzw. niedriger Sedimentation.

Das ausgeprägte Hohlraumgefüge der dendrolithischen Mikrobialithen ist wahrscheinlich, ebenso wie das diffuse, wolkige Gefüge der Stromatolith-Thrombolith-Mounds, in einem syndimentären oder fröhdiagenetischen Einfluß von Fluiden begründet.

Niedrigenergetisches Milieu

4.2.8 Mikrobialithyp 8 (M8): Agglutiniertes Thrombolith

(a) M8a: Agglutiniertes Thrombolith mit lagigem Fenstergefüge

Bis zu 5 cm mächtige, plattige Horizonte mit klumpigem, peloidalem Makro-Gefüge kommen in den Frasnzeitlichen Sedimenten des Profils 371 B (mittlerer Abschnitt, ca. 6,5 m unterhalb des *Frutaxites*-Horizontes) vor (Abb. 4.9; Tafel 8, Abb. H). In den Profilen Wapet C und Waggon Pass ist dieser Mikrobialithyp ebenfalls in den basalen Schichten ausgebildet, die allerdings im Famenne abgelagert wurden (Tafel 13, Abb. A). Der klumpige Mikrit besteht aus Submillimetergroßen Peloiden sowie unscharf begrenzten Clots und geht horizontal und vertikal in dichten, Bio- und Siliziklasten-reichen, allochthonen Mikrit (Wacke- und Packstone) über.

Interpartikulärer Zement verfüllt die Hohlräume zwischen den Peloiden. Stromatactoide Hohlräume sind mit internem Mikrit, einem radiaxial-fibrösen Randzement und einem spätdiagenetischen Blockzement verfüllt. Diese Hohlräume sind zwischen 1,0 und 8,0 cm lang, bis zu 0,5 cm hoch sowie durch eine scharfe Unter- und eine unregelmäßige Obergrenze charakterisiert. Klumpig-peloidales Gefüge, Wacke- und Packstone sowie die stromatactoiden Hohlräume folgen in einem vertikalen Wechsel, wodurch zum Teil, insbesondere bei Profil Wapet C, ein Zebrakalk-ähnliches Aussehen resultiert. In der klumpig-peloidalen Mikrostruktur befindet sich unregelmäßig verteilter, siltiger, siliziklastischer Detritus (vorwiegend Quarz) und Ostracodenschalen.

M8a wurde in den Profilen Wapet C (Probe WpC 3), 371 B (Probe 371 B C020800/9) und Waggon Pass (Probe WPVH C010800/12) für die geochemischen Untersuchungen beprobt.

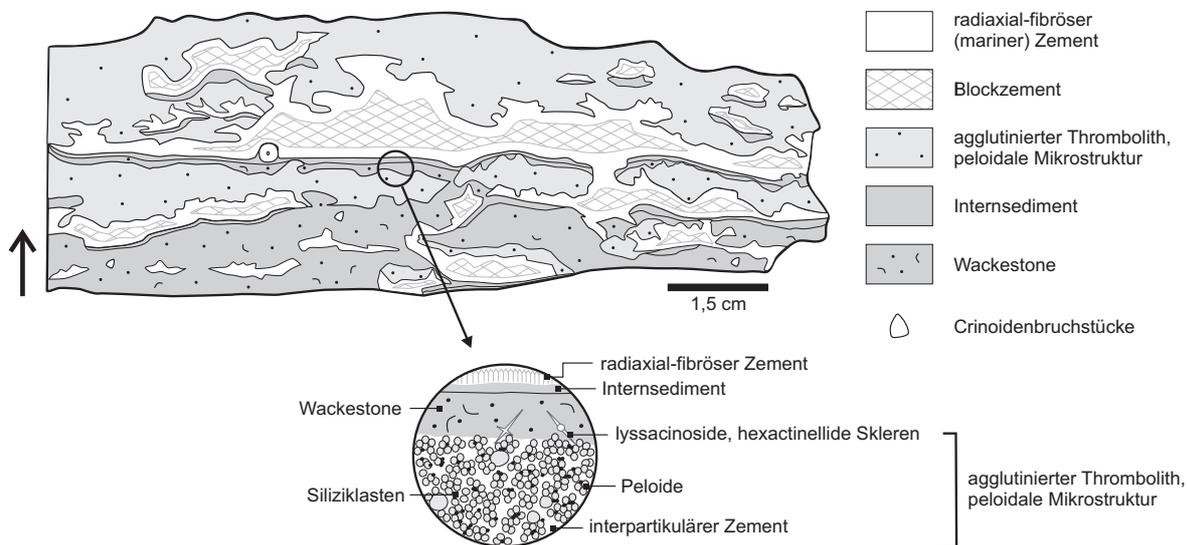


Abb. 4.9: Schematische Zeichnung des agglutinierten Thromboliths mit Fenstergefüge, Mikrobialith der Lokaltäten Wapet C, 371 B und Waggon Pass, South Lawford Range, Bugle Gap Area, Canning Basin, Westaustralien.

(b) M8b: Lagiger, agglutiniertes Thrombolith

Das Hangende der Lokalität Waggon Pass (Famenne) ist durch diesen agglutinierten Thrombolith-Typ charakterisiert. Unterschiede zu M8a sind ein geringerer Gehalt an agglutinierten Bio- und Siliziklasten und ein deutlicher ausgebildetes peloidales Gefüge. Der interpartikuläre Zement bildet klare Abgrenzungen zu den Peloiden. Zum Teil sind die Peloiden aneinandergereiht, wodurch das leicht lagige Gefüge entsteht (Tafel 13, Abb. B, rechts oben). Ein weiterer Unterschied zu den anderen Lithotypen des Mikrobialithtyps 8 ist das kleinräumigere Stromatactis-Hohlraumgefüge. Während bei M8a die Hohlräume mehrere Zentimeter lang sind, kommen bei M8b Hohlräume von wenigen Millimetern bis zu einem Zentimeter vor. Peloide ($\phi = < 100 \mu\text{m}$) bilden „clots“ von bis zu einem Millimeter Durchmesser. An agglutinierten Bioklasten kommen vor allem Ostracoden- und Brachiopodenschalen vor.

Rundliche Strukturen aus feinkristallinem Kalzit sind zwischen 100 und 500 µm im Durchmesser.

(c) M8c: Agglutiniertes Thrombolith

Die Horizonte, die durch den dritten Lithotyp des Mikrobialithyps 8 charakterisiert sind, wurden durch Becker et al. (1991) als „globalgal“-Schichten bezeichnet (Tafel 1, Abb. C). Die klumpig-peloidale Mikrostruktur bildet runde bis halbrunde Strukturen mit einem Durchmesser von 0,4 cm bis 1,5 cm. Sie sind mit radiaxial-fibrösem Zement umrandet, während die durch die runden Strukturen entstandenen Hohlraumzwickel mit internem Mikrit und Blockzement verfüllt sind (Tafel 1, Abb. D). Agglutinierte Komponenten sind überwiegend feinsiltige Siliziklasten.

Dieser Mikrobialithyp wurde in den Frasne-Ablagerungen der Lokalitäten 371 B und Wapet C nachgewiesen.

(d) M8d: Cephalopoden-Porifera-Thrombolith

Im Profil Wapet C kommt dieser Thrombolith-Typ zur Ausprägung. Cephalopodengehäuse sind in peloidalen Mikrit eingelagert (Tafel 2, Abb. A). Durch Zement bildet sich wiederum ein wolkiges Gefüge, welches durch kleine Stromatactis-Hohlräume geprägt ist (Tafel 2, Abb. C). Innerhalb der Cephalopodengehäuse der Ammonoideen und orthoconen Nautiloideen ist ein Geopetal-Gefüge aus mikrobiellem Karbonat ausgebildet. Der Cephalopoden-Porifera-Thrombolith weist nur einen geringen Gehalt an agglutinierten Siliziklasten auf. Um die Stromatactis-Hohlräume herum kommen Skleren und Sklerengitter von hexactinelliden Schwämmen vor (Tafel 2, Abb. B, C, D, E und F).

Fossilinhalt: Agglutinierte Bioklasten nehmen nur etwa 1 % der Komponenten ein. Dabei kommen Ostracodenschalen in allen 4 Lithotypen vor. Mikrobialithyp 8a ist zusätzlich durch Crinoidenstielglieder und Schalenmaterial von orthoconen Nautiliden gekennzeichnet, während in den lagigen, agglutinierten Thrombolithen (M8b) vor allem Bryozoenbruchstücke und Brachiopodenschalen vorkommen. Mikrobialithyp 8c, charakterisiert durch sehr wenige Bioklasten, weist ebenfalls disarticulierte Brachiopodenschalen auf.

Cephalopodengehäuse von Ammonoideen und orthoconen Nautiloideen dominieren den Cephalopoden-Porifera-Thrombolith (M8d). Desweiteren beinhaltet der Thrombolith Bioklasten von Brachiopoden, Crinoiden, Tentakuliten und Bryozoen. Die Cephalopodengehäuse sind zwischen 0,5 und 3,0 cm im Durchmesser.

In allen Lithotypen sind reliktsch einzelne Skleren lyssakinosider Hexactinellida im peloidalen Mikrit enthalten (Tafel 1, Abb. E; Tafel 8, Abb. G und F; Tafel 10, Abb. C; Tafel 13, Abb. B bis F).

Zemente: Durch das ausgeprägte Hohlraumgefüge von M8a kommen radiaxial-fibröser Zement und klarer, spartischer Blockzement am häufigsten vor. Interpartikulär ist mikrokristalliner Zement ausgebildet, welcher ebenfalls in M8b, M8c und M8d vorherrschend ist. In manche Lö-

sungshohlräume wurde zusätzlich Sediment eingetragen. Mitunter sind die Gehäuseschalen der Cephalopoden weggelöst, so dass nur gerundete Strukturen aus Zement und wenig peloidalem Mikrit erhalten sind.

Interpretation: Durch den Eintrag von siliziklastischen und bioklastischen Detritus in die peloidale Matrix entsteht ein Gefüge, welches von Riding (1991) als agglutinerter Thrombolith beschrieben wird. Allerdings kommen agglutinierte Komponenten nur untergeordnet vor, während das klumpig-peloidale Gefüge dominiert. Das auffälligste Gefügemerkmal bei M8a und M8b ist das Fenstergefüge. Stromatactis- und stromatactoide Hohlräume können sehr unterschiedliche Genesearten aufweisen. Insbesondere kleinräumige Stromatactis-Hohlräume können durch den Zerfall und die Kollabierung von Schwammgewebe und dessen frühmariner Zementation durch mikrobiell-induzierte Karbonatfällung entstehen (Bourque & Gignac, 1982; Bourque & Boulvain, 1993; Neuweiler et al., 2001; Neuweiler & Bernoulli, 2005).

Die Fenstergefüge stellen synsedimentäre Schrumpfs- und Setzungsstrukturen dar, die entstehen, wenn das noch nicht vollständig lithifizierte Sediment und das organische Material kollabieren und dabei Hohlräume entstehen. Die Hohlräume werden im weiteren Verlauf der Zementation mit internem Sediment, frühdiagenetischem Randzement und spätdiagenetischem Blockzement verfüllt. Großräumiges Hohlraumgefüge kann auch in Lösungsvorgängen bei der Diagenese entstehen. Aufgrund der kleinen Stromatactis-Hohlräume wird hauptsächlich von der Degradation organischen Materials, in diesem Fall von der Degradation lyssacinosider Hexactinellida ausgegangen.

Worin die Ursachen für die rundlichen Strukturen von M8c liegen, kann nicht vollständig geklärt werden. Wahrscheinlich stellen sie ebenfalls die fossile Überlieferung ehemaliger hexactinellider Schwämme dar, da im Mikrit ebenfalls Sklerenrelikte erhalten sind (Tafel 1, Abb. E). Da der peloidal ausgebildete Mikrit intensiv von marinem Zement durchsetzt ist, sind Skleren hexactinellider Schwämme nur schwer zu identifizieren. Dies gilt für alle Lithotypen von Mikrobialithyp 8. Eine Ausnahme bildet der Cephalopoden-Porifera-Thrombolith (M8d), innerhalb dessen die Skleren besser erhalten sind.

Nach Schmid (1996) können Thrombolithe in allen Wassertiefen vorkommen, wobei sie im Flachwasser allerdings seltener vorkommen. Dies deutet auf eine weitgehende Lichtunabhängigkeit der Mikroben hin.

4.2.9 Mikrobialithyp 9 (M9): *Frutexites*-Strukturen

Der *Frutexites*-Horizont ist einzig im Top der Lokalität 371 B aufgeschlossen und wurde aufgrund einer Conodonten-Fauna der Unteren *crepida*-Zone (Nicoll & Playford, 1988) ins untere Famenne datiert.

Säulen- bis fächerförmige Mikrostromatolithen, gebildet von dem Organismus *Frutexites* kommen in rotem, dichtem, kryptokristallinem Kalzit vor (Tafel 9, Abb. E). *Frutexites*-Strukturen bestehen aus Bläschen-förmigen, gebündelten Filamenten, die von Mikrit ummantelt werden. Die Mikrostromatolithen verzweigen sich nach oben und sind etwa 1 mm im

Durchmesser und bis zu 6 mm hoch. Die Bläschen der Filamente sind mit Mikrit, Kalzitcement oder mit Fe-Oxiden (Hämatit und Goethit) und zu geringeren Gehalten an Mn-Oxid (Pyrolusit) verfüllt (Playford et al., 1984).

Zwischen den mikrostromatolithischen Säulen von *Frutexites* kommen Silt und Feinsand aus nichtkarbonatischem Material wie Quarz, Feldspat, Plagioklas und Zirkon vor (Playford et al. 1984). Nach Playford et al. (1984) und eigenen Messungen (s. Kap. 6) enthalten die *Frutexites*-Strukturen anormal hohe Gehalte an verschiedenen Spurenelementen wie Iridium, Platin, Eisen, Mangan, Cobalt, Arsen, Antimon und Seltene Erden Elementen (REEs). Diese Elemente sind auch im allochthonen Nebensediment nachgewiesen worden, allerdings in geringeren Gehalten (s. Kap. 6.3 und 6.4). Der etwa 5 cm bis 10 cm mächtige Horizont besteht aus einem Wechsel von rotem, allochthonem Mikrit, *Frutexites*-haltigen Lagen und Lagen aus radiaxial-fibrösem Kalzitcement. Die jeweiligen Lagen sind zwischen 0,3 cm und 1,3 cm mächtig. In die Zementbänder sind sehr feine Mikritlagen integriert.

Geochemische Untersuchungen wurden an der Probe FT 020800/8 durchgeführt.

Fossilinhalt: Neben dem Mikroorganismus *Frutexites* kommen insbesondere Crinoiden-Stielglieder, Crinoiden-Haftscheiben und inkrustierende, auloporide Korallen von 0,5 mm bis 1,8 mm Größe vor. Die Crinoiden-Haftscheiben sind vor allem auf der Oberfläche des Horizontes zu erkennen. Kleine, disartikulate Ostracodenschalen von 0,5 mm Länge und bis zu 3,0 mm großes, nicht näher bestimmbares Schalenmaterial sind sporadisch in den Mikrit eingelagert.

Zemente: Um die *Frutexites*-Strukturen ist dichter Mikrit ausgebildet. Charakteristisch sind allerdings bis zu etwa 1,0 cm mächtige Lagen aus milchig-weißem oder grauem, Einschlussreichem, radiaxial-fibrösem Zement. Blockzement ist in senkrecht zur Schichtung verlaufenden Klüften ausgebildet.

Interpretation: Der *Frutexites*-Horizont ist in eine sehr kondensierte Karbonatabfolge eingeschaltet, die unter ruhigen Tiefwasserbedingungen (> 100 m) abgelagert wurde (z.B. Playford et al., 1984). Dies lässt darauf schließen, dass der Mikrostromatolith *Frutexites* auf nicht-phototrophen Mikroorganismen begründet ist. Im Gegensatz dazu steht die Annahme von Myrow & Coniglio (1991), die aufgrund der zur Schichtoberfläche weisenden Wachstumsrichtung von *Frutexites* Photosynthese-betreibende Cyanobakterien vermuten. Allerdings wiesen Böhm & Brachert (1993) *Frutexites*-Strukturen in Tiefwasser-Stromatolithen eines aphotischen Environments nach. Die anormal hohen Gehalte der Spurenelemente sind in den Filamenten der *Frutexites*-Struktur angereichert. Playford et al. (1984) postulieren eine Anreicherung dieser Elemente direkt aus dem Meerwasser. Myrow & Coniglio (1991) führen die Eisenmineralisation im Mikrofossil *Frutexites* zumindest innerhalb der Chapel Island Formation auf ein postmortales Phänomen zurück, welches auf eine frühere Verkalkung folgte. Paul (1996) verweist auf eine Assoziation der *Frutexites*-bildenden Organismen mit Eisen-bindenden Bakterien. Zu solchen Bakterien gehören die Eisen-oxidierenden Bakterien. Ein rezenter Vertreter der Eisen-oxidieren-

den Bakterien ist z.B. das chemolithotrophe Bakterium *Gallionella ferruginea* (Ehrenberg, 1836). *Gallionella* kommt in Fe-haltigen, reduzierenden Wässern im Übergangsbereich von anaeroben zu aeroben Bedingungen vor und spielt bei der Oxidierung und Fixierung von Eisen eine entscheidende Rolle (Halbach et al., 2001b). Seine Energie gewinnt das Bakterium durch die Oxidierung von Fe^{2+} zu Fe^{3+} . Durch Oxidierung des gelösten Eisens nimmt das Bakterium das Eisen aus dem Wasser auf und produziert ein unlösliches Präzipitat aus Fe-Hydroxid (Hanert, 1992). Diese Eigenschaft, eine Hülle aus Fe-Hydroxid zu bilden, könnte bei Vorläufern von *Gallionella* zu den *Frutexitis*-Strukturen geführt haben. Die physiochemischen Bedingungen von *Gallionella* sind der Stabilitätsbereich von Fe^{2+} , ein pH-Wert von 6,0 bis 7,6 und Temperaturen bis zu 47°C sowie geringe Sauerstoff- und C_{org} -Gehalte (Vouk, 1960; Hanert, 1981a; Hanert, 1992). Diese Bedingungen könnten bei der Bildung des *Frutexitis*-Horizontes gegeben gewesen sein, da die kondensierte marine Abfolge wahrscheinlich durch eine schnelle Wasservertiefung mit anschließender subaerischer Heraushebung entstanden ist (Wallace et al., 1991). Eine Conodonten-Fauna der unteren *crepida*-Zone (Nicoll & Playford, 1988) datiert diesen Horizont um 1,5 Ma jünger als die F/F-Grenze. Zahlreiche Crinoidenstielglieder und insbesondere die Crinoiden-Haftscheiben dokumentieren extrem geringe Sedimentationsraten bzw. Phasen von ausbleibender Sedimentation.

4.3 Interpretation der Profile

Das Profil Wapet C ist eine Abfolge vollmariner Sedimente. Die Basis ist durch dünngeschichtete Wackestones mit einem relativ hohen siliziklastischen Anteil sowie Thrombolithe geprägt und dokumentiert den tieferen Riffhang. Der relativ hohe Gehalt an Detritus, welcher aus Fossilbruchstücken und Siliziklasten besteht, verweist auf ein moderat energetisches Milieu. Die Mikroben, die für die Bildung der mikropeloidal ausgebildeten Bereiche verantwortlich waren, müssen demnach lichtunabhängig gewesen sein. Der durch Nautiloideen und Ammonoideen charakterisierte Profilabschnitt verweist ebenfalls auf dieses Milieu. Nach einer Phase gleichmäßiger Sedimentation von dünngeschichteten Wackestones folgt ein Abschnitt mit verstärkter Schüttung von bioklastischem Detritus und Mikobialithbildung. Die Stromatactis-reichen Thrombolithe sind Ausdruck der frühmarinen Zementation des organischen Materials und zerfallendem, kollabierendem Schwammgewebe. Eine Verflachung setzte ein, die sich bis zur Ablagerung von agglutinierten Stromatolithen fortsetzte.

Eine weitere Vertiefung des Milieus wird durch die erneute Ablagerung von Wackestones und Thrombolithen deutlich, die eine Fauna aus Cephalopoden und Hexactinellida aufweisen. Die Sedimentation der Brachiopoden-Coquinas bildet die Basis von mächtigen Wackestone-Ablagerungen sowie periodisch geschütteten, karbonatischen Turbiditen. Diese Sedimentation ging kontinuierlich vom Frasnem über ins Famenne über. Im Famenne bildeten sich vermehrt Mikrobialithe und Mud Mounds, welche moderat energetische Bedingungen dokumentieren.

Die Sedimentation der im unteren Riffhang abgelagerten Wacke- und Packstones des Profils Casey Falls wurde immer wieder über längere Phasen unterbrochen, so dass sich Hartgründe

ausbilden konnten. Die Fauna der Wackestones aus Crinoiden, tabulaten Korallen (*Aulopora*), Ammonoideen sowie Brachiopoden weist auf ein stenohalines, normalmarines Meerwasser-milieu hin. Die Stromatolith-Mikroriffe aus diesem Niveau sind als Bildungen moderater Wassertiefen zu interpretieren. Die mächtigen Stromatolith-Ablagerungen des Profilabschnitts 4 sind unter geringerer Wasserbedeckung gebildet worden. Die Stromatolith-Bildung endet mit einer Vertiefung des Wassers. Bilden die Karbonatbänke zunächst Grainstones mit höherer Mächtigkeit, Ooiden, Peloiden und coated grains, nehmen feingeschichtete Ablagerungen mit Profilhöhe zu. Auf moderat energetische Bedingung verweisen die geschütteten lithistiden Demospongiae. Während des Famenne kam es episodisch zu Phasen mit geringen Sedimentationsraten und rascher Lithifizierung des Sediments. Eine Breckziierung der Thrombolithe verweist außerdem auf tektonische Aktivität. Die profilabschließenden Mud Mounds sind unter moderat energetischen Bedingungen entstanden.

Die basalen Schichten des Profils 371 B wurden von Becker et al. (1991) ins mittlere Frasné datiert. Die abgelagerten Wackestones sind Fossil- und Siliziklasten-reich. Die Fauna dokumentiert stenohaline, normalmarine Bedingungen. Rutschkörper und Mikrobialith-Breckzien verweisen auf Bewegungen am Rifftrand und tektonische Aktivität am Ende des Frasné. Mikrobialith-Horizonte und die auffälligen Lagen aus frühmarinem Zement sind Hinweise auf die frühe Lithifizierung des Materials am Riffhang. Die frühe Lithifizierung spiegelt sich außerdem im *Frutexitis*-Horizont wider, der durch zahlreiche Crinoiden-Haftscheiben charakterisiert ist. Der Nachweis von fünf magnetischen Umkehrungen innerhalb des Horizontes verweist außerdem auf eine starke Kondensation (Hurley & Van der Voo, 1990). Insgesamt sind im Profil 371 B ausschließlich Sedimente des tieferen Riffhanges dokumentiert.

Das Profil vom Waggon Pass ist das Profil mit dem höchsten Anteil an Mikrobialithen. Das dominierende Vorkommen von Thrombolithen verweist auf eine mikrobielle Aktivität in Wassertiefen unterhalb der photischen Zone.

Nach der Ablagerung von siliziklastischen und bioklastischen Karbonaten wurden zunächst Stromatolithe gebildet. Die Mikrobialithe an den Neptunian Dykes bildeten sich in größeren Wassertiefen, niedrigerer Wasserenergie und einem für Demospongiae und rugose Korallen günstigem Nährstoffangebot aus. Der Mudstone an der Basis verweist ebenfalls auf ein niederenergetisches Milieu. Die starke Akkumulation von Spurenelementen innerhalb der Mikrobialithe ist das Ergebnis bakterieller Aktivität. Die anschließende Sedimentation von Packstones und durch Hexactinellida charakterisierte Thrombolithe weisen auf gleichbleibend hohe Wassertiefen und niederenergetische Bedingungen in diesem Bereich hin.

Lokalität Wapet C	Lokalität 371 B	Lokalität Casey Falls	Lokalität Waggon Pass
<p>Mikrobialithtyp 3: Grob-agglutinierter Thrombolith unregelmäßiges Gefüge, grober Lagenbau, unterschiedliche Mikrostrukturen: groblaminierter durch Peloid-Laminae u. Rothpletzella-Krusten, Linsen aus Peloid-Intraklasten Grainstone u. klumpig-peloidalen Bereichen, aggl. große Bioklasten, Extraklasten u. Intraklasten, Komponentengröße: bis 1,3 cm</p> <p style="text-align: center;">Famenne</p>	<p>Mikrobialithtyp 9: Frutexites-Strukturen Mikrostromatolithen des fossilen Organismus <i>Frutexites</i>, Anreicherungen an Fe-Oxiden u. Spurenelementen, eingelagert in roten Mikrit</p> <p>Mikrobialithtyp 2: Feinkörnig-agglutinierter Stromatolith laminiert-partikuläre Mikrostruktur, vorw. Peloide, wenig aggl. Ooide, Bio-, Intra- u. Siliziklasten, mikrobiell-induziert lithifiziert, Komponentengröße: ~0,3 mm</p> <p>Mikrobialithtyp 8c: Agglutinierter Thrombolith runde Strukturen aus klumpig-peloidalem Mikrit, durchsetzt mit Zement (~ 0,7 cm im Durchmesser), aggl. Siliziklasten</p> <p>Mikrobialithtyp 8a: Agglutinierter Thrombolith mit lagigem Fenstergefüge Stromatactis u. stromatactoide Hohlräume (Fenstergefüge), klumpig-peloidaler Mikrit, durchsetzt mit Zement, aggl. Siliziklasten u. Bioklasten</p> <p>Mikrobialithtyp 4: Feinkörniger Stromatolith mikritisch laminierte, wolkig-diffuse Mikrostruktur, selten aggl. Ooide, Crinoiden-Haftscheiben, strukturarm</p> <p style="text-align: center;">Frasne</p>	<p>Mikrobialithtyp 5 (a,b,c): Porifera-Thrombolith unregelmäßiges Gefüge Porifera-Thrombolith mit Fenstergefüge (M15a): Fenstergefüge, peloidale-klumpige Mikrostruktur, viel Zement, z. T. dichter Mikrit, Linsen aus Bioklasten-Packstone, Komponenten (Schwämme) bis 3,5 cm Porifera-Thrombolith-Breckzien (M15b): intensive Rekristallisation Bioklasten-reicher Porifera-Thrombolith (MF5c): autochthoner Mikrit, parautochthone u. Allochthone Bioklasten</p> <p>Mikrobialithtyp 4: Feinkörniger Stromatolith mikritisch laminierte, wolkig-diffuse Mikrostruktur, selten aggl. Ooide, Crinoiden-Haftscheiben, strukturarm</p>	<p>Mikrobialithtyp 8a und 8b: Agglutinierter Thrombolith klumpig-peloidaler Mikrit, durchsetzt mit Zement, große stromatactoide (M8a) u. kleine Stromatactis-Hohlräume (M8b), aggl. Siliziklasten u. Bioklasten</p> <p>Mikrobialithtyp 7: Dendrolithischer Mikrobialith reticulates bis dendrolithisches Gefüge, schwarzer u. roter, dichter bis klumpiger Mikrit, zementverfüllte Hohlräume, Anreicherungen an Mn- u. Fe-Oxiden u.</p> <p>Mikrobialithtyp 6: Stromatolith-Thrombolith-Mound Thrombolith-Kruste (M6a): klumpig-wolkiges Gefüge, wenige Peloiden u. aggl. Komponenten Stromatolith-Kruste (M6b): mikritisch-laminiert, Fe-/Mn-reiche Laminae, umkrustete Crinoiden-Haftscheiben u. lithistide Demospongiae</p>

Abb. 4.10: Zusammenfassende Darstellung zur Verteilung der Mikrobialithtypen auf die unterschiedlichen Lokalitäten und auf die Zeitabschnitte Frasne und Famenne.

5. Sedimentologie und Mikrofazies (Lokalität Boulonnais, Nordfrankreich)

5.1 Profilbeschreibung

Der Steinbruch Banc Noir liegt etwa drei Kilometer NE' von Ferques in Nordfrankreich (Abb. 5.1). Von Marquise aus geht es auf der D191 (Rue Jaurès) nach Osten Richtung Rinxent bis zu einem Kreisverkehr, bei dem der Rue Jaurès (2. Ausfahrt) weiter gefolgt werden kann. Die Rue Jaurès geht NE' zunächst in die Rue Barbusse und in die D231 über. Von der D231 geht es nordwärts Richtung Couderousse auf die D243. Ca. 500 m vor Couderousse geht die Rue de Beaulieu von der D243 Richtung E ab. Der Steinbruch liegt N' der Straße und W' der Eisenbahnlinie (Tafel 14, Abb. A).

Das Steinbruchprofil umfasst die gesamte Abfolge der Formation de Blacourt (mittleres bis oberes Givet) und die Basis der Formation Beaulieu (oberstes Givet und unteres Frasné; Abb. 5.2). Die Formation de Blacourt, die insgesamt 110 m mächtig ist, besteht aus fossilreichen, dunklen, mergeligen Bankkalken, die eine Fauna aus Korallen der Gattungen *Hexagonaria*, *Thamnopora*, *Disphyllum*, *Alveolites* sowie stromatoporoiden Demospongiae, Spiriferen, Atrypiden und Athyriden aufweisen. Das „Membre du Griset“ der „Formation de Blacourt“ ist durch drei Riffniveaus charakterisiert. Die „Schistes de Beaulieu“, bräunliche Tonschiefer mit feinkörnigen Sandstein-Einschaltungen, Dolomiten („Dolmie de Noces“) und fossilreichen Mergeln („Calcaire á Pentamerus“), sind auf der S-Seite des Steinbruchs gut aufgeschlossen und enthalten eine Fauna aus Bryozoen, *Alveolites*, *Disphyllum*, zahlreichen Brachiopoden und Ostracoden. Insgesamt erreichen die „Schistes de Beaulieu“ eine Mächtigkeit von 90 m und wurden in die untere bis mittlere *asymmetricus*-Zone (do I) datiert.

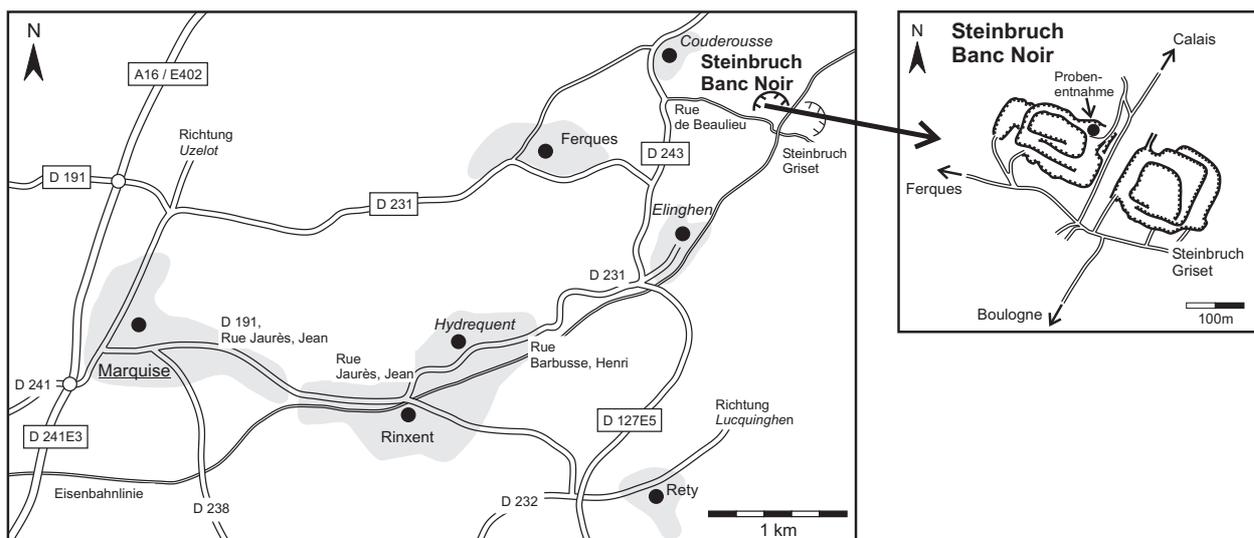


Abb. 5.1: Anfahrtskizze zum Steinbruch Banc Noir, Boulonnais, Nordfrankreich und Probenentnahmestelle innerhalb des Steinbruchs.

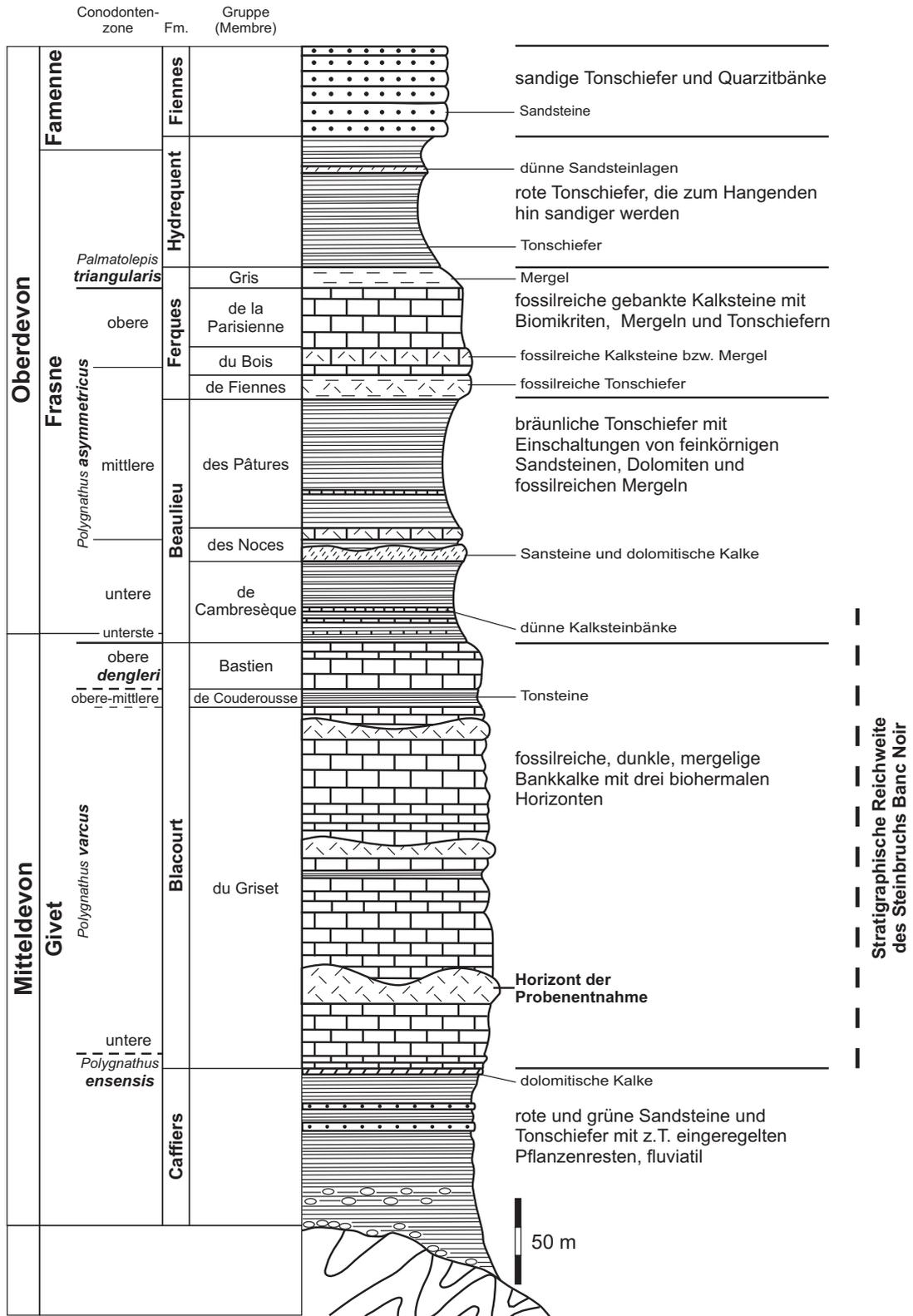


Abb 5.2: Stratigraphische Übersicht und Reichweite des Steinbruchs Banc Noir (verändert nach Brice, 1988).

5.2 Beschreibung der Mikrobialithtypen

Die Mikrobialith-Riffe des „Membre du Griset“ lassen sich in zwei Mikrobialithtypen unterteilen.

5.2.1 Mikrobialithtyp 1 (M1): Stromatolith

Die Basis bildet ein dendrolithischer Mikrobialith, auf den ein Stromatolith mit Laminae im Bereich von mehreren Mümetern bis einem Millimeter folgt. Die Laminae des Stromatoliths sind untergeordnet als dichter Mikrit, vorwiegend als peloidaler Mikrit ausgebildet. Die Peloiden sind zwischen 50 µm und 500 µm groß. Bereiche mit kleineren Peloiden weisen ein dichteres Gefüge als Bereiche mit größeren Peloiden auf. Die einzelnen Laminae sind ungleichmäßig und nicht kontinuierlich ausgebildet, da unregelmäßige Linsen aus Peloiden unterschiedlicher Größe und Siliziklasten eingeschaltet sind (Tafel 14, Abb. C). Fenster- und Stromatactis-Gefüge sind mit Internsediment und Zement verfüllt. Untergeordnet bilden stromatolithische und dendrolithische Gefüge 0,5 cm bis 1,0 cm mächtige, wechselnde Lagen.

Dunkelbrauner, peloidaler Mikrit ist mit Zement oder hellem, allochthonem Mikrit versetzt.

Fossilinhalt: In den stromatolithischen Laminae kommen keine Bioklasten vor. Nur in den untergeordnet dendrolithisch ausgebildeten Bereichen sind Ostracodenschalen von 0,5 mm Länge enthalten.

Zemente: Zwischen den Peloiden kommt mikrokristalliner Zement vor. Größere Hohlräume, z.B. von Stromatactis-Strukturen, sind mit Blockzement verfüllt. Bereichsweise ist die mikritische Matrix durch Mosaike aus hypidiomorphem, feinkristallinem Kalzit ersetzt. Styolithen, gekennzeichnet durch Fe- und Mn-Anreicherungen, sind an den Übergängen von dendrolithischen und stromatolithischen Krusten ausgebildet.

Interpretation: Die Stromatolithe sind Bildungen eines vermutlich restriktiven, schwach bewegten, intertidalen Milieus.

5.2.2 Mikrobialithtyp 2 (M2): *Rothpletzella*-Mud Mounds

Die im Durchmesser zwischen 25 und 150 cm großen Mud Mounds sind durch eine besondere Faunenabfolge charakterisiert. Auf gut erhaltenen, rugosen Korallen der Gattung *Hexagonaria* sind mehrere µm-dünne *Rothpletzella*-Krusten aufgewachsen (Tafel 14, Abb. F). Diese Krusten be- und umwachsen zusätzlich zu den Korallen auch Serpeln und Brachiopodenschalen. Die sich überlagernden, einzelnen *Rothpletzella*-Krusten sind insgesamt bis zu 25 cm mächtig, fächern teilweise fingerförmig auf und sind in dichten, hell- bis dunkelbraunen, teilweise schwarzen allochthonen und autochthonen Mikrit eingebettet. Die dunkelbraune bis schwarze Färbung des Mikrits ist z.T. auf feinverteilten Pyrit zurückzuführen. Gut gerundete Peloiden treten vor allem in

„Nestern“ auf. Neben verschiedenen Bioklasten sind gut erhaltene Schwammskleren in ursprünglicher Anordnung vorhanden. Die Relikte der Schwammenskelette sind insbesondere in den dunkelbraunen, pyritreichen, peloidalen oder dichten Mikrit eingelagert.

Im Mikrit kommen zudem sehr feine, längliche Strukturen aus hellem Zement vor, die eine unregelmäßige Abgrenzung zum Mikrit bilden. Innerhalb dieser Abgrenzung ist der Mikrit dicht oder peloidal ausgebildet und ebenfalls von den unregelmäßigen Zementstrukturen durchsetzt.

Fossilinhalt: Das Cyanobakterium *Rothpletzella* bzw. *Sphaerocodium magnum* Wray 1967 (Poncet, 1988) kommt in Form von mineralisierten Krusten gesteinsbildend vor und nimmt bis zu 60 % des Volumens der Mud Mounds ein. Häufig ist Pyrit an die *Rothpletzella*-Strukturen gebunden und hebt die Begrenzung der *Rothpletzella* deutlich hervor. Die einzelnen Lagen von *Rothpletzella* sind 50 bis 100 µm dünn und mehrere Millimeter bis Zentimeter lang. Zum Teil bilden sie Blumenkohl-artige Strukturen. Koloniebildende rugose Korallen der Gattungen *Hexagonaria* und *Disphyllum* bilden die Basis. Bruchstücke sind von den *Rothpletzella*-Krusten umwachsen. Die Hohlräume der Korallen sind mit klarem Blockzement verfüllt. Das Gerüst aus Niedrig-Magnesium Kalzit ist gut erhalten. Tabulate Korallen kommen in Bruchstücken von 0,5 bis 3,0 mm vor. Hauptsächlich sind auloporide und thamnoporide Formen vertreten. Die Hohlräume der tabulaten Korallen sind vorwiegend mit dichtem und peloidalem Mikrit verfüllt. In den Mikrit sind Ostracoden- und Brachiopodenschalen, inkrustierende Foraminiferen, Crinoiden, unterschiedliche Gastropodentaxa und Serpeln eingelagert. Einen weitreichenden Überblick über Paläontologie, Stratigraphie, Sedimentologie und Tektonik des Devons von Ferques gibt Brice (1988).

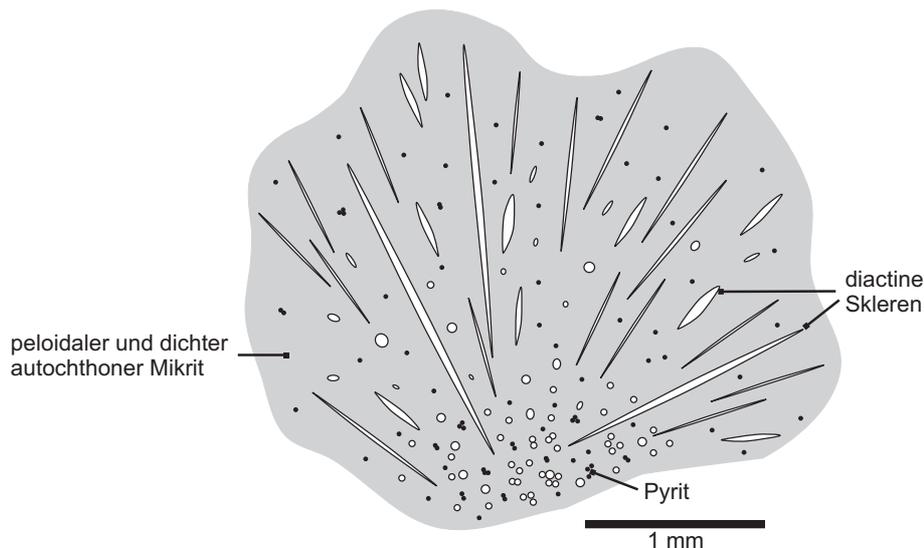


Abb. 5.3: Sklerenorganisation halichondrider/axinellider Demospongiae, *Rothpletzella*-Mud Mounds, Steinbruch Banc Noir, Boulonnais, Nordfrankreich.

Die Porifera-Fauna besteht überwiegend aus „Sklerenbüschel“ halichondrider/axinellider Demospongiae. Längsschnitte von diactinen Skleren, mit einer Länge von 0,3 bis 2,0 mm, sind fächerförmig bis strahlig angeordnet und von Skleren umgeben, die im Querschnitt zwischen 50 und 100 µm aufweisen. Eine Schemazeichnung der Sklerenanordnung zeigt Abb. 5.3. Die Skleren sind häufig bei Brachiopodenschalen oder Korallen angeordnet (Tafel 14, Abb. D und E). Insgesamt sind die Schwammrelikte bis zu 1,5 cm groß.

Die in dem Mikrit vorkommenden, hellen, zementverfüllten und unregelmäßigen Strukturen sind zwischen 40 und 150 µm breit und bis zu 1,5 mm lang (Abb. 5.4, Tafel 14, Abb. B). Die Strukturen können nicht eindeutig zugeordnet werden, doch kommen sie häufig in Karbonaten vor und wurden unter anderem als Pilzhyphen (Reitner, 1994) und als fossile Überlieferung dictyoceratider Demospongiae (= „Keratosä“; Reitner et al., 2001) interpretiert. Alle biogenen Komponenten weisen eine sehr gute Erhaltung auf.

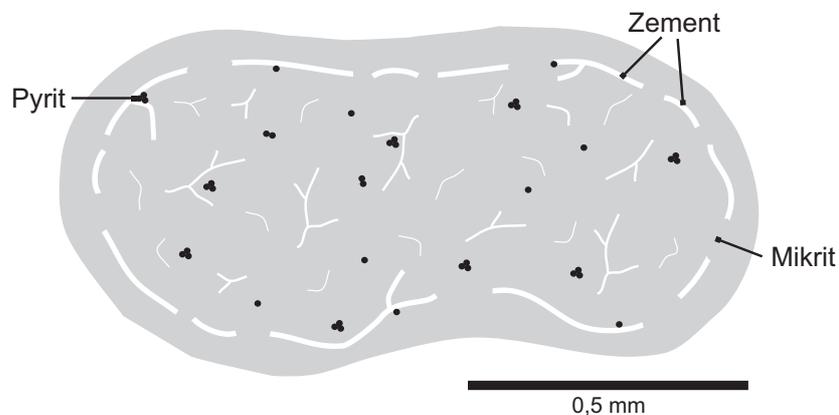


Abb. 5.4: Sklerenorganisation vermuteter dictyoceratider Demospongiae („Keratosä“), *Rothpletzella*-Mud Mounds, Steinbruch Banc Noir, Boulonnais, Nordfrankreich.

Zemente: Da der Mikrit überwiegend sehr dicht ausgebildet ist, kommt wenig interpartikulärer Zement vor. Der Mikrit ist z.T. durch ein knollenartiges Gefüge charakterisiert. Die Grenzen sind durch einen dunklen, Ton-reichen Saum gekennzeichnet. Lokal sind porphyrische, fein- bis mittelkristalline, eu- bis subbedrische Dolomitkristalle in die mikrokristalline Matrix eingelagert. Teilweise ist ein Mosaik aus Dolomitkristallen ausgebildet. Die Hohlräume der Korallen sind mit sparitischem Blockzement verfüllt.

Interpretation: Die vertikale Faunenabfolge von rugosen Korallen, Brachiopoden, Schwämmen und *Rothpletzella*-Krusten charakterisiert das Abtauchen einer Karbonatplattform (Drowning). Die Porifera-Fauna aus halichondriden/axinelliden Demospongiae ist für das mittlere Devon ungewöhnlich modern. Diese Taxa kommen erst ab dem Unterkarbon in größerer Verbreitung vor (Reitner et al., 2001). Der Pyrit ist ein Hinweis auf ein reduzierendes Milieu und auf die Aktivität sulfatreduzierender Bakterien. Das knollenartige Gefüge charakterisiert die frühe, partielle Zementation des Karbonatschlammes der Mud Mounds.

6. Geochemische und biogeochemische Analysen

6.1 Röntgenanalyse und Kathodenlumineszenz

Im Vorfeld zu den geochemischen Analysen wurden einzelne Phasen zunächst röntgenographisch untersucht und unter dem Kathodenlumineszenzmikroskop betrachtet.

6.1.1 Röntgenanalyse

Von der Lokalität 371 wurden der Mikrit von *Frutexitis*-Strukturen und von deren Nebensediment (Probe FT010800-8) sowie mit dem *Frutexitis*-Horizont assoziierter radiaxial-fibröser Zement und Internsediment (Probe MT 7) röntgenographisch untersucht. Von der Lokalität Waggon Pass wurden vor allem die schwarzen, dendrolithischen Krusten und das rot-mikritische Nebensediment (Probe WAG 4) sowie die unterschiedlichen Krusten der Stromatolith-Thrombolith-Mounds (Probe Can 18/3) analysiert. Bei allen anderen Proben war ein zu starker Verdünnungseffekt durch den hohen CaCO_3 -Gehalt bereits im Vorfeld zu erwarten.

Für den radiaxial-fibrösen Zement wurden die Minerale Kalzit und zu einem geringen Anteil Dolomit nachgewiesen. Der Internmikrit besteht hauptsächlich aus Kalzit, Hämatit und Goethit. Für den Mikrit der *Frutexitis*-Strukturen sowie das umgebene Nebensediment wurden nur Kalzit und Quarz röntgenographisch erfasst. Gleiches wurde für die mikrobiellen Sedimente der Stromatolith-Thrombolith-Mounds nachgewiesen. Es konnten keine Fe- oder Mn-haltigen Minerale in den deutlich dunkler gefärbten, stromatolithischen Krusten der Mikrobialithkörper röntgenographisch spezifiziert werden. Für die dendrolithischen, schwarzen Krusten und das rote Nebensediment wurde ebenfalls Kalzit und Quarz erfasst.

6.1.2 Kathodenlumineszenz

Die marinen Zemente, wie radiaxial-fibröser Zement und scalenoedrischer Zement, zeigen in allen Proben unter dem Kathodenlumineszenzmikroskop keine oder eine fleckhaft matt-orange Lumineszenz. Nur entlang von feinen Rissen oder Kristallgrenzen ist eine orange Lumineszenz zu beobachten. Dagegen zeigen Blockzemente innerhalb von Stromatactis- oder Geopetalgefügen sowie in Klüften eine Zonierung von keiner, dunkelorange und hellorange Lumineszenz. Allochthoner Mikrit luminesziert matt-orange.

Die unterschiedlichen mikrobialithischen Phasen zeigen unterschiedliche Intensitäten in der Lumineszenz. Bereiche aus peloidalem Mikrit, z.B. vom agglutinierten Thrombolith (M8) lumineszieren fleckig braun- bis matt-orange. Der interpartikuläre Zement zwischen den Peloiden luminesziert nicht. Stromatolithische und thrombolithische Krusten der Stromatolith-Thrombolith-Mounds des Waggon Passes sind wie der peloidale Mikrit matt-orange lumineszierend. Hingegen zeigen die an Fe- und Mn-angereicherten stromatolithischen Laminae eine hellorange Lumineszenz. Der Mikrit der *Frutexitis*-Strukturen luminesziert wie die anderen

mikrobialithischen Phasen ohne Anreicherung von Mangan in einem matten Orange. Die schwarzen, dendrolithischen Fe/Mn-Krusten zeigen wiederum eine hellorange Lumineszenz. Quarzkörner sind von einer charakteristischen blauen Lumineszenz-Farbe.

Bei den *Rothpletzella*-Mud Mounds vom Boulonnais luminesziert die Matrix gleichmäßig mattorange, während dolomitisierte Bereiche heller lumineszieren. Frühe radiaxial-fibröse Zemente lumineszieren nicht. Blockzemente und Zemente innerhalb von Rissen und kleinen Klüften lumineszieren bis hellorange.

Interpretation: Unterschiede in der Lumineszenzeigenschaft sind ein Indikator für eine Änderung des Verhältnisses von Fe^{2+} - zu Mn^{2+} -Ionen. Dieses Verhältnis gibt wiederum einen Hinweis auf Veränderungen des geochemischen Milieus, der Redoxbedingungen und damit auch auf eine diagenetische Alteration des Materials (vgl. Flügel, 2004).

Keine bzw. eine dunkle bis matte Lumineszenz resultiert aus einem höheren Verhältnis von Fe^{2+} -Ionen zu Mn^{2+} -Ionen. Mn^{2+} -Ionen sind in Karbonaten Aktivierungsionen, worin die Lumineszenzeigenschaft begründet ist. Mangan wird während der Diagenese mobilisiert, wodurch spätdiagenetisch gebildete oder überprägte Karbonatphasen einen höheren Gehalt an Mn^{2+} im Vergleich zu Fe^{2+} -Ionen aufweisen als primäre oder frühdiaagenetisch gebildete Phasen. Durch die Kathodenlumineszenz wird die gute Erhaltung der radiaxial-fibrösen und scalenoedrischen Zemente nachgewiesen. Diese Phasen wurden durch die Spätdiagenese nicht überprägt.

Die mikritischen Phasen, ob allochthon oder mikrobialithisch, wurden hingegen wahrscheinlich von Mn-haltigen Wässern alteriert. Allerdings hat auch bei diesen Phasen keine völlige Überprägung stattgefunden, da die Lumineszenz gering und fleckenhaft ausgebildet ist. Die helle Lumineszenz der Mn-haltigen Mikrobialithphasen dokumentiert den primär höheren Gehalt an Mangan. Neben Mn^{2+} gelten auch Pb^{2+} und Seltene Erden Elemente als Aktivierungsionen. Diese Elemente sind ebenfalls in den Fe/Mn-reichen Mikrobialithphasen angereichert (s. Kap. 6.4 und 6.5), worin die Lumineszenz zusätzlich begründet sein kann.

Spätdiagenetischer Blockzement zeigt eine Zonierung von unterschiedlichen Lumineszenzen, die auf Schwankungen der Fluidzusammensetzung oder auf wechselnde Redox-Bedingungen zurückzuführen sind (vgl. Flügel, 2004).

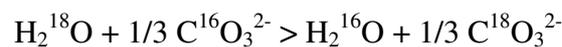
Es ergibt sich eine normalmarine Früh- und Versenkungsdiagenese für die Karbonate von Westaustralien und Nordfrankreich bei einer frühen Stabilisierung der radiaxial-fibrösen Zemente und der mikritischen Phasen.

6.2 Kohlenstoff- und Sauerstoffisotope

Anhand der Bestimmung von Isotopenverhältnissen leichter Elemente (z.B. O, C, H, N, oder S) können Interaktionen an Fluid-Gesteins-Grenzen, Paläotemperaturen, Paläosalinitäten, Diffusions- und Reaktionsmechanismen in geologischen Prozessen sowie bei physiologischen Vorgängen von Organismen bestimmt bzw. rekonstruiert werden. Die Grundlage bilden Fraktionierungen bei biologischen, chemischen und physikalischen Prozessen, die bei leichten Elementen insbesondere auf den Massenunterschieden der Isotope beruhen.

In dieser Arbeit wurden die Isotopenverhältnisse von Sauerstoff und Kohlenstoff bestimmt, die in karbonatischen Mineralisationen in Form des CO_3^{2-} -Ions enthalten sind. Während des Mineralisationsprozesses sind die CO_2 -Ionen im chemischen Gleichgewicht mit dem Sauerstoff und Kohlenstoff des umgebenen Wassers.

Da sich die verschiedenen Isotope aufgrund ihrer Massenunterschiede nicht identisch verhalten, folgt die vereinfachte Gleichung, welche nur die Endprodukte sowie die Sauerstoffisotopen ^{16}O und ^{18}O berücksichtigt:



Über den Fraktionierungsfaktor α wird die Auftrennung der Isotopen in einer chemischen Reaktion beschrieben:

$$\alpha = \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})\text{CO}_3^{2-}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})\text{H}_2\text{O}}$$

oder:

$$(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})\text{CO}_3^{2-} = \alpha(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})\text{H}_2\text{O}$$

wobei $(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})\text{CO}_3^{2-}$ das Verhältnis von ^{18}O zu ^{16}O im Karbonat-Ion und $(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})\text{H}_2\text{O}$ das Verhältnis dieser Isotope im Wasser angibt. Bei einem chemisch gleichwertigen Verhalten der beiden Sauerstoffisotopen wäre der Fraktionierungsfaktor $\alpha = 1$. Tatsächlich ändert sich der Fraktionierungsfaktor in Abhängigkeit mit und von der Temperatur. Kohlenstoffisotope werden in der gleichen Art zwischen CO_2 und CO_3^{2-} fraktioniert wie Sauerstoffisotopen zwischen H_2O und CO_3^{2-} .

Die Isotopenverhältnisse werden als $\delta^{18}\text{O}$ - bzw. $\delta^{13}\text{C}$ -Wert angegeben und sind folgendermaßen definiert:

$$\delta^{18}\text{O} = \left[\frac{{}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}_{(\text{Probe})}}{{}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}_{(\text{Standard})}} - 1 \right] \times 1000$$

$$\delta^{13}\text{C} = \left[\frac{{}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C}_{(\text{Probe})}}{{}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C}_{(\text{Standard})}} - 1 \right] \times 1000$$

Aufgrund der Temperaturabhängigkeit der Fraktionierung, insbesondere bei Sauerstoffisotopen, und der möglichen Verfälschung der Isotopenverhältnisse durch Mitbeprobung von Nebensubstanzen sollte möglichst reines und sekundär unverändertes Material für die Analyse verwendet werden.

Kohlenstoffisotope, die im Allgemeinen in Bezug auf die diagenetische Überprägung als stabiler gelten, werden hauptsächlich über Vitaleffekte fraktioniert. Dies bedeutet, dass Organismen wie Korallen und Muscheln die Kohlenstoffisotope nicht im Gleichgewicht mit dem Meerwasser in ihre Hartteile einbauen, sondern das leichtere ^{12}C -Isotop bevorzugen (z.B. Wefer, 1985; McConnaughey, 1989). Im Gegensatz dazu erfolgt die mikrobiell-induzierte Karbonatfällung im Gleichgewicht mit dem Umgebungsmilieu.

Im Folgenden werden die Isotopenverhältnisse von autochthonem und allochthonem Mikrit, verschiedenen Zementphasen und Kalzit-schaligen Organismen der verschiedenen Lokalitäten vorgestellt und diskutiert.

6.2.1 Isotopenverhältnisse der Lokalitäten im Canning Basin

Die Beschreibung der Proben erfolgt nach den Lokalitäten sowie nach den unterschiedlichen Phasen. Außerdem wurde die Abfolge innerhalb des Profils vom Liegenden zum Hangenden bei der Beschreibung der Daten berücksichtigt. Die Daten des allochthonen Mikrits, des radialaxial-fibrösen Zementes und des Blockzementes wurden aufgrund der geringen Datenunterschiede für jede Lokalität zusammengefasst beschrieben. Die gemessenen Isotopenverhältnisse sind in Anhang 2 dokumentiert.

6.2.1.1 Lokalität Wapet C

Von der Lokalität Wapet C wurde nur eine Probe des agglutinierten Thromboliths (M8a) für die Analyse der stabilen Isotope verwendet. Proben des grobkörnig-agglutinierten Stromatoliths (M1), des grob-agglutinierten Thromboliths (M3) und des Cephalopoden-Porifera-Thromboliths (M8d), die ebenfalls im Profil Wapet C vorkommen, sind zu heterogen aufgebaut bzw. zu intensiv mit Zement durchsetzt, als dass sie für eine isotopengeochemische Analyse geeignet wären. Die graphische Darstellung der Isotopenverhältnisse der Lokalität Wapet C (Probe WpC 200700/03) findet sich in Abb. 6.1.

Der gemittelte Isotopenwert ($n = 2$) des radialaxial-fibrösen Zementes, der aus den Stromatactis-Hohlräumen entnommen wurde, beträgt für $\delta^{13}\text{C} = +1,49 \text{ ‰}$ und für $\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})} = -4,89 \text{ ‰}$.

Der peloidale Mikrit, der nicht vollständig isoliert vom Zement entnommen werden konnte, und somit einen Mischwert darstellen kann, weist für $\delta^{13}\text{C}$ einen durchschnittlichen Isotopenwert ($n = 2$) von $+1,45 \text{ ‰}$ und für $\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$ einen Wert von $-5,00 \text{ ‰}$ auf. Der gemittelte Isotopenwert ($n = 4$) des allochthonen Mikrits liegt bei $+1,16 \text{ ‰}$ für $\delta^{13}\text{C}$ und $-5,76 \text{ ‰}$ für $\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$. Die durchschnittlichen $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$ -Werte für den Blockzement ($n = 3$) betragen $+0,77 \text{ ‰}$ und $-8,80 \text{ ‰}$.

6.2.1.2 Lokalität 371 B

Von der Lokalität 371 B wurden unterschiedliche Kalzitphasen von 5 verschiedenen Proben auf stabile Isotopenverhältnisse untersucht. Die Proben 371 B C020800/9, 371 B C260700/1a und FT 020800/8 entstammen aus dem aufgenommenen Profil. Die Proben MT 250700/3 (MT3) und MT 250700/7 (MT7) sind dem *Frutexites*-Niveau zuzuordnen (Tafel 9, Abb. F), wurden jedoch etwa 300 m SE' der Lokalität 371 B aus einer Muldenstruktur in unmittelbarer Nähe eines Neptunian Dykes entnommen. Abb. 6.2 zeigt die graphische Darstellung der Isotopenwerte dieser Lokalität in einem Kovarianz-Diagramm. Die Messwerte der verschiedenen Phasen weisen folgende Daten auf:

Agglutiniertes Thrombolith (M8a): Für den autochthonen, peloidalen Mikrit des agglutinierten Thromboliths ergaben sich $\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$ -Werte zwischen $-4,02 \text{ ‰}$ und $-4,11 \text{ ‰}$ und $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von $+1,10 \text{ ‰}$ bis $+1,16 \text{ ‰}$. Als Durchschnittswerte ($n = 3$) ergeben sich $\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})} = -4,06 \text{ ‰}$ und $\delta^{13}\text{C} = +1,33 \text{ ‰}$. Aufgrund des klumpigen Gefüges konnte der rote, peloidale Mikrit nicht vom interpartikulären Zement getrennt beprobt werden.

Feinkörnig-agglutiniertes Stromatolith (M2): Vom feinkörnig-agglutinierten Stromatolithen wurde möglichst dichter, peloidaler Mikrit beprobt. Der $\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$ -Wert beträgt $-5,12 \text{ ‰}$, der $\delta^{13}\text{C}$ -Wert = $+2,17 \text{ ‰}$.

Frutexites-Struktur (M9): Der Mikrit der Mikrostromatolith-Strukturen von *Frutexites* weist $\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$ -Werte zwischen $-3,29 \text{ ‰}$ und $-3,72 \text{ ‰}$ auf, während die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zwischen $+1,21 \text{ ‰}$ und $+1,62 \text{ ‰}$ liegen. Als Durchschnittswerte ($n = 4$) ergeben sich $\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})} = -3,51 \text{ ‰}$ und $\delta^{13}\text{C} = +1,39 \text{ ‰}$.

Interner Mikrit der Zement-Horizonte: Die Proben MT7 und MT3 weisen eine Schichtung aus Mikrit und radiaxial-fibrösem Zement auf. Der Mikrit ist ein Internmikrit, welcher sich zwischen dem marinen Zement abgelagert hat. Beide Phasen wurden separat beprobt. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte des Mikrits unterscheiden sich mit $+4,06 \text{ ‰}$ für Probe MT3 und $+1,23 \text{ ‰}$ für die Probe MT7 deutlich voneinander. Währenddessen sind die $\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$ -Werte mit $-3,21 \text{ ‰}$ (MT3) und $-4,07 \text{ ‰}$ (MT7) beider Proben ähnlich.

Allochthoner Mikrit: Die $\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$ -Werte des allochthonen Mikrits liegen zwischen $-4,28\text{‰}$ und $-4,76\text{‰}$, die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zwischen $+1,25\text{‰}$ und $+1,83\text{‰}$. Daraus ergibt sich ein Durchschnittswert ($n = 3$) von $-4,47\text{‰}$ für $\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$ bzw. von $+1,49\text{‰}$ für $\delta^{13}\text{C}$. Da der allochthone Mikrit jedoch Schalenmaterial enthält, ist von einer Mischprobe auszugehen.

Radiaxial-fibröser Zement: Die $\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$ -Werte des radiaxial-fibrösen Zementes liegen zwischen $-3,12\text{‰}$ und $-4,28\text{‰}$, während für $\delta^{13}\text{C}$ Werte zwischen $+1,11\text{‰}$ und $+4,45\text{‰}$ gemessen wurden. Damit beträgt der Durchschnittswert ($n = 6$) für $\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})} = -3,81\text{‰}$ und für $\delta^{13}\text{C} = +2,33\text{‰}$. Die beiden höchsten $\delta^{13}\text{C}$ -Werte für radiaxial-fibrösen Zement von $+3,32\text{‰}$ und $+4,45\text{‰}$ sind der Probe MT3 zuzuordnen.

Blockzement: Für die Lokalität 371 B wurde eine Probe von einem Blockzement entnommen, welcher einen $\delta^{13}\text{C}$ -Wert von $-1,11\text{‰}$ und einen $\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$ -Wert von $-13,30\text{‰}$ aufweist.

6.2.1.3 Lokalität Casey Falls

Von der Lokalität Casey Falls wurden 6 der Stromatolith-Mounds beprobt (Abb. 6.3). Als zeitliches Äquivalent des *Frutexit*-Horizontes war die Ermittlung der Isotopenverhältnisse für einen Vergleich von Bedeutung.

Feinkörniger Stromatolith (M4): Der Mikrit der stromatolithischen Laminae weist $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zwischen $-1,12\text{‰}$ und $+2,04\text{‰}$ auf. Im Durchschnitt ($n = 13$) ergibt sich ein Wert von $+1,26\text{‰}$. Für $\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$ sind Werte zwischen $-4,08\text{‰}$ und $-5,79\text{‰}$ gemessen worden, woraus sich ein Durchschnittswert ($n = 13$) von $-4,7\text{‰}$ ergibt. Blockzemente aus den Hohlräumen von Fossilien weisen $\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$ -Werte zwischen $-3,75\text{‰}$ und $-5,02\text{‰}$ auf, während die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zwischen $+2,06\text{‰}$ und $+2,61\text{‰}$ liegen ($\emptyset_{(n=4)}$: $\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})} = -4,31\text{‰}$, $\delta^{13}\text{C} = +2,21\text{‰}$). Die Messung von Kluftezement ergab einen $\delta^{13}\text{C}$ -Wert von $-6,16\text{‰}$ und einen $\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$ -Wert von $-7,72\text{‰}$.

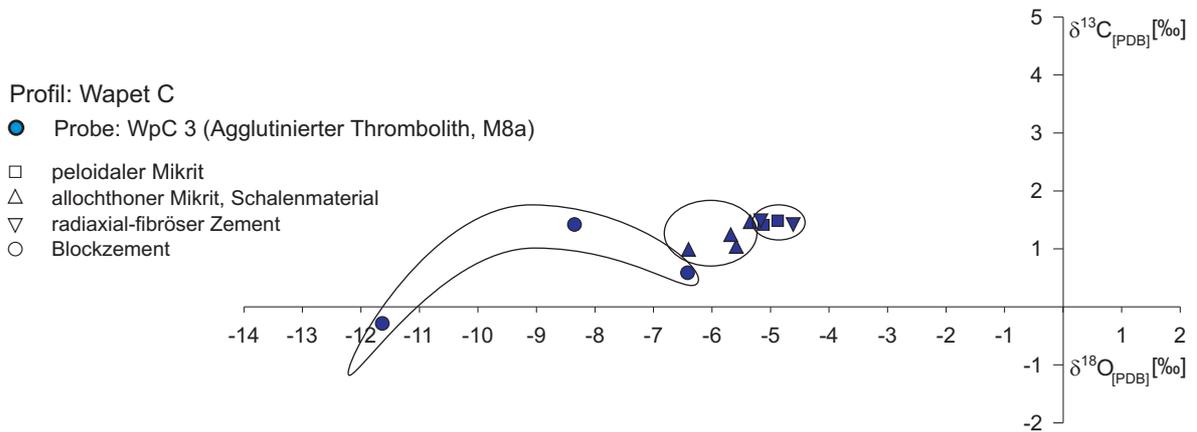


Abb. 6.1: $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ -Kovarianz-Plot des agglutinierten Thromboliths, Lokalität Wapet C. Drei Phasen sind durch die $\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$ -Werte unterscheidbar.

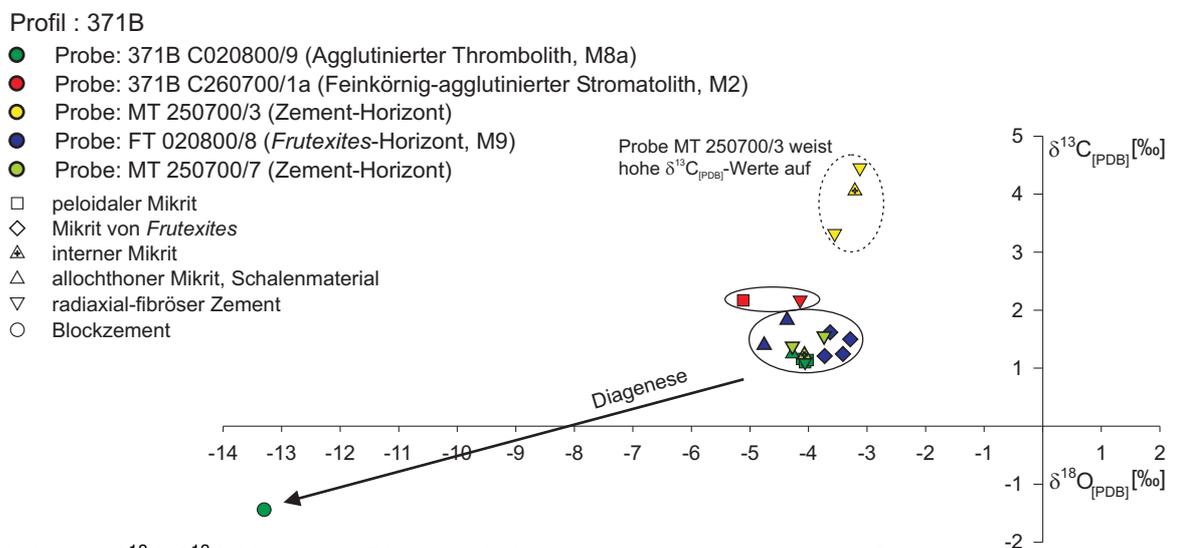


Abb. 6.2: $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ -Kovarianz-Plot von Karbonatphasen der Lokalität 371B.

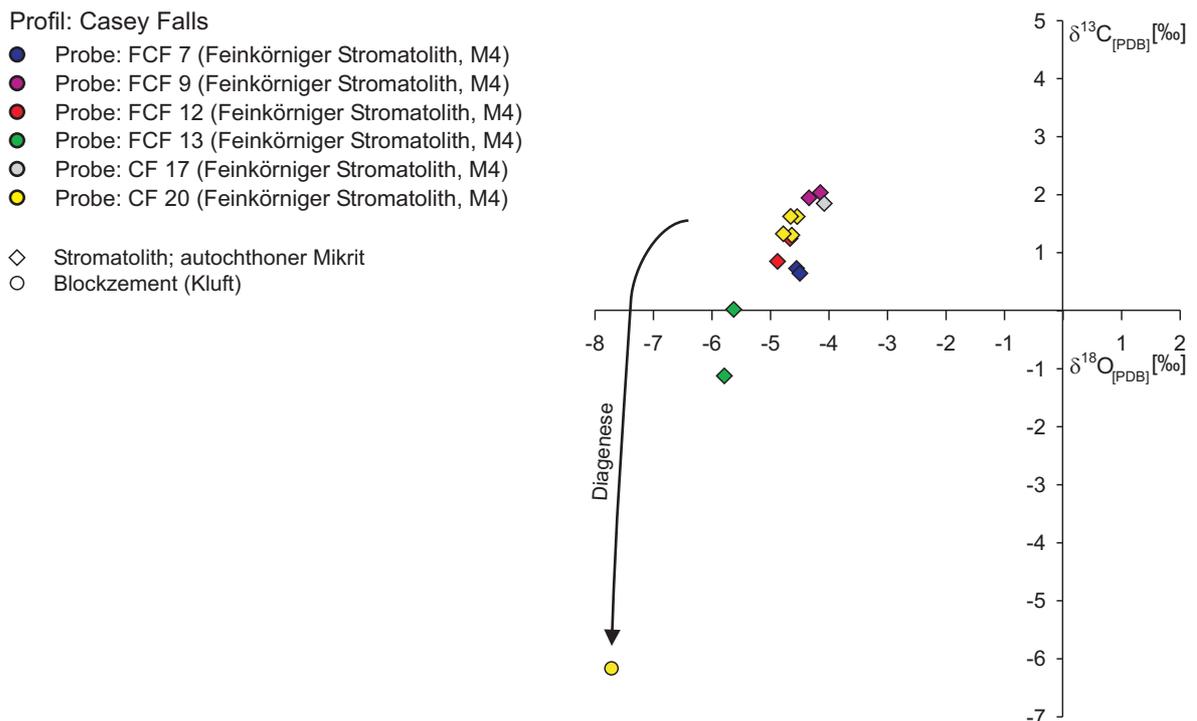


Abb. 6.3: $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ -Kovarianz-Plot von Karbonatphasen der Stromatolithe, Lokalität Casey Falls.

6.2.1.4 Lokalität Waggon Pass

Neun unterschiedliche Phasen von sechs verschiedenen Proben der Lokalität Waggon Pass wurden isotopengeochemisch untersucht. Für einen Vergleich mit den Lokalitäten Wapet C und 371 B wurde ebenfalls ein agglutiniertes Thrombolith (Probe WPVH C010800/12) beprobt. Ferner wurde eine mit MT3 und MT7 vergleichbare Probe, die Probe WPVH T010800/19 analysiert (Tafel 10, Abb. A), die eine Schichtung aus radial-fibrösem Zement und Mikrit aufweist. Von den Stromatolith-Thrombolith-Mounds (Proben CAN 18/3 und CAN 12) wurden ebenso isotopengeochemische Analysen durchgeführt, wie am Fe/Mn-reichen, dendrolithischen Mikrobialith (Probe WAG 4) und einer Fe/Mn-reichen, geschichteten Probe des Neptunian Dykes (Probe WAG 5, Tafel 10, Abb. G und H). Die Isotopenverhältnisse sind in Abb. 6.4 und Abb. 6.5 graphisch dargestellt.

Interner Mikrit (Probe WPVH T010800/19): Die Werte des internen Mikrits vom Waggon Pass weisen mit $\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$ -Werten zwischen $-4,39\text{‰}$ und $-5,44\text{‰}$ ($\bar{\delta}_{(n=2)}: -4,92\text{‰}$) sowie $\delta^{13}\text{C}$ -Werten zwischen $+1,66\text{‰}$ und $+1,88\text{‰}$ ($\bar{\delta}_{(n=2)}: +1,77\text{‰}$) ähnliche Isotopenverhältnisse auf wie der interne Mikrit der Probe MT7 von Lokalität 371 B.

Dendrolithischer Mikrobialith (M7, Probe Wag 4 und 5): Die Fe/Mn-reichen Krusten zeigen mit $\delta^{13}\text{C}$ -Werten zwischen $+1,13\text{‰}$ und $+3,9\text{‰}$ eine deutliche Varianz, wobei nur zwei Werte niedriger als $+1,8\text{‰}$ sind. Darin ist ein relativ hoher Durchschnittswert ($n = 8$) von $+2,8\text{‰}$ begründet. Dem stehen einheitliche $\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$ -Werte von $-2,53\text{‰}$ bis $-3,96\text{‰}$ ($\bar{\delta}_{(n=8)}: -3,0\text{‰}$) gegenüber.

Thrombolith-Stromatolith-Mound (M6, Probe CAN 18/3): Die thrombolithischen und stromatolithischen Phasen weisen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zwischen $+2,21\text{‰}$ und $+3,56\text{‰}$ auf ($\bar{\delta}_{(n=4)}: +3,2\text{‰}$), die $\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$ -Werte liegen zwischen $-3,21\text{‰}$ und $-3,84\text{‰}$ ($\bar{\delta}_{(n=4)}: -3,42\text{‰}$). Im Gegensatz dazu stehen Fe/Mn-reiche stromatolithische Krusten mit $\delta^{13}\text{C}$ -Werten von $+1,00\text{‰}$ und $+1,87\text{‰}$ ($\bar{\delta}_{(n=2)}: +1,4\text{‰}$), welche damit deutlich leichter sind. Die $\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$ -Verhältnisse sind nahezu gleich ($\bar{\delta}_{(n=2)}: -3,43\text{‰}$).

Stromatolith und peloidaler Mikrit aus Demospongiae-Bereichen (Probe CAN 12): Abb. 6.4 zeigt, dass die Sauerstoffisotopenverhältnisse der unterschiedlichen Karbonatphasen von Probe CAN 12 von den Sauerstoffisotopenverhältnissen der anderen fünf Proben abweicht. Mit $\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$ -Werten zwischen $-4,78\text{‰}$ und $-6,23\text{‰}$ ($\bar{\delta}_{(n=6)}: -5,79\text{‰}$) sind dies die leichtesten $\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$ -Werte abgesehen von den Werten der Blockzemente. Gleichzeitig umfassen die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte einen engen Bereich von $+2,18\text{‰}$ bis $+2,38\text{‰}$ ($\bar{\delta}_{(n=6)}: +2,29\text{‰}$).

Profil: Waggon Pass

- Probe: CAN 12 (Stromatolith, M6)
- Probe: CAN 18/3 (Stromatolith-Thrombolith-Mounds, M6)
- Probe: WAG 4 (Dendrolithischer Mikrobialith, M7)
- Probe: WAG 5 (Dendrolithischer Mikrobialith, M7)

- ◇ peloidaler Mikrit, Stromatolith
- peloidaler Mikrit, Demospongiae
- peloidaler Mikrit, thrombolithische Kruste
- ◇ Mikrit von Fe/Mn-Krusten, stromatolithisch
- ▣ Mikrit von Fe/Mn-Kruste
- △ allochthoner Mikrit
- ▽ radiaxial-fibröser Zement (Kluft)
- Blockzement

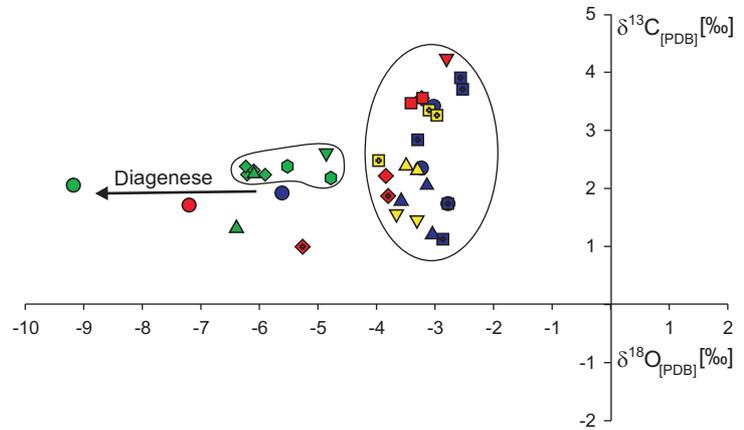


Abb. 6.4: $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ -Kovarianz-Plot verschiedener Karbonatphasen der unterschiedlichen Mikrobialith-typen, Lokalität Waggon Pass.

Lokalität Waggon Pass

- WPVHT0108-19 (Zement-Horizont)
- WPVHC0108-12 (Agglutinierter Thrombolith, M8a)

- peloidaler Mikrit
- △ allochthoner Mikrit
- ▲ interner Mikrit
- ▽ radiaxial-fibröser Zement
- ▽ scalenoedrischer Zement
- Blockzement

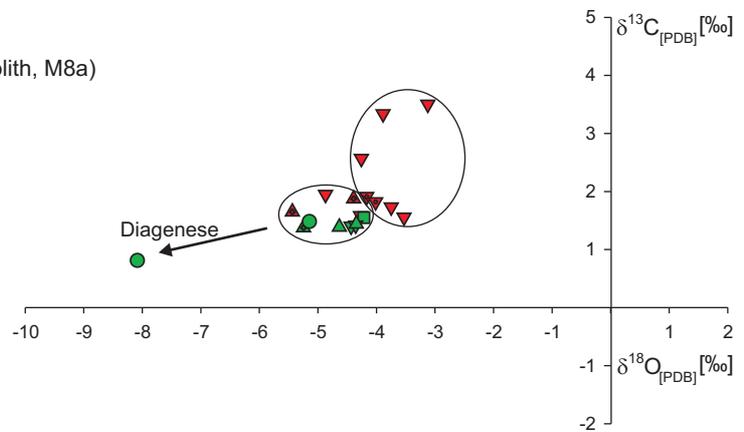


Abb. 6.5: $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ -Kovarianz-Plot von verschiedenen Karbonatphasen der Lokalität Waggon Pass. Radiaxial-fibröser und scalenoedrischer Zement sind im $\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$ -Wert isotopisch am schwersten.

Peloidaler Mikrit (Agglutiniertes Thrombolith, M8a, Probe WPVH C010800/12): Für diese Phase liegt von der Lokalität am Waggon Pass nur eine Probe vor. Sie entspricht sowohl in ihrem $\delta^{13}\text{C}$ -Wert = +1,55 ‰ als auch in ihrem $\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$ -Wert = -4,22 ‰ den Messwerten für die gleichen Phasen aus den Proben 371 B C020800/9 (Profil 371 B) und die Probe WpC 200700/03 (Profil Wapet C).

Allochthoner Mikrit: Der allochthone Mikrit ist durch $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von +1,21 ‰ bis +2,39 ‰ ($\bar{\delta}_{(n=12)}$: +2,05 ‰) und $\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$ -Werten von -6,39 ‰ bis -3,04 ‰ ($\bar{\delta}_{(n=11)}$: -4,35 ‰) charakterisiert.

Radiaxial-fibröser Zement: Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der radiaxial-fibrösen Zemente betragen zwischen +1,4 ‰ und +4,23 ‰. Damit weisen einige $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der radiaxial-fibrösen Zemente analog zur Lokalität 371 B schwerere $\delta^{13}\text{C}$ -Werte auf als der Durchschnitt ($\bar{\delta}_{(n=13)}$: +2,22 ‰). Mit Werten zwischen -2,8 ‰ und -4,87 ‰ ($\bar{\delta}_{(n=13)}$: -3,93 ‰) liegt das $\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$ -Verhältnis zwischen den Werten der Lokalitäten 371 B und Wapet C. Die schwereren $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der radiaxial-fibrösen Zemente finden sich sowohl in der Spaltenfüllung (Probe WPVH T010800/19) als auch als Assoziation der thrombolithischen und stromatolithischen Krusten der Thrombolith-Stromatolith-Mounds.

Scalenoedrischer Zement: Der scalenoedrische Zement entstammt der Probe WPVH T010800/19. Dieser Zement weist ähnliche Isotopenverhältnisse auf wie der radiaxial-fibröse Zement. Für $\delta^{13}\text{C}$ wurden +1,81 ‰ und +1,91 ‰ gemessen ($\bar{\delta}_{(n=2)}$: +1,86 ‰) und für $\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$ die Werte -4,01 ‰ und -4,17 ‰ ($\bar{\delta}_{(n=2)}$: -4,09 ‰).

Blockzement: Während die Blockzemente von 5 Proben analog zu den Blockzement-Proben der anderen Lokalitäten deutlich niedrigere Werte für $\delta^{13}\text{C}$ und $\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$ zeigen, weichen zwei Messwerte der Probe WAG 4 ab. Diese Werte sind sowohl im $\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$ -Verhältnis (-3,03 ‰ und -3,23 ‰) als auch im $\delta^{13}\text{C}$ -Wert (+2,35 ‰ und +3,42 ‰) ungewöhnlich schwer.

Interpretation: Der ermittelte durchschnittliche $\delta^{13}\text{C}$ -Wert für aus dem oberdevonischen Meerwasser ausgefällten Brachiopodenschalen-Kalzit (= Niedrig-Mg-Kalzit bzw. low-Mg calcite = LMC) liegt bei +2,0 ‰, der für $\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$ etwa bei -5,0 ‰ (Veizer et al., 1999). Ferner untersuchten Hurley & Lohmann (1989) isotopengeochemisch Brachiopodenschalen, offen-marine gebildete Zemente, subtidale Stromatolithe und radialaxial-fibröse Zemente von Neptunian Dykes sowie unterschiedliche Generationen von Blockzementen aus den Frasn- und Famenne-Ablagerungen der Oscar Range (~100 km NW' des McWhae Ridges), dem McWhae Ridge und der Emanuel Range. Für die Analyse der Brachiopodenschalen und der offen-marinen Zemente wurde von den Autoren nur Material beprobt, welches unter dem Kathodenlumineszenzmikroskop keine Lumineszenz zeigte. Die Brachiopodenschalen des McWhae Ridge und der Emanuel Range wiesen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von +0,5 ‰ bis +1,0 ‰ und $\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$ -Werte zwischen -4,5 ‰ und -5,5 ‰ auf. Für die offen-marinen Zemente, die subtidalen Stromatolithe und die radialaxial-fibrösen Kalzitmente der Neptunian Dykes ermittelten Hurley & Lohmann (1989) eine marineogenetische Isotopensignatur von $\delta^{13}\text{C} = +2,0 (\pm 0,5) \text{‰}$ und $\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})} = -4,5 (\pm 0,5) \text{‰}$ (weitere durchschnittliche Isotopenverhältnisse oberdevonischer, mariner Zemente s. Tabelle 6.1). Diesen Durchschnittswerten entsprechen eine Vielzahl der eigenen Messergebnisse von den marinen Kalzitphasen der vier Lokalitäten, d.h. für die autochthonen Mikrite sowie für die radialaxial-fibrösen und scalenoedrischen Zemente. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte liegen zwischen +0,5 ‰ und +2,0 ‰ und $\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$ -Werte zwischen -3,0 ‰ und -5,5 ‰. Dies lässt auf eine Bildung der marinen Kalzitphasen aus dem oberdevonischen Meerwasser schließen. Die allochthonen Mikrite sind keine direkten Meerwasser-Präzipitate, weisen allerdings ähnliche $\delta^{13}\text{C}$ -Werte wie diese auf. Die $\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$ -Werte sind stärker als die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte fraktioniert. Im Vergleich zu den $\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$ -Werten der marinen Kalzitphasen sind die $\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$ -Werte der Blockzemente meist deutlich leichter. Eine Alteration und Vereinheitlichung der Isotopenverhältnisse von den marinen Kalzitphasen durch die Spätdiagenese kann daher ausgeschlossen werden.

Literatur	$\delta^{13}\text{C}_{(\text{PDB})} \text{ [‰]}$	$\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})} \text{ [‰]}$
Australien		
Bathurst (1982)	+1,9 ($\pm 0,1$)	-5,0 ($\pm 0,4$)
Playford et al. (1984)	+2,0 ($\pm 1,0$)	-5,0 ($\pm 1,0$)
Kerans (1985)	+1,8 ($\pm 2,0$)	-4,7 ($\pm 2,0$)
Hurley & Lohmann (1989)	+2,0 ($\pm 0,5$)	-4,5 ($\pm 0,5$)
West-Kanada		
Walls et al. (1979)	+2,4 ($\pm 0,8$)	-6,5 ($\pm 0,8$)
Belgien		
Dunn et al. (1985)	+3,8 ($\pm 1,8$)	-5,0 ($\pm 1,0$)

Tabelle 6.1: Vergleich von Isotopenverhältnissen oberdevonischer, mariner Zemente.

Radiaxial-fibröse Zemente und mikrobialithische Kalzitphasen (autochthoner Mikrit) der Lokalitäten 371 B und Waggon Pass weisen für die oberdevonischen Ablagerungen dieses Gebietes allerdings vergleichsweise hohe $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von $> +2,3 \text{ ‰}$ auf (Abb. 6.6 und Abb. 6.7). Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte bis $-1,12 \text{ ‰}$ der Stromatolithe von Casey Falls sind wiederum vergleichsweise leicht. Im Gegensatz dazu zeigen Blockzemente, allochthoner Mikrit und Internmikrit (mit Ausnahme des Internmikrits der Probe MT3, Lokalität 371 B) überwiegend $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zwischen $+0,5 \text{ ‰}$ und $+2,0 \text{ ‰}$ auf. Diese Schwankungen in den $\delta^{13}\text{C}$ -Werten lassen auf zusätzliche Kohlenstoffreservoirs schließen. In Abb. 6.6 sind die $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$ -Werte der autochthonen Mikrite, einiger Internmikrite sowie der mit den Mikriten assoziierten radiaxial-fibrösen Zemente dargestellt. Bei den Proben von Casey Falls und einer Probe vom Waggon Pass sind die Werte von Blockzementen dargestellt, da kein radiaxial-fibröser Zement beprobt werden konnte. Die Kurven (Abb. 6.6) der gemittelten Werte von den unterschiedlichen Mikriten und der Zemente zeigen einen ähnlichen Verlauf, doch weichen die gemittelten Werte der Blockzemente weiter von den Werten der Mikrite ab als die des radiaxial-fibrösen Zementes.

Leichte $\delta^{13}\text{C}$ -Werte in Karbonaten sind unter anderem in der Verfügbarkeit von organogenem CO_2 im Wasser begründet (vgl. Joachimski, 1991) sowie in diagenetischen Prozessen. Die bakterielle Oxidation von Methan, welches z.B. über submarine Fluidaustritte in ein aquatisches Milieu eingetragen werden kann, hat extrem leichte $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zur Folge ($\sim -40 \text{ ‰}$) und wird hier daher als Ursache für die leichteren $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der Stromatolithe von Casey Falls ausgeschlossen. Auch die metabolische Aktivität anaerober, sulfatreduzierender Bakterien führt in Abhängigkeit von dem $\delta^{13}\text{C}$ -Wert der organischen Substanz zu deutlich leichten $\delta^{13}\text{C}$ -Werten (bis -25 ‰ , vgl. Joachimski, 1991). Da sich die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der Stromatolithe von Casey Falls zusammen mit den $\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$ -Werten verändern, ist ein diagenetischer Effekt auf die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte allerdings am wahrscheinlichsten.

Schwerere $\delta^{13}\text{C}$ -Werte können ebenfalls durch die Aktivität von Bakterien entstehen, wenn autothrophe Bakterien das „leichte“ ^{12}C -Isotop dem Milieu entziehen (fixieren) und das schwere ^{13}C -Isotop angereichert wird. Zu diesen Bakterien gehören chemolithoautotrophe Eisen- und Mangan-oxidierende Bakterien, die an der Bildung der Mikrobialithe vom Waggon Pass beteiligt gewesen sein können. Die schwereren $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von den radiaxial-fibrösen Zementen lassen, da die Proben jeweils aus Handstücken von wenigen Zentimetern bis Dezimetern Größe entnommen wurden, auf relativ kurzzeitige Fluktuationen in der isotopengeochemischen Zusammensetzung des Abscheidungsmilieus schließen.

Bezogen auf das Aussterbeereignis an der F/F-Grenze wurden von mehreren Autoren (z.B. McGhee et al., 1986a; Joachimski & Buggisch, 1993; Joachimski et al., 1994, 2002; Wang et al. 1991, 1996; Zheng et al. 1993) die Gesteine des Grenzintervalls von verschiedenen Lokalitäten der Erde auf ihre Kohlenstoff- und Sauerstoff-Isotopenverhältnisse hin untersucht.

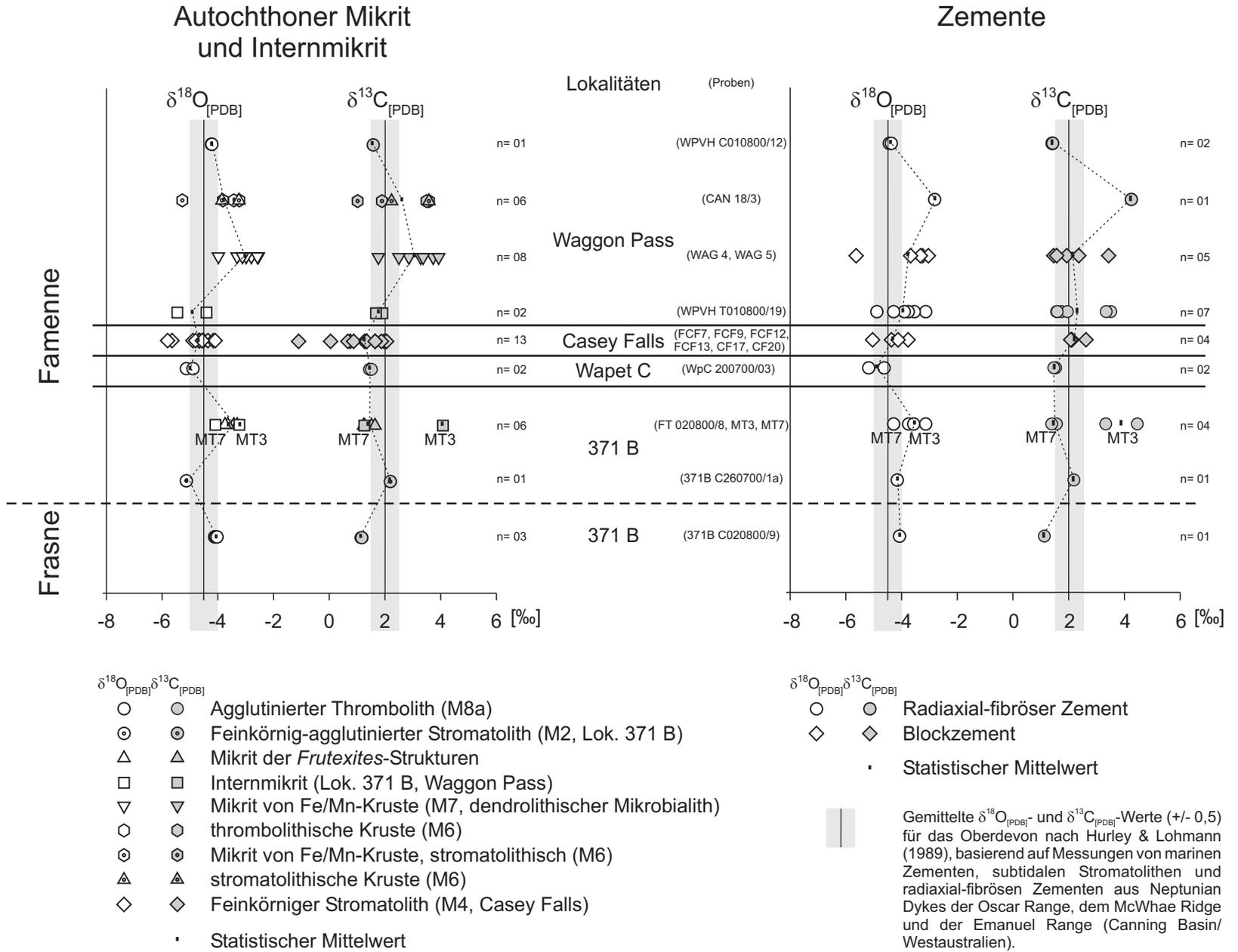


Abb. 6.6: Darstellung zur zeitlichen Einordnung der Proben und zum Vergleich der Daten bezüglich der Lokalitäten, des Materials und zum allgemeinen, oberdevonischen, marinen Signal (grau unterlegt) nach Hurley und Lohmann (1989).

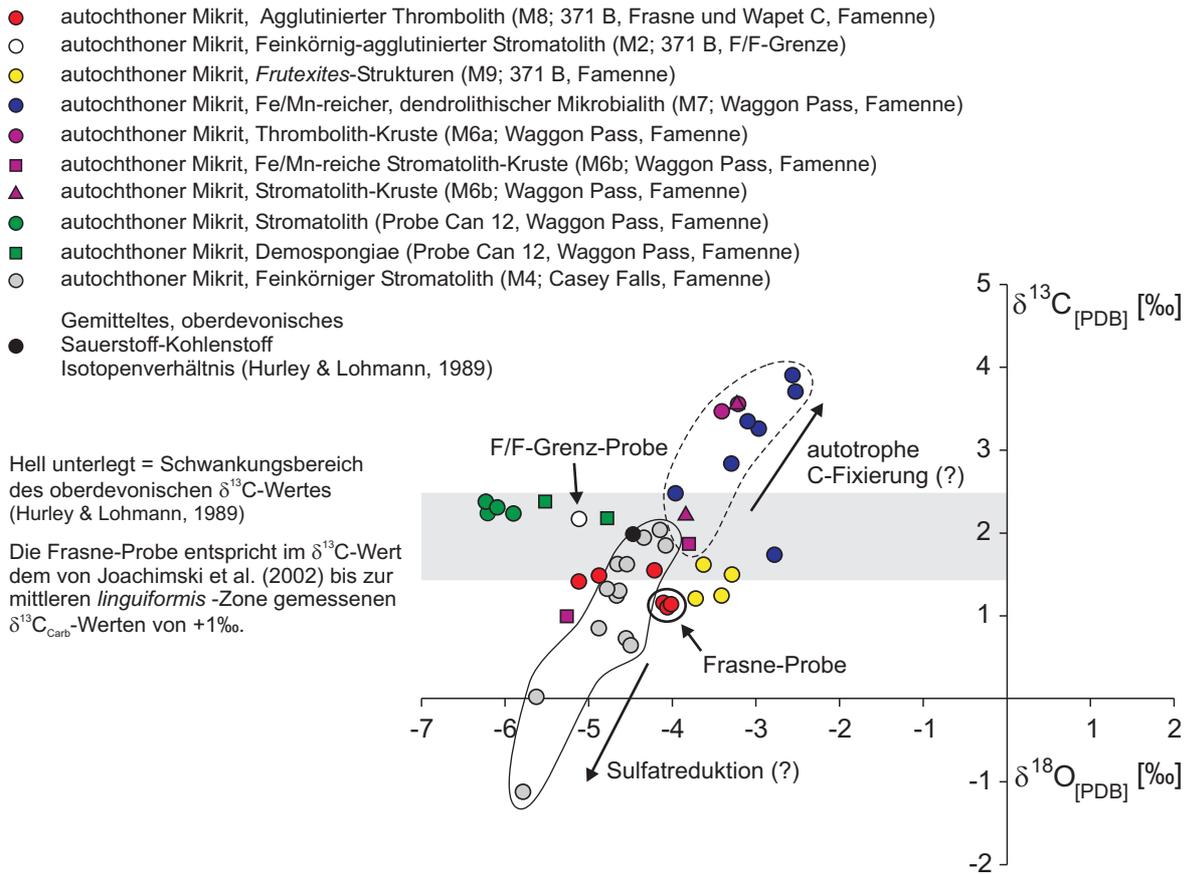


Abb. 6.7: $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ -Kovarianz-Plot autochthoner Mikrite der Mikrobialithypen aller Lokalitäten.

Joachimski et al. (2002) untersuchten unter anderem die F/F-Grenzsektionen der Profile Casey Falls und McWhae Ridge. In Mikriten beider Profile wiesen Joachimski et al. (2002) einen Anstieg der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte vor der F/F-Grenze (*linguiformis*-Zone) nach, den sie auch in anderen Grenzprofilen von Europa, Nordamerika und Nordafrika bestätigen konnten. Im Canning Basin steigen die gemessenen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte im späten Frasne von +1 ‰ auf +2,7 ‰ bis +3,6 ‰ an (Joachimski et al., 2002). Während beim Profil Casey Falls die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte in der mittleren und späten *triangularis*-Zone wieder abfallen, zeigen die Karbonate des McWhae Ridges durch die gesamte *triangularis*-Zone hindurch hohe $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (Joachimski et al., 2002).

Ein solcher genereller Anstieg der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte ist beim eigenen untersuchten Material nicht aufzeigbar, da die untersuchten Mikrobialithe hauptsächlich dem frühen Famenne (*triangularis*- und *crepida*-Zone) zuzuordnen sind. Die Probe aus dem Frasne-Abschnitt des Profils 371 B (Abb. 6.6) mit einem $\delta^{13}\text{C}$ -Wert $< +2,0$ ‰ ist dem Grenzbereich *rhenana-linguiformis*-Zone zuzuordnen. Die Probe aus dem F/F-Grenzbereich (371 B C260700/1a) des Profils 371 B zeigt zwar einen leichten Anstieg im $\delta^{13}\text{C}$ -Wert auf über +2,0 ‰, doch bereits die Proben vom *Frutexitis*-Horizont zeigen bis auf eine Ausnahme (Probe MT7) wieder geringere $\delta^{13}\text{C}$ -Werte. Für diesen Horizont wiesen Joachimski et al. (2002) $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zwischen +2,0 ‰ und +3,4 ‰ nach. Die Proben vom Waggon Pass und Casey Falls werden der *crepida*-Zone zugeordnet, da sie mit dem *Frutexitis*-Horizont korreliert werden können. Dieser zeitliche Bereich ist von Joachimski et al. (2002) nicht mehr untersucht worden. Anhand der Werte zeigt sich jedoch, dass

auch bei den Proben vom Waggon Pass und von Casey Falls die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte innerhalb eines Horizontes erheblich schwanken.

Eine eindeutige Anomalie bzw. einen allgemeinen Trend zu schwereren $\delta^{13}\text{C}$ -Werten ab dem späten Frasne kann aufgrund der uneinheitlichen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte innerhalb der einzelnen Horizonte in dem eigenen Probenmaterial nicht festgestellt werden. Doch kann das Vorkommen von $\delta^{13}\text{C}$ -Werten $> +2,7 \text{ ‰}$ im frühen Famenne bestätigt werden.

Die Unterschiede zwischen den eigenen Werten und denen von Joachimski et al. (2002) können in dem unterschiedlichen Probenmaterial begründet sein. Joachimski et al. (2002) beprobten unterschiedliche allochthone Mikrite (Wackestones), während das eigene betrachtete Probenmaterial aus autochthonen Mikriten besteht.

6.2.2 Isotopenverhältnisse der Lokalität im Boulonnais

Aufgrund der guten Erhaltung des fossilen Inhaltes wurden an den *Rothpletzella*-Mikrobialithen die isotopengeochemischen Untersuchungen durchgeführt. Beprobte wurden Brachiopodenschalen, Skelettmaterial rugoser Korallen, *Rothpletzella*-Krusten, autochthoner und allochthoner Mikrit, sowie Blockzemente aus Klüften und Hohlräumen. Die ermittelten $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$ -Werte sind in Tabelle 6.2 zusammengefasst und in Abb. 6.8 graphisch dargestellt.

Für die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der *Rothpletzella*-Krusten, Mikrite und Zemente ergibt sich ein relativ enger Bereich von -1,95 ‰ bis +1,38 ‰. Im Gegensatz dazu variieren die $\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$ -Werte je nach Karbonatphase zwischen -10,87 ‰ und -3,93 ‰.

Boulonnais, Nordfrankreich	$\delta^{13}\text{C}_{(\text{PDB})}$ [‰]	$\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$ [‰]
Brachiopodenschale	+1,38	-3,93
Skelettmaterial (Koralle)	-0,54 bis -0,48	-7,38 bis -5,76
<i>Rothpletzella</i>	-0,78 bis -0,23	-5,29 bis -4,33
autochthoner Mikrit	-1,95 bis -0,24	-6,96 bis -4,12
allochthone Matrix	-0,63 bis +0,47	-7,14 bis -5,61
Blockzement (Hohlraum)	-0,84 bis +0,87	-10,87 bis -7,79
Blockzement (Klufffüllung)	-0,22 bis +0,52	-10,32 bis -9,77

Tabelle 6.2: Kohlenstoff- und Sauerstoff-Isotopenverhältnisse von *Rothpletzella*-Mud Mounds aus dem Boulonnais, Nordfrankreich.

Beim Vergleich der Isotopenverhältnisse fallen sowohl der positive $\delta^{13}\text{C}$ -Wert von +1,38 ‰ als auch der mit -3,93 ‰ relativ gering negative $\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$ -Wert der Brachiopodenschale auf.

Anhand der $\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$ -Werte lassen sich biogener Kalzit (Brachiopodenschale, Korallenkalzit, *Rothpletzella*-Krusten = -7,38 ‰ bis -3,93 ‰) und durch mikrobielle Aktivität gefällter Mikrit (autochthoner Mikrit = -6,96 ‰ bis -4,12 ‰) von der allochthonen, Mikrit-Matrix (-7,14 ‰ bis -5,61 ‰) und den Blockzementen (-10,87 ‰ bis -7,79 ‰) unterscheiden.

Die $\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$ -Werte des autochthonen Mikrits heben sich, wenn auch gering, von den Werten der allochthonen Matrix ab. Dabei entsprechen die Werte des autochthonen Mikrits durchschnittlich eher den $\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$ -Werten der *Rothpletzella*-Krusten (-5,29 ‰ bis -4,33 ‰).

Trotz der geringen Varianz zeigen die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte eine ähnliche Tendenz wie die $\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$ -Werte. Während die $\delta^{13}\text{C}$ -Messwerte von Korallenkalzit, *Rothpletzella*-Krusten und autochthonem Mikrit nur durch negative Werte (-1,95 ‰ bis -0,23 ‰) charakterisiert sind, weisen die Signale der allochthonen Matrix und der Blockzemente zusätzlich positive $\delta^{13}\text{C}$ -Werte auf. Eine Ausnahme hierbei bildet der bereits erwähnte positive $\delta^{13}\text{C}$ -Wert der Brachiopodenschale.

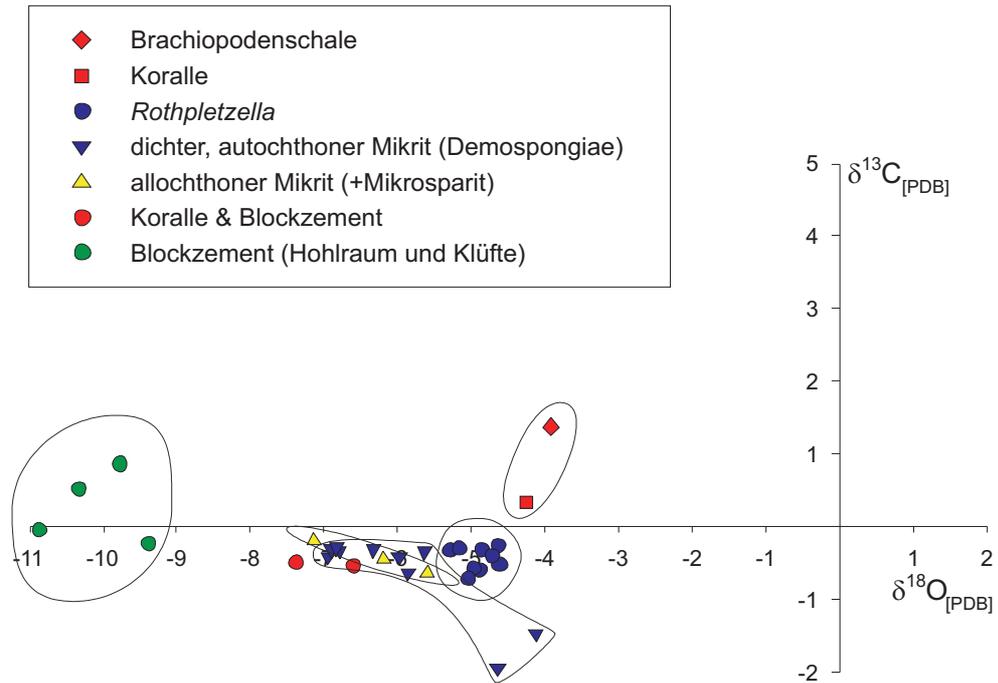


Abb. 6.8: $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ -Kovarianz-Plot der Karbonatphasen der *Rothpletzella*-Mud Mounds, Steinbruch Banc Noir, Boulonnais, Nordfrankreich.

Interpretation: Die große Varianz der $\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$ -Werte der einzelnen Kalzitphasen verweist auf eine Fraktionierung der Sauerstoffisotope während der Diagenese. Allerdings wird aufgrund des vergleichsweise schweren $\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$ -Wertes der Messwert der Brachiopodenschale als ein primäres Signal von einer im Equilibrium mit dem Meerwasser stattgefundenen Biomineralisation interpretiert. Artikulate Brachiopodenschalen sind aus Niedrig-Mg-Kalzit (LMC) aufgebaut, welcher gegenüber diagenetischer Alteration nahezu resistent ist. Daher kann ein unverändertes Signal angenommen werden. Zudem ermittelten Veizer et al. (1999) für den LMC mitteldevonischer Brachiopodenschalen einen dem eigenen Messwert entsprechenden durchschnittlichen $\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$ -Wert von $-5,0\text{‰}$ ($\pm 1\text{‰}$) und $\delta^{13}\text{C}_{(\text{PDB})}$ -Wert von $+1,0\text{‰}$ ($\pm 1\text{‰}$).

Die negativeren $\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$ -Werte des Korallenkalzits sind ein Mischsignal mit Blockzement, welcher die Hohlräume des Korallenskeletts verfüllt. Da rugose Korallen wie Brachiopoden ein Exoskelett aus LMC aufbauen, müssten die $\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$ -Werte bei einer reinen Beprobung des Korallenskeletts, deutlicher im Bereich des Wertes der Brachiopodenschale liegen.

Die leichten $\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$ -Werte der Blockzemente dokumentieren einen Temperatureffekt bzw. den Einfluss meteorischer Fluide während der Versenkungsdiagenese. Da die *Rothpletzella*-Krusten, der autochthone Mikrit und die allochthone Matrix nicht die gleichen negativen $\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$ -Werte aufweisen wie die Blockzemente, kann davon ausgegangen werden, dass diese Phasen nicht durch die spätdiagenetischen Einflüsse überprägt oder vereinheitlicht worden sind. Die geringe Abstufung der $\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$ -Werte von den *Rothpletzella*-Krusten und dem autochthonen Mikrit zu

denjenigen der allochthonen Matrix weist auf eine frühdiagenetische Vereinheitlichung hin. Allerdings wurden die *Rothpletzella*-Krusten und der autochthone Mikrit aufgrund des dichteren Gefüges vermutlich nicht in gleicher Weise beeinflusst wie die allochthone Matrix.

Im Gegensatz zu den Sauerstoffisotopen wurden die Kohlenstoffisotope während der Diagenese nur sehr gering fraktioniert. Dies deutet auf ein geschlossenes System hin. $\delta^{13}\text{C}$ -Werte gelten allgemein als etwas stabiler gegenüber diagenetischen Temperatur-Effekten als Sauerstoffisotope. Allerdings sind sie nicht völlig unbeeinflussbar. Der Unterschied der negativen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der *Rothpletzella*-Krusten und des autochthonen Mikrits zu dem positiven $\delta^{13}\text{C}$ -Wert der Brachiopodenschale wird als ein syngenetisches, bakteriell gesteuertes Signal gedeutet. Insbesondere die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte des autochthonen Mikrits werden als das Ergebnis einer physiologischen Aktivität sulfatreduzierender Bakterien interpretiert. Diese Vermutung wird durch den im autochthonen Mikrit vorkommenden Pyrit unterstützt. Der Pyrit bildete sich durch die Verbindung des durch die bakterielle Sulfatreduktion entstandenen Schwefelwasserstoffs mit Eisen.

Die negativen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der *Rothpletzella*-Krusten sind unerwartet, da *Rothpletzella* (*Sphaerocodium*) zu den Kalkalgen gestellt werden (Riding, 1991). Aufgrund der Photosynthese-Eigenschaften von Algen und dem damit verbundenen ^{12}C -Entzug waren positive $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zu erwarten. Ein Photosynthese-Effekt ist hier nicht messbar.

Die zum Teil positiven $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der allochthonen Matrix und der Blockzemente dokumentieren wiederum den Einfluss diagenetischer Fluide.

6.3 Strontiumisotope

Das $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnis des Meerwassers reflektiert das Verhältnis des Gehalts vom radiogenen ^{87}Sr , dem Endprodukt der ^{87}Rb -Zerfallsreihe, und des ^{86}Sr -Gehalts in einer Probe. Dabei wird das „schwere“ ^{87}Sr -Isotop hauptsächlich fluvial, als gelöste Verwitterungsfracht kontinentaler Gesteine und das „leichte“ ^{86}Sr über hydrothermale Fluidaustritte der ozeanischen Kruste in den Ozean eingetragen. Sr wird dem Ozean bevorzugt durch den Einbau in marine Karbonate entzogen. Aufgrund ähnlicher chemischer Eigenschaften ersetzt Sr^{2+} häufig das Ca^{2+} -Ion. Massenunterschiede, die bei Isotopen leichter Elemente zu einer Fraktionierung führen, sind bei Elementen höherer Atommassen (z.B. Sr) nicht von Bedeutung. Infolgedessen spiegelt das $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis von marinen Präzipitaten die Sr-Isotopenzusammensetzung des Meerwassers zum Zeitpunkt der Materialbildung wider, sofern die Proben keiner sekundären Alteration unterlagen. Das $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis gibt einen Hinweis auf den Ursprung des Sr.

Neben der Bestimmung von $\delta^{13}\text{C}$ und $\delta^{18}\text{O}$ wurde bei einigen Proben zusätzlich das $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnis bestimmt (Anhang 3). Die Aufbereitung der zum Teil durch siliziklastischen Detritus beeinflussten Karbonate erfolgte nicht über einen Flusssäureaufschluss (s. Kap. 2.5.2), da die Lösung der Siliziklasten und damit eine Verfälschung der Werte vermieden werden sollte.

Für den radial-fibrösen Zement liegen die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse in einem relativ engen Bereich zwischen 0,7081 und 0,7085. Nur ein Messwert von diesem Zement für den agglutinierten Thrombolith (M8a) der Lokalität Wapet C erreicht einen höheren Wert von 0,7088. Allochthoner und interner Mikrit weisen mit Messwerten zwischen 0,7089 und 0,7111 schwerere $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse als der radial-fibröse Zement auf. Der höchste Wert von 0,7111 ist dem allochthonen Mikrit eines Stromatolith-Mud Mounds der Lokalität Casey Falls (Probe CF 20) zuzuordnen.

Die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse der Mikrobialithe bzw. autochthon gebildeten peloidalen Mikrite variieren in ähnlicher Weise wie die Werte vom allochthonen Mikrit:

- Die *Frutexit*-Strukturen der Lokalität 371 weisen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Werte von 0,7098 und 0,7109 auf.
- Die mikrobialithischen Fe/Mn-Krusten vom Waggon Passes sind durch $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Werte zwischen 0,7090 und 0,7109 charakterisiert. Eine Ausnahme bildet ein Messwert der Fe/Mn-Kruste des dendrolithisch Mikrobialiths (M7, Probe WAG 4) mit einem Messwert von 0,7085. Allerdings weist diese Messung aufgrund eines ungeeigneten Spike/Probe-Verhältnisses bezüglich des Sr einen hohen Messfehler auf. Eine Differenzierung zwischen den Krusten des dendrolithischen Mikrobialiths (M7) und den Fe/Mn-reichen Krusten der Stromatolith-Thrombolith-Mounds (M6) ist nicht möglich.
- $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse des roten, autochthonen, peloidalen Mikrits aus den stromatolithischen und thrombolithischen Bereichen der Stromatolith-Thrombolith-Mounds (M6) der

Lokalität Waggon Pass betragen zwischen 0,7088 und 0,7108 und sind den Werten der Fe/Mn-reichen Krusten ähnlich.

- Für die Lokalität Wapet C wurde für den autochthonen klumpig-peloidalen Mikrit eines agglutinierten Thromboliths (M8a) ein $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis von 0,7097 ermittelt.
- Die Stromatolith-Mounds von Casey Falls weisen ein $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis von $\sim 0,7092$ auf.

Eigene Daten	Material	Probenzahl	Sr (ppm)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
	radial-fibröser Zement	13	177,04 - 622,03	0,7081 - 0,7089
	autochthoner Mikrit	12	171,19 - 1962,35	0,7088 - 0,7109
	<i>Frutexites</i> , 371 B	02	152,90 - 178,66	0,7098 - 0,7109
	Fe/Mn-Krusten, WP	04	171,19 - 233,20	0,7090 - 0,7109
	Stromatolith/Thrombolith, WP	03	225,83 - 241,98	0,7088 - 0,7108
	Thrombolith, WpC	01	215,47	0,7097
	Stromatolith, CF	02	209,97 - 1962,35	0,7091 - 0,7092
	allochthoner Mikrit	12	138,96 - 232,73	0,7089 - 0,7114
	Blockzement	02	125,79 - 170,50	0,7144 - 0,7175

Literatur	Material	Sr (ppm)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Burke et al. (1982)	marine Karbonate, Evaporite, Phosphate (Oberdevon)	> 200	0,7082 - 0,7084
Veizer et al. (1999)	LMC / Brachiopodenschalen (Oberdevon)		0,7078 - 0,7082 ($\emptyset = 0,7080$)
Ferguson et al. (1993)	Basement (Canning Basin, Westaustralien)		0,7093 - 0,7990

Tabelle 6.3: Zusammenfassung der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Werte und Sr-Gehalte (ppm) der eigenen Messungen und von Literaturdaten.

Interpretation: Neben einer Differenzierung der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Werte nach Karbonatphasen war weder eine Differenzierung nach der Zeit noch nach der Lokalität möglich.

Die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Werte des radial-fibrösen Zementes ($\emptyset_{(n=12)}$: 0,7083) sind den von verschiedenen Autoren (Veizer et al., 1999; Burke et al., 1982) ermittelten, durchschnittlichen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Werten für das oberdevonische Meerwasser ähnlich. Die Meerwasserkurve für das Phanerozoikum von Burke et al. (1982) weist für das Oberdevon ein $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis zwischen 0,7082 und 0,7084 auf. Veizer et al. (1999) korrigieren das $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis in ihrer Meerwasserkurve für das Oberdevon mit Werten zwischen 0,7078 und 0,7082 nach unten. Ähnlich den Analyseergebnissen von $\delta^{13}\text{C}$ und $\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$ kann davon ausgegangen werden, dass die radial-fibrösen Zemente die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse aus dem oberdevonischen Meerwasser übernommen haben. Der Messwert für den radial-fibrösen Zement des agglutinierten

Thromboliths (M8a) der Lokalität Wapet C von 0,7088 ist wahrscheinlich das Resultat einer Vermischung mit Blockzement.

Im Vergleich zu den Messwerten der radiaxial-fibrösen Zemente sowie den Werten von Burke et al. (1982) und Veizer et al. (1999), sind die in der vorliegenden Arbeit gemessenen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse der allochthonen ($\bar{\varnothing}_{(n=12)}: 0,7099$) und autochthonen Mikrite ($\bar{\varnothing}_{(n=12)}: 0,7099$) erhöht. Dafür kommen mehrere Ursachen in Frage: Über geologische Zeiträume haben Gesteine mit einem höheren ursprünglichen Rb/Sr-Verhältnis (z.B. Granite der kontinentalen Kruste) ein höheres $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis als Gesteine gleichen Alters, aber mit einem geringeren Rb/Sr-Verhältnis (z.B. ozeanische Basalte). Auch Gesteine von alten Kratonen sind wichtige Quellen für radiogenes ^{87}Sr . Durch Verwitterung und Eintrag einer Lösungsfracht mit einem hohen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis in das Meerwasser wird auch das $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis im Meerwasser und der aus diesem Wasser ausgefällten Karbonate erhöht. Zudem können diagenetische Fluide das originalmarine $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis von Karbonaten sekundär erhöhen oder verringern (Veizer & Compston, 1974). Für die Erhöhung des $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisses der vorliegenden allochthonen und autochthonen Mikrite gibt es sowohl Hinweise auf eine kontinentale ^{87}Sr -Quelle als auch auf eine diagenetische Beeinflussung des ^{87}Sr -Gehaltes.

Zum einen wiesen Ferguson et al. (1993) in vier Messungen von Grundgebirgsgesteinen des Canning Basins $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse zwischen 0,7093 und 0,7990 nach, zum anderen zeigen eigene Messungen von spätdiagenetischen Blockzementen, die aus den mit dem *Frutexitis*-Niveau zeitäquivalenten Zement-Horizonten der Lokalität 371 (Probe MT5) stammen, Werte von 0,7144 und 0,7175.

Ein kontinentaler Eintrag von ^{87}Sr könnte durch siliziklastischen Detritus verursacht worden sein. Desweiteren können durch das Basement zirkulierende Fluide zu erhöhten $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen im oberdevonischen Meerwasser geführt haben, welche sich in den Karbonaten widerspiegeln. Allerdings müssten infolgedessen auch die marinen, radiaxial-fibrösen Zemente erhöhte $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse zeigen.

6.4 Spurenelemente

Spurenelementanalysen an Mikriten und Zementen können unter anderem zur Beschreibung des diagenetischen Systems (Morrow & Meyers, 1978; Veizer, 1977; Lohmann 1988) und zur Bestimmung der Primärmineralogie (Sandberg, 1983; Wiggins, 1986) herangezogen werden. Zudem ist eine Charakterisierung von Ablagerungsräumen möglich (Wiggins, 1986).

An mehreren Proben von mikrobiellen Krusten und deren assoziierten Zementen wurden Haupt- und Spurenelemente (Calcium, Magnesium, Eisen, Mangan, Barium, Strontium, Schwefel, Cobalt und Blei) mittels Elektronenstrahlen-Mikrosonde (EMS) gemessen.

Stromatolith-Thrombolith-Mounds (M6, Lokalität Waggon Pass, Probe CAN 18/3): An Fe/Mn-reichen stromatolithischen Krusten der Probe wurden drei Daten-Lines gemessen, dazu eine Daten-Line im radial-fibrösen Zement einer Schwammklere. Da die mikrobiellen Krusten aus einem lockeren, laminierten Gefüge aus peloidalem Mikrit und Zement bestehen, geben einige Messpunkte der Daten-Lines ein Mischsignal wieder. Die mikrobiellen Krusten sind durch hohe Mangan- (bis 2550 ppm) und Bleiwerte (bis 2200 ppm) gekennzeichnet. Einige Messpunkte enthalten in etwas geringeren Mengen Eisen (bis 2100 ppm), Cobalt (bis 1450 ppm) und Barium (bis 770 ppm). Die Strontiumgehalte sind gering (bis 350 ppm). Schwefel wurde weder in den mikrobiellen Krusten noch im Zement nachgewiesen. Die Messungen des radial-fibrösen Zementes weisen höhere Strontium- (bis 825 ppm) und geringere Mangangehalte (bis 190 ppm) als die Krusten auf. Die Gehalte von Eisen (bis 970 ppm), Blei (bis 470 ppm) und Cobalt (bis 1150 ppm) entsprechen den durchschnittlichen Gehalten dieser Elemente in den mikrobiellen Krusten. Nur ein Messpunkt im Zement (Messpunkt 6, Line 03, Anhang 5.1C) enthält mehr Barium (1960 ppm) als die mikrobiellen Krusten. Innerhalb der stromatolithischen Krusten zeigt Cobalt höhere Gehalte bei niedrigen Eisen- und Mangan-Gehalten und damit eine deutliche negative Kovarianz (Abb. 6.9 und Anhang 5.1A bis D). Eisen und Mangan verhalten sich überwiegend gegensätzlich. Phasen mit höheren Eisen-Gehalten weisen niedrigere Mangan-Gehalte auf und umgekehrt.

Dendrolithischer Mikrobialith (M7, Lokalität Waggon Pass, Probe WAG 4): Die dendrolithischen Strukturen sind durch höhere Gehalte an Mangan (bis 3970 ppm), ähnliche Gehalte an Eisen (bis 1650 ppm), Cobalt (bis 1445 ppm) und Barium (bis 800 ppm) sowie geringere Gehalte an Blei (bis 500 ppm) als die mikrobiellen Krusten der Stromatolith-Thrombolith-Mounds charakterisiert. Die Strontiumgehalte liegen zwischen 90 ppm und 270 ppm. Schwefel wurde nicht nachgewiesen (Anhang 5.2B und C). Der blockige Hohlraumzement des Mikrobialiths weist sehr hohe Mangan- (bis 51000 ppm) und Bariumgehalte (bis 8000 ppm) auf. Blei, Strontium, Eisen und Cobalt sind in deutlich geringeren Mengen enthalten (Anhang 5.2A und C).

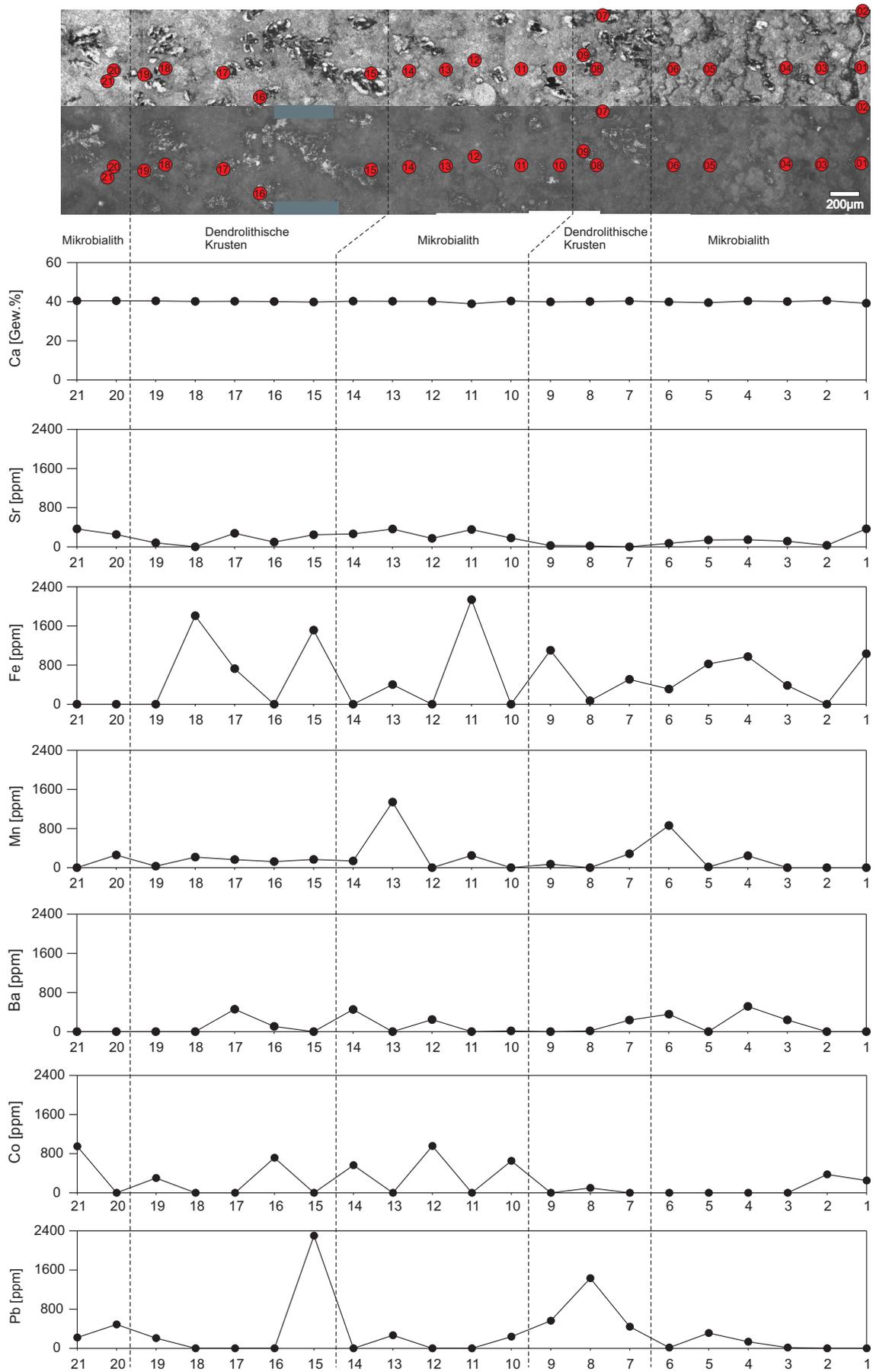


Abb. 6.9: Spurenelementverteilung der stromatolithischen Kruste der Stromatolith-Thrombolith-Mounds (s. auch Anhang 5.1A); oberes Bild = Hellfeld, unteres Bild = gekreuzte Polarisatoren.

Frutexites-Strukturen (M9, Lokalität 371, Probe FT8): Insgesamt wurden vier Daten-Lines innerhalb der *Frutexites*-Strukturen gemessen (Anhang 5.3A bis 5.3D). Zum Vergleich wurden Messungen am radiaxial-fibrösen Zement und an Kluffzementen vorgenommen (Anhang 5.3E-H). Von den im Mikrit der *Frutexites*-Strukturen gemessenen Spurenelementen weist Eisen die höchsten Konzentrationen (bis 66350 ppm) auf. Mangan (bis 2570 ppm) und Strontium (bis 700 ppm) kommen in großen Schwankungsbreiten vor. Cobalt (bis 1365 ppm), Barium (bis 500 ppm), Schwefel (bis 400 ppm) und Blei (bis 330 ppm) sind nur in einigen Messungen nachgewiesen worden. Die Spurenelement-Zusammensetzung der gemessenen Daten-Lines des radiaxial-fibrösen Zementes (rz1 und rz2) unterscheiden sich vor allem im Eisengehalt (bis 6350 ppm) voneinander. So enthält die Daten-Line rz2 nur in einem Messpunkt (09) Eisen. Insgesamt ist das Elementspektrum der Daten-Lines rz1 und klw1 (Zemente der Klufffüllung) dem der *Frutexites*-Lines ähnlicher als dem Elementspektrum der Lines rz2 und iz (interpartikulärer Zement), die durchschnittlich mehr Cobalt und Barium sowie weniger Eisen enthalten.

Feinkörnig-agglutinerter Stromatolith (M2, Lokalität 371, Probe C2607/1): Bei dieser Probe wurden nur die Spurenelemente Ba, Mn, Fe und Sr gemessen (Anhang 5.4A bis 5.4C). Die Daten-Line 01 bildet einen vertikalen Querschnitt durch radiaxial-fibrösen Zement und Blockzement. Zusätzlich wurden mehrere Einzelmessungen vom radiaxial-fibrösen Zement vorgenommen. Im Gegensatz zum Blockzement (Messpunkte 15 bis 19, Line 01, Anhang 5.4A) enthält der radiaxial-fibröse Zement geringere Gehalte an Eisen und Mangan sowie etwas höhere Strontium-Gehalte (bis 800 ppm). Nur wenige Messungen weisen nachweisbare Mengen an Barium auf. Innerhalb des autochthonen Mikrits wurden Einzelmessungen vorgenommen. Eisen weist die höchsten Gehalte auf (bis 9800 ppm). Barium und Mangan sind in geringen Mengen (bis 170 ppm bzw. bis 730 ppm) im Mikrit enthalten. Der Strontiumgehalt liegt zwischen 100 ppm und 800 ppm.

Interpretation: Hohe Sr-Gehalte sind für eine geringe Alteration von Karbonatgesteinen indikativ (Elderfield, 1986). Nach Burke et al. (1982) sind Mudstones und Wackestones mit hohen Strontiumgehalten (>200 ppm, s. auch Tabelle 6.3) und geringem unlöslichen Rest für die Untersuchung von $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen geeignet. Dem entsprechen die Proben der Stromatolithe bzw. Thrombolithe. Letztere sind allerdings mit Zement durchsetzt.

Der Strontiumgehalt in fossilen Karbonaten ist von der Primärmineralogie abhängig. Anorganisch gefällter, rezenter, mariner Kalzit enthält Strontiumgehalte zwischen 1000 und 1200 ppm (Kinsman, 1969). Die Strontiumgehalte von Aragoniten liegen mit 7000 bis 9400 ppm deutlich höher (Veizer, 1983). Die diagenetische Stabilisierung verringert die absoluten Strontiumgehalte deutlich, die relativen Unterschiede sind aber auch in fossilen Karbonaten noch feststellbar (Wiggins, 1986). Die Mineralisation der analysierten radiaxial-fibrösen Zemente war primär Mg-kalzitisch (Kendall, 1985). Da die autochthonen Mikrite ähnliche Strontiumgehalte aufweisen, ist für diese Mikrite ebenfalls von einer kalzitischen Primärmineralisation auszugehen. Die Proben haben im Vergleich zu oberdevonischen Brachiopodenschalen (~ 700 bis 800 ppm, Veizer et al.,

1999) geringere Strontiumgehalte, die durch eine diagenetische Abreicherung begründet sind. Dabei charakterisieren die sehr geringen Strontiumgehalte der Blockzemente eine stärkere Abreicherung durch ein geringeres Sr/Ca-Verhältnis der meteorischen Porenwässer als die radial-fibrösen Zemente und die autochthonen Mikrite (Joachimski, 1991). Die Proben vom allochthonen Mikrit, der *Frutexitis*-Strukturen sowie der Fe/Mn-Krusten der Lokalität Waggon Pass weisen überwiegend Sr-Gehalte geringer als 200 ppm auf. Die unterschiedlichen Strontiumgehalte innerhalb der mikrobialithischen Krusten sind wahrscheinlich von der Anreicherung der Fe/Mn-Oxide abhängig. Fe/Mn-reiche Mikrobialithphasen weisen geringere Strontiumgehalte auf als die Zement-dominierten Phasen.

Die geringen, wahrscheinlich unbeeinflussten $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse der radial-fibrösen Zemente sind vermutlich auf eine höhere Stabilität zurückzuführen.

Die wenigen, hohen Strontiumgehalte (700 bis 800 ppm) zeigen eine positive Kovarianz mit hohen Siliziumgehalten. Diese Werte können in der Betrachtung nicht berücksichtigt werden, da wahrscheinlich kein Karbonatkristall angeschossen wurde.

Die Primärmineralogie, die Eh-pH-Bedingungen im Ablagerungsraum und die Diagenese bestimmen die Mangangehalte in Karbonaten (Joachimski, 1991). Meerwasser enthält im Durchschnitt 0,2 ppb Mangan (Veizer, 1983). Anorganisch gefällter Kalzit enthält 10 ppm Mangan (Joachimski, 1991). Im Vergleich zu diesen Gehalten sind die Mangangehalte in allen Proben erhöht. Die radial-fibrösen Zemente weisen geringere Mangangehalte auf als die mikrobiellen Krusten. Dies belegt eine Anreicherung des Mangans durch die an der Bildung der Mikrobialithe beteiligten Mikrobenvergesellschaftungen.

Die im Vergleich zu den Fe/Mn-reichen dendrolithischen Mikrobialith-Phasen sehr hohen Mangangehalte des blockigen Zementes weisen darauf hin, dass das Mangan nicht während der Versenkungsdiagenese in die Strukturen eingebracht wurde, sondern vermutlich früheren Ursprungs ist.

Eisen kommt in sehr geringen Konzentrationen im Meerwasser vor. Das Eisen wurde ähnlich wie das Mangan als Oxid oder Hydroxid von den Bakterien, insbesondere durch die *Frutexitis*-Organismen, angereichert. Marine Zemente weisen im Gegensatz zu den spätdiagenetischen Blockzementen einen höheren Eisen- und einen geringeren Mangangehalt auf. Die unterschiedlichen Element-Zusammensetzungen der radial-fibrösen Zemente des *Frutexitis*-Horizontes werden als Ergebnis kurzzeitiger Veränderungen der Fluidzusammensetzungen gedeutet. Aufgrund der allgemein niedrigen Mangangehalte der radial-fibrösen Zemente wird eine Alteration durch spätdiagenetische Lösungen ausgeschlossen.

Cobalt ist, ebenso wie Nickel und Kupfer, häufig an Manganoxide im Sediment gebunden. Bei Cobalt-reichen Mangankrusten des mittelpazifischen Rückens wurden die höchsten Cobaltkonzentrationen in Krusten von 1900 bis 1100 m Tiefe nachgewiesen (Glasby, 2000), welche mit der Tiefe der Sauerstoff-Minimum-Zone korrespondiert. In dieser Tiefe ist MnO_2 in Lösung. In

der Spurenelement-Zusammensetzung der Mikrobialithe vom Waggon Pass (Abb. 6.9; Anhang 5.1A-D und 5.2A-C) ist allerdings deutlich zu erkennen, dass Cobalt bei niedrigen Mangan- und Eisengehalten die höchsten Konzentrationen aufweist. Cobalt ist demnach an die Zementdominierten Phasen gebunden. Auch die Zemente der Proben vom *Frutexites*-Niveau weisen die höheren Cobalt-Konzentrationen bei geringen Eisen- und Mn-Gehalten auf.

Für die Bildung der *Frutexites*-Strukturen und der an Fe/Mn-angereicherten Mikrobialithe wird eine Beteiligung von Fe- und Mn-oxidierenden Bakterien postuliert. Warum die Cobalt-Ionen nicht an das Manganoxid gebunden ist, kann nicht abschließend geklärt werden.

Die Barium-Gehalte sind ähnlich wie die Cobalt-Gehalte verteilt, kommen allerdings auch zusammen mit höheren Eisen- oder Manganwerten in den Mikrobialithen vor. Beim dendrolithischen Mikrobialith kommt Barium überwiegend in den Blockzementen vor und gibt ebenfalls einen Hinweis auf eine von der Spurenelementkonzentration der Mikrobialithe abweichende Porenlösung.

Der in dem roten Mikrit der *Frutexites*-Strukturen nachgewiesene Schwefel liegt wahrscheinlich als Bariumsulfat vor. Schwefel wird über vulkanische Exhalation und Hydrothermalismus in den Ozean eingetragen, sedimentär durch sulfatreduzierende Bakterien gebunden und entsteht durch die Verwitterung von Pyrit und anderer Metallsulfide. Weitere Quellen für gelösten Schwefel sind das Meerwassersulfat und die Lösung von vulkanogenem SO_2 und SO_3 .

Blei weist die höchsten Konzentrationen vorwiegend in den mit Eisen angereicherten Phasen der Mikrobialithe auf. Diese positive Kovarianz verweist auf eine Bindung des Bleis an die Eisen-Mineralisationen.

6.5 Seltene Erden Elemente

Die Gruppe der Seltene Erden Elemente (= Rare Earth Elements = REEs) umfasst die Elemente von Lanthan bis Lutetium. Aufgrund ihres sehr ähnlichen Ionenradius und ihres vorwiegend trivalenten Oxidationsstadiums verhalten sich die REEs in geochemischen Prozessen sehr kohärent. REEs sind löslich. Trotzdem sind sie relativ immobil gegenüber der niedriggradigen Metamorphose, Verwitterung und der hydrothermalen Alteration. Die relative Zusammensetzung von REEs wurde bisher sowohl für Metamorphite, Magmatite und Sedimente (z.B. Bau, 1996; McLennan, 1989) als auch für unterschiedliche Fluide wie Meerwasser und kontinentale bzw. ozeanische hydrothermale Wässer (z.B. Elderfield & Greaves, 1982; Michard & Albarède, 1986) ermittelt. Über Anomalien der Redox-abhängigen Elemente Cer und Europium können Rückschlüsse auf Oxidationsverhältnisse oder Temperatur des fluiden Milieus gezogen werden. Ferner kann die REE-Signatur von Sedimentgesteinen wichtige Informationen zur Herkunft von Detritus-Einträgen in den Ozean sowie die chemische Zusammensetzung des Paläo-Meerwassers liefern (Webb & Kamber, 2000). Unter bestimmten Voraussetzungen, wie eine geringe diagenetische Alteration des Probenmaterials und ein geringer Gehalt an terrigenem Detritus, sind solche Informationen auch über die REE-Muster aus fossilen Mikrobialithen und Organomineralisationen möglich (Webb & Kamber, 2000).

Um Einflüsse durch Fluide unterschiedlicher Genese bestimmen zu können, wurden an Proben aus dem *Frutexitis*-Niveau (M9, Lokalität 371), der Stromatolith-Thrombolith-Mounds (M6, Lokalität Waggon Pass) und des dendrolithischen Mikrobialiths (M7, Lokalität Waggon Pass) sowie deren syngenetischen Sedimenten und Zementen mit dem Laser-ICP-MS Spurenelemente und Lanthanide gemessen (Anhang 4). Die hier dargestellten Ergebnisse wurden an dem PAAS [Post-Archaean average Australian sedimentary rocks, McLennan (1989)] normiert. Neben Cer- und Eu-Anomalien wurden Lanthan- und Gadolinium-Anomalien ermittelt.

Die Berechnung des positiven bzw. negativen Charakters der La- und Ce-Anomalien erfolgte nach Bau & Dulski (1996) (modifiziert nach Webb & Kamber, 2000) durch den Vergleich von $Ce/Ce^* [Ce/(0,5 La + 0,5 Pr)]_{SN}$ mit $Pr/Pr^* [Pr/(0,5 Ce + 0,5 Nd)]_{SN}$. Bei $(Pr/Pr^*)_{SN} > 1$ liegt eine negative Ce_{SN} -Anomalie vor, bei $(Ce/Ce^*)_{SN} < 1$ eine positive La_{SN} -Anomalie. Der Charakter der Eu- und Gd-Anomalien der vorliegenden Proben wurde nach Bau et al. (1996) errechnet. In Abb. 6.10 sind die errechneten Werte der Anomalien graphisch dargestellt. Eine mögliche Kontamination der Proben wird durch das Y/Ho-Verhältnis ermittelt und eine Anreicherung bzw. Abreicherung der leichten Seltenen Erden Elemente (LREEs) in Bezug auf die schweren Seltenen Erden Elemente (HREEs) durch das Nd_{SN}/Yb_{SN} -Verhältnis angegeben. Die Proben und ihre Daten sind im Anhang 4 zusammengefasst. In den REE-Diagrammen sind Messungen dargestellt, deren Werte oberhalb der Nachweisgrenze des Laser-ICP-MS von 1,0 ppm liegen. Eine Ausnahme bildet die Messung „wag4-2“, deren Messwerte alle unter 1,0 ppm liegen, die zum Vergleich in den Diagrammen dargestellt wird.

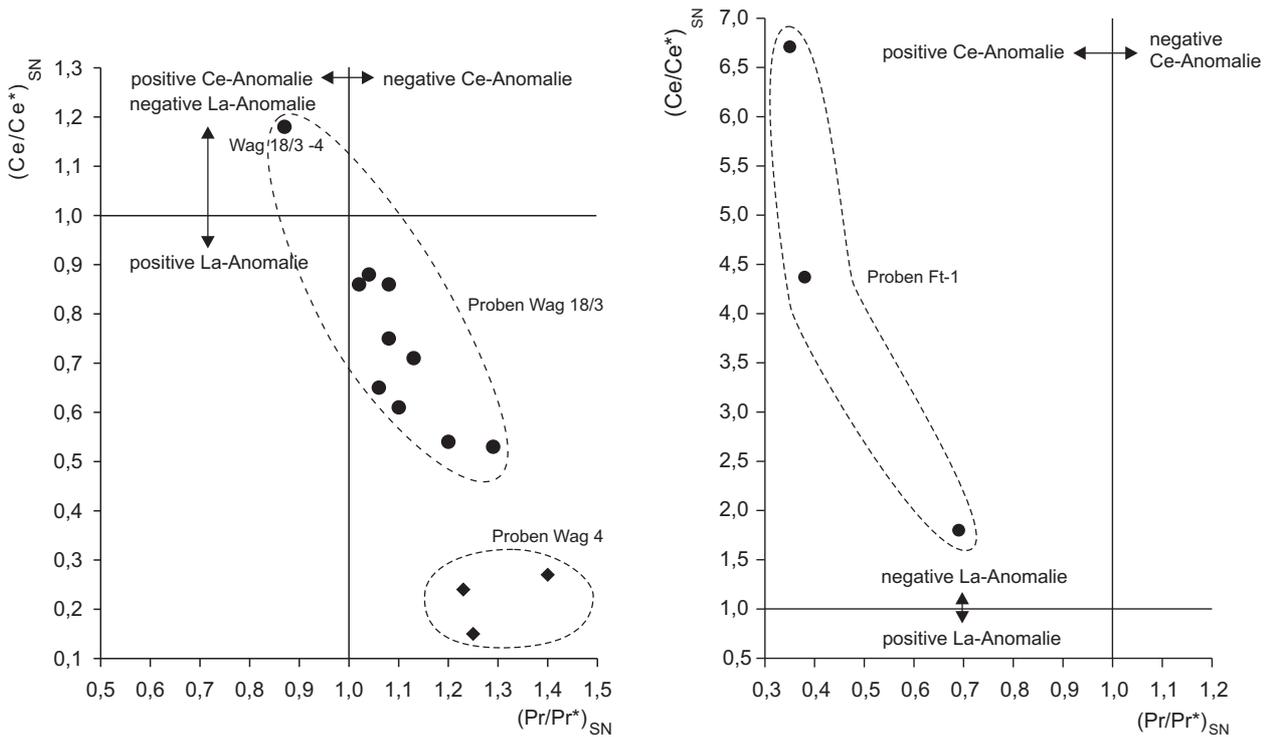


Abb. 6.10: Graphische Darstellung der Ce- und La-Anomalien, ermittelt durch PAAS-normalisiertes Pr/Pr^* [$Pr/(0,5 Ce + 0,5 Nd)_{SN}$] gegen Ce/Ce^* [$Ce/(0,5 La + 0,5 Pr)_{SN}$]-Verhältnis (Bau & Dulski, 1996; modifiziert durch Webb & Kamber, 2000).

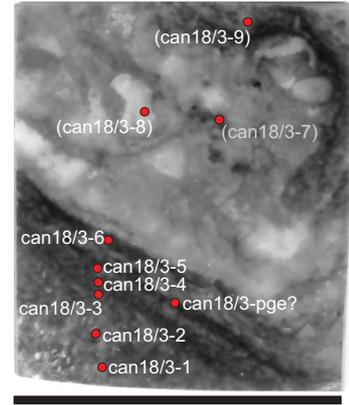
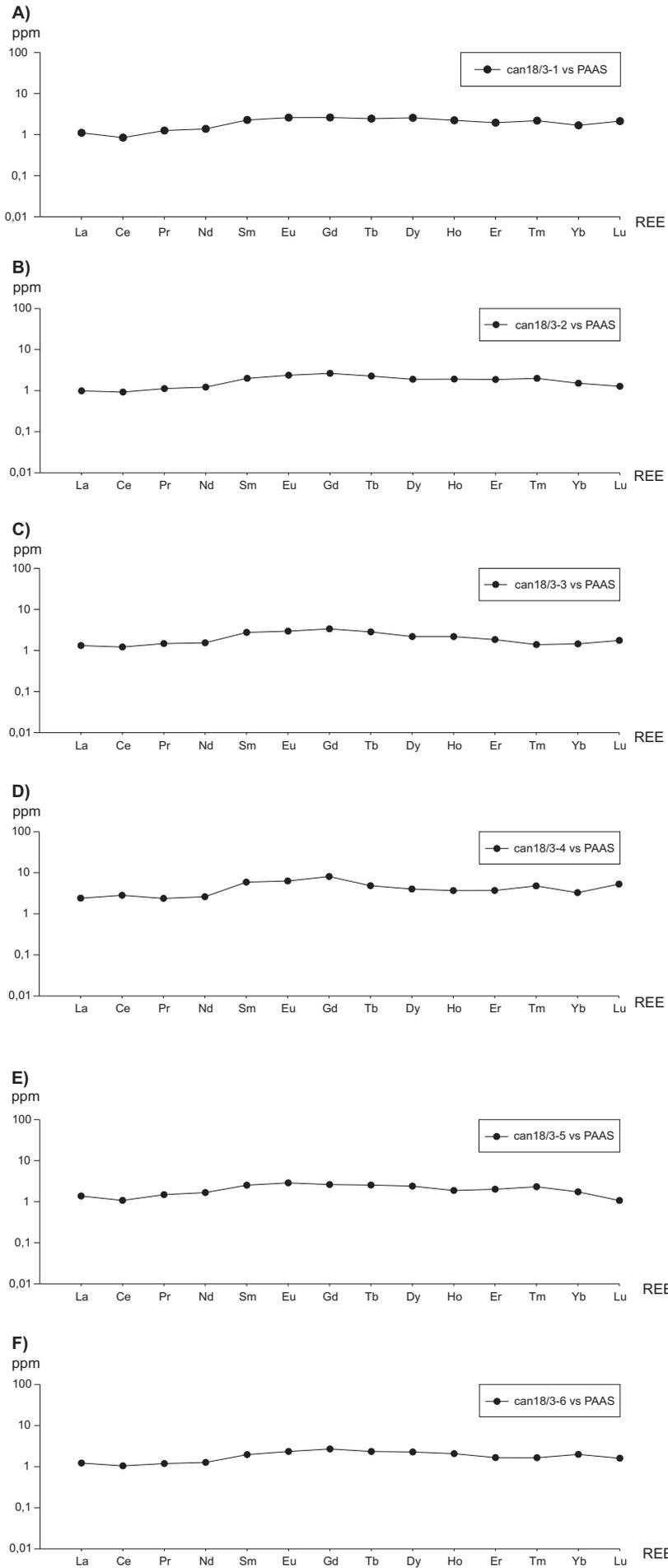
Dendrolithischer Mikrobialith (M7): Die Analyse des autochthonen Mikrits und der allochthonen Matrix dieser Probe ergab höhere REE-Konzentrationen im autochthonen Mikrit. Die Werte der REE-Messungen des radiaxial-fibrösen Zementes und des Blockzementes lagen unter der Nachweisgrenze.

Die Analyseergebnisse von den Messungen der mikrobialithischen Kruste (Abb. 6.12 A, C) und des Mikrits (Abb. 6.12 B) weisen ähnliche REE-Muster auf, die sowohl durch eine positive Lanthan-, eine negative Cer- als auch durch eine positive Gadolinium-Anomalie charakterisiert sind. Zudem zeigt sich ein leichter Konzentrationsanstieg von den leichten REEs (LREE = La bis Nd) zu den schweren REEs (HREE = Er bis Lu). Das gemittelte Nd_{SN}/Yb_{SN} -Verhältnis beträgt 0,44 und das gemittelte Y/Ho -Verhältnis beträgt 0,55. Die HREE-Muster bilden einen leicht konkaven Bogen.

Mikrobielle Krusten der Stromatolith-Thrombolith-Mounds (M6): Die Analysen erfolgten vom autochthonen Mikrit der unterschiedlichen mikrobialithischen Krusten sowie vom radiaxial-fibrösen Zement. Insgesamt wurden 10 Messungen durchgeführt. Bei vier Messungen vom radiaxial-fibrösen Zement, vom Thrombolith und von der Fe/Mn-reichen Stromatolithkruste lagen einige REE-Gehalte deutlich unterhalb der Nachweisgrenze, wodurch sich kein aussagekräftiges REE-Muster ergab (Messungen Can18/3-7, -8, -9 und Can18/3-10). Fünf der sechs darstellbaren REE-Muster des autochthonen Mikrits, die ebenfalls Gehalte nahe der Nachweisgrenze aufweisen, zeigen allerdings wiederum ähnliche Charakteristika (Abb. 6.11 A, B, C, E und F).

Kennzeichnend für diese fünf REE-Muster sind eine leicht positive Lanthan- und eine leicht negative Cer-Anomalie. In einigen Messungen ist eine leicht positive Gadolinium-Anomalie feststellbar. Die Messung Can18/3-4 (Abb. 6.11 D) unterscheidet sich durch eine negative Lanthan-Anomalie und eine leicht positive Cer-Anomalie von den anderen REE-Signaturen dieser Probe. Alle REE-Muster zeigen eine leichte Abreicherung der LREEs im Vergleich zu den HREEs. Das gemittelte $\text{Nd}_{\text{SN}}/\text{Yb}_{\text{SN}}$ -Verhältnis beträgt 0,8. Allerdings sind die mittleren Seltenen Erden Elemente (MREEs) am stärksten angereichert. Die Messung Can18/3-4 weist von den 10 an den Stromatolith- und Thrombolith-Krusten durchgeführten Messungen die höchsten REE-Konzentrationen auf. Ähnlich der REE-Muster von den drei Messungen am dendrolithischen Mikrobialith (Probe Wag 4), zeigt das Muster der Messung Can18/3-4 von dem Element Gadolinium bis zum Element Lutetium einen konkaven Bogen. Insgesamt sind die REE-Muster der Stromatolith-Thrombolith-Mounds relativ gleichförmig ausgebildet, d.h. die Messwerte liegen relativ nah am PAAS-Standard. Das gemittelte Y/Ho-Verhältnis beträgt 0,95.

***Frutexites*-Strukturen (M9):** Gemessen wurden der Mikrit der *Frutexites*-Strukturen (Abb. 6.13 A, C), das Nebensediment (Abb. 6.13 B) und radialaxial-fibröser Zement. Nur die *Frutexites*-Strukturen und das Nebensediment erbrachten nachweisbare Konzentrationen von REEs. Diese REE-Signaturen weisen eine negative Lanthan- und eine ausgeprägte positive Cer-Anomalie auf. Die *Frutexites*-Proben unterscheiden sich somit insbesondere durch die ausgeprägte positive Cer-Anomalie von den REE-Mustern der Mikrobialithe vom Waggon Pass. Die Elementkonzentrationen der übrigen Lanthanide sind allerdings bei den Proben beider Lokalitäten ähnlich. Mit einem gemittelten Y/Ho-Verhältnis von 0,86 und einem gemittelten $\text{Nd}_{\text{SN}}/\text{Yb}_{\text{SN}}$ -Verhältnis von 0,76 liegen beide Verhältnisse zwischen denen der Proben vom Waggon Pass. Wiederum sind die LREEs leicht abgereichert.



1,5 cm

Abb. 6.11: REE-Verteilung der Probe Can 18/3, Stromatolith-Thrombolith-Mound, Waggon Pass, South Lawford Range, Westaustralien. Daten in Klammern gesetzter Messpunkte (Bild) sind graphisch nicht dargestellt.

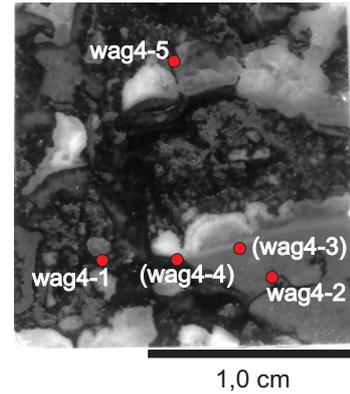
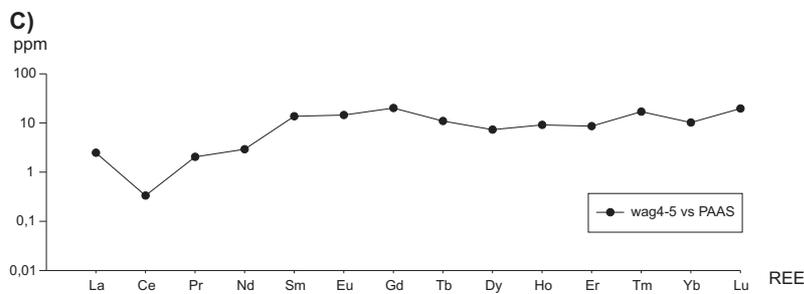
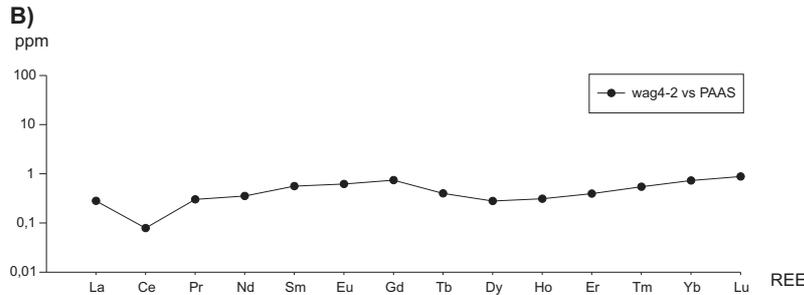
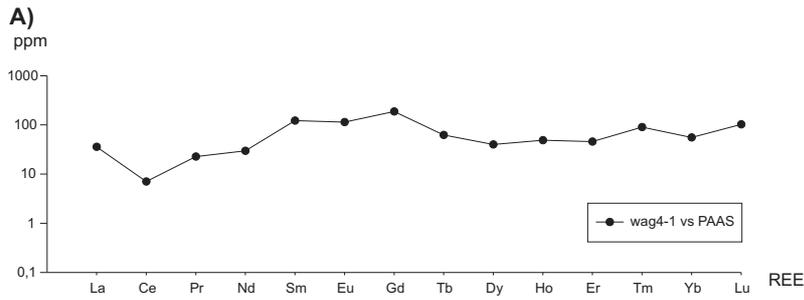


Abb. 6.12: REE-Verteilung der Probe Wag 4, dendrolithischer Mikrobialith, Waggon Pass, South Lawford Range, Westaustralien.

Daten in Klammern gesetzter Messpunkte (Bild) sind graphisch nicht dargestellt.

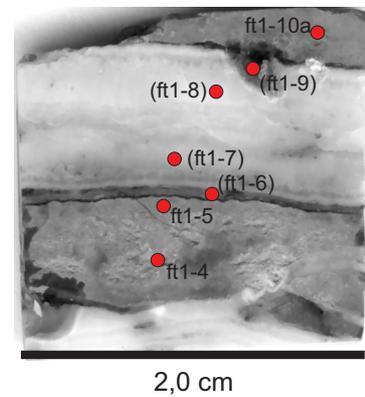
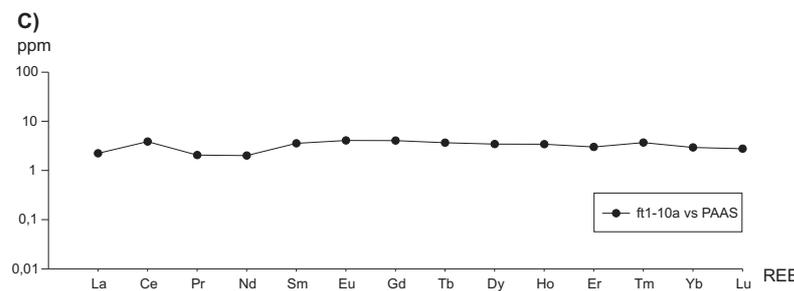
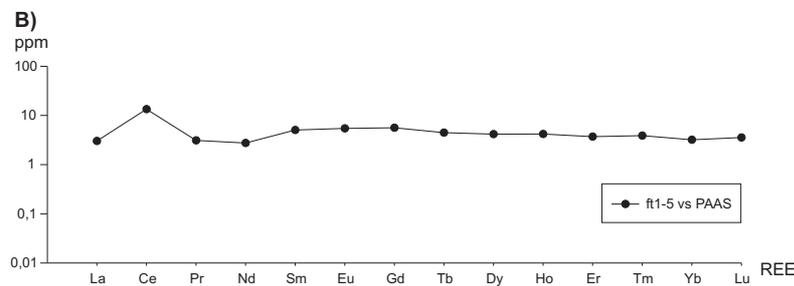
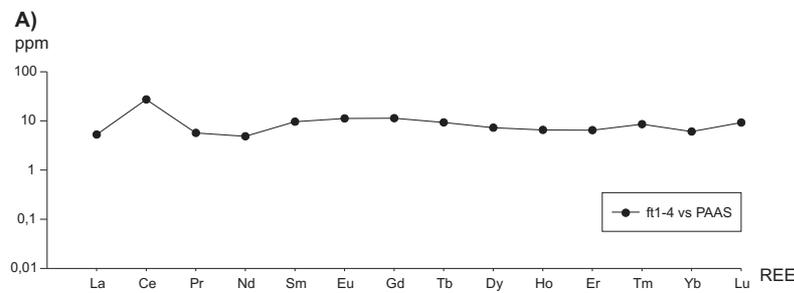


Abb. 6.13: REE-Verteilung der Probe FT8, *Frutexites*-Niveau, 371 B, South Lawford Range, Westaustralien.

Daten in Klammern gesetzter Messpunkte (Bild) sind graphisch nicht dargestellt.

Interpretation: Das PAAS-normalisierte REE-Muster des rezenten Oberflächen-Meerwassers ist ausgezeichnet durch eine negative Cer-Anomalie, eine leichte positive Lanthan-Anomalie und eine leichte Gadolinium-Anomalie. Zusätzlich zeigt das REE-Muster des rezenten Meerwassers eine deutliche Abreicherung der LREEs (z.B. Elderfield & Greaves, 1982; Bau & Dulski, 1996; Webb & Kamber, 2000) mit einem Nd_{SN}/Yb_{SN} -Verhältnis (bei 50 m Wassertiefe) von 0,205 bis 0,497 (Zhang & Nozaki, 1996) und ein superchondritisches Y/Ho-Verhältnis von 44 bis 47 (Bau, 1996). Die sehr geringen Konzentrationen der REEs im rezenten Meerwasser liegen im ppt-Bereich.

Da in den gemessenen frühmarinen Zementen die Gehalte der REEs unterhalb des Detektionslimits liegen ($<1\text{ppm}$), ist davon auszugehen, dass im oberdevonischen Meerwasser des Canning Basins, wie im rezenten Meerwasser, die REE-Konzentrationen sehr gering waren. Die Messungen der autochthonen Mikrite ergaben allerdings REE-Gehalte bis in den ppm-Bereich. Die Anreicherung der REEs wird auf die metabolische/physiologische Aktivität von Mikroorganismen zurückgeführt. Unterschiedliche spätdevonische Riffkarbonate des Canning Basins wurden auf ihre Eignung als Meerwasser-REE-Proxy untersucht (Nothdurft et al., 2004). Die REE-Signaturen von nicht-kontaminierten frühmarinen Zementen, Mikrobialithen und Skelettkarbonaten weisen Meerwasser-ähnliche REE-Muster auf, wobei das REE-Muster der frühmarinen Zemente die größte Übereinstimmung mit dem REE-Muster des rezenten Meerwasser zeigt (Nothdurft et al., 2004). Alle Charakteristika des rezenten Meerwasser-REE-Musters sind deutlich ausgeprägt. Die frühmarinen Zemente enthalten REE-Konzentrationen im ppb-Bereich, während die Messungen der Mikrobialithe Gehalte bis in den ppm-Bereich ergeben (Nothdurft et al., 2004).

Die mikrobialithischen Krusten der Proben WAG 4 und CAN 18/3 sind charakterisiert durch negative Cer-Anomalien und zeigen einen Kurvenverlauf, der dem Meerwasser-REE-Muster ähnelt. Eine negative Cer-Anomalie verweist auf ein oxidatives Milieu, da Cer unter oxidativen Verhältnissen als Ce(IV) vorliegt und leicht in Form von CeO_2 aus einem Fluid ausfällt. Daher kann zunächst davon ausgegangen werden, dass die REEs während der Karbonatpräzipitation aus sauerstoffreichem Wasser ausgefällt und die Anomalien übernommen wurden. Dies bestätigt die autochthone, mikrobiell-induzierte Karbonatfällung des Mikrits der beprobten Mikrobialithe. Im Gegensatz dazu sind die positiven Cer-Anomalien in den REE-Mustern der Messungen des *Frutexit*-Horizontes (Messung FT1-4, -5 und -10a) sowie der Messung der Fe/Mn-reichen Laminae von den Stromatolith-Thrombolith-Mounds (Messung Can18/3-4) das Ergebnis einer Anreicherung des aus dem Meerwasser ausgefallenen Ce(IV). Das Ce(IV) wurde vermutlich in Form von Fe/Mn-Oxiden und -Hydroxiden sowohl im Nebensediment als auch durch die *Frutexit*-Organismen angereichert. Lanthanide gehen schnell Komplexverbindungen ein und werden in dieser Bindungsform oder infolge von Adsorption dem Meerwasser entzogen und im Sediment angereichert.

An der Bildung der *Frutexitis*-Strukturen und der Stromatolith-Thrombolith-Mounds waren daher Organismen der Redox-Grenze beteiligt.

Positive La- und Gd-Anomalien werden sowohl von Webb & Kamber (2000) als auch von Bau et al. (1996) beschrieben und als Meerwasser-Signal gedeutet. Lanthan und Gadolinium werden nicht wie Cer und Europium aufgrund ihrer Redox-Abhängigkeit, sondern aufgrund ihrer stabileren Elektronenkonfiguration von den übrigen REEs fraktioniert (Bau et al., 1996). Durch ihre stabilere Elektronenkonfiguration verbleiben Lanthan und Gadolinium länger als die übrigen Lanthanide im Meerwasser und werden so im Meerwasser angereichert. Bei der Karbonat-ausfällung im Gleichgewicht mit dem Meerwasser, wie sie bei der bakteriell-induzierten Karbonatfällung erfolgt, werden auch diese Anomalien von dem Präzipitat übernommen. Die La- und Gd-Anomalien der Proben vom Waggon Pass sind daher vermutlich ebenso wie die negative Cer-Anomalie aus dem devonischen Meerwasser ererbt.

Die negativen Lanthan-Anomalien in der *Frutexitis*-Probe und der Messung Can 18/3-4 der Stromatolith-Thrombolith-Mounds ergeben sich hingegen, wenn die REEs nicht im Gleichgewicht mit dem Meerwasser angereichert werden.

Im Unterschied zum REE-Muster des rezenten Meerwassers ist die Abreicherung der LREE, mit Ausnahme der Probe vom dendrolithischen Mikrobialithen, nicht so deutlich ausgeprägt. Ferner weisen alle Proben kein superchondritisches Y/Ho-Verhältnis auf. Die Y/Ho-Verhältnisse zwischen 0,55 und 0,95 sind ein Hinweis auf eine Kontamination der Proben durch terrigenen Detritus. Eine Kontamination durch den in den Proben enthaltenen Quarz ist allerdings unwahrscheinlich, da an Quarz keine REEs gebunden sind (Nothdurft et al., 2004).

In allen gemessenen Proben konnte keine signifikante Europium-Anomalie ermittelt werden. Rechnerisch ermittelte Werte liegen zwischen 0,97 und 1,22. Europium weist, in Abhängigkeit von der Temperatur, entweder ein trivalentes oder ein divalenten Oxidationsstadium auf. Während in reduzierenden, hydrothermalen ($>250^{\circ}\text{C}$) Lösungen Europium hauptsächlich als Eu(II) vorliegt, kommt in Niedrigtemperaturbereichen fast ausschließlich Eu(III) vor. Europium wird daher bei diagenetischen und niedrigtemperierten, aquatischen Vorgängen von den übrigen Lanthaniden nicht signifikant fraktioniert (McLennan, 1989). Bei hydrothermalen Proben liegt eine ausgeprägte positive Eu-Anomalie bei relativ niedrigen Yttrium-Gehalten vor (Bau & Dulski, 1999; Hongo & Nozaki, 2001). Trotz geringer Y-Gehalte der gemessenen Proben fehlt eine positive Eu-Anomalie in den vorhandenen REE-Mustern. Die Anreicherung der REEs muss daher aus einem niedrigtemperierten Milieu erfolgt sein. Michard & Albarède (1986) beschreiben für kontinentale hydrothermale Wässer ($< 150^{\circ}\text{C}$) höherer Alkalinität bei $\text{pH} > 7,5$ REE-Muster mit einem konkaven Bogenverlauf der HREEs, welchen sie als Charakteristikum für Hydrogenkarbonat-Ionen interpretieren. Dem entsprechen die REE-Muster, insbesondere die des dendrolithischen Mikrobialiths (Probe Wag 4).

Die Übereinstimmung der Anomalien von den Mikrobialithen vom Waggon Pass mit den Anomalien-Charakteristika des REE-Musters von rezentem Meerwasser spricht für eine Ausfällung und Anreicherung der REEs (und der Spurenelemente) aus dem Meerwasser über die bakteriell-induzierte Karbonatfällung. Das dem Meerwasser inverse REE-Muster der Messungen vom *Frutexitis*-Horizont und der Messung Can 18/3-4 der Stromatolith-Thrombolith-Mounds spricht hingegen für den adsorptiven Entzug der REEs aus dem Meerwasser bzw. für die Abreicherung durch Komplexverbindungen. Allerdings sind ebenfalls Abweichungen vom reinen Meerwasser-REE-Muster dokumentiert. Y/Ho-Verhältnisse weisen auf eine Kontamination durch terrigenen Detritus hin. Die Anreicherung der MREEs könnte eine Sedimentquelle mit hohem Phosphatmineralgehalt kennzeichnen (Hannigan & Sholkovitz, 2001; Nothdurft et al., 2004). Ein konkaver Bogen der HREEs spricht für einen kontinentalen, niedrigtemperierten Einfluss von Wässern oder Fluiden mit erhöhter Alkalinität (Michard & Albarède, 1986).

6.6 Biomarkeranalysen

6.6.1 Lokalität Canning Basin

An mehreren mikrobialithischen Proben aus dem Canning Basin wurden Biomarkeranalysen durchgeführt. Die Analysen führten, aufgrund der intensiven Aufoxidierung des organischen Materials, zu keinem interpretierbaren Ergebnis.

6.6.2 Lokalität Boulonnais

Am Material der *Rothpletzella*-Mud Mounds wurden Biomarkeranalysen durchgeführt. Die organische Sedimentfraktion zeigt eine gute Erhaltung, die offenbar durch die Einbettung der relativ kleinen Karbonatkörper in eine tonige Matrix und eine geringe Beanspruchung durch die Karbonatdiagenese bedingt ist. Auffallend ist eine Reihe dicyklischer C_{15} -Kohlenwasserstoffe aus der Reihe der Sesquiterpenoide (Abb. 6.14). Im dunkelbraunen, organikreichen Mikrit wurden verschiedene Isomere von Sesquiterpenoiden des Triman-Typs nachgewiesen. Sesquiterpene kommen als Hauptkomponenten in einer Reihe rezenter Demospongiae vor und sind insbesondere für Axinellida und Halichondrida spezifisch (Bergquist, 1983). Die fossilen Biomarker liefern somit eine bemerkenswerte Übereinstimmung mit dem paläontologischen Befund.

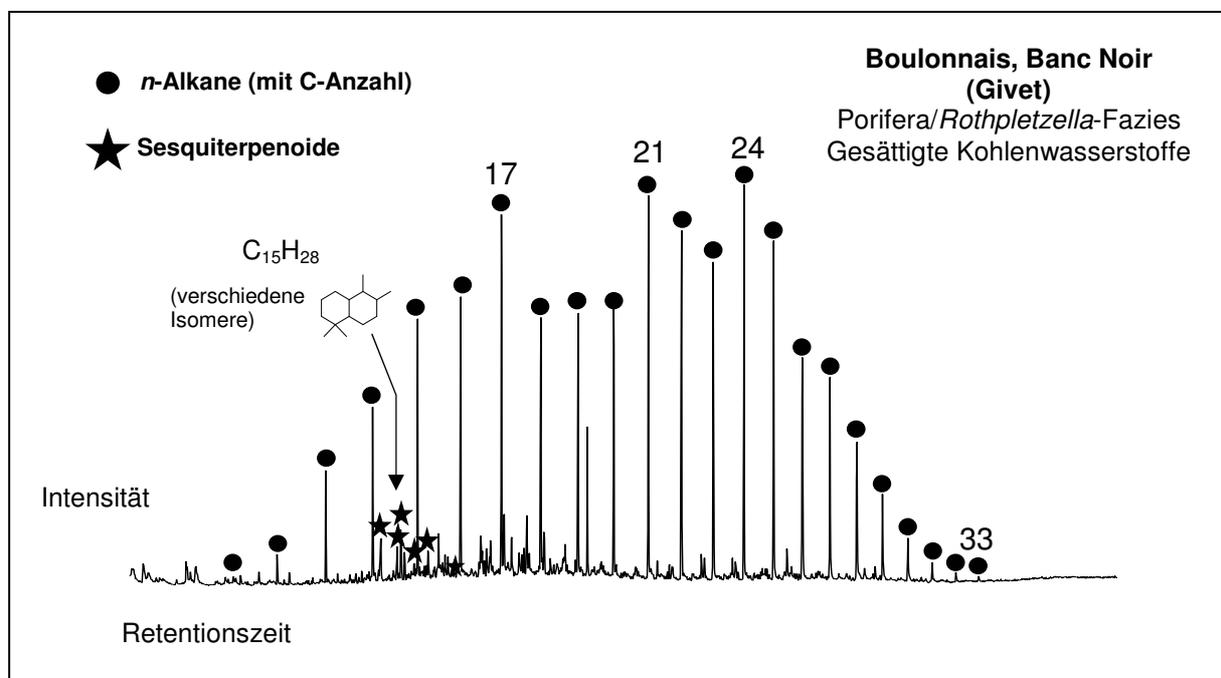


Abb. 6.14: Biomarkeranalyse der *Rothpletzella*-Mud Mounds (Boulonnais, Nordfrankreich).

7. Diskussion

Sowohl im Boulonnais als auch im Canning Basin wurden Schwammfaunen nachgewiesen, die eine für das Mittel- bzw. Oberdevon relativ moderne Sklerenarchitektur aufweisen.

Halichondride/axinellide Demospongiae aus den *Rothpletzella*-Mud Mounds (Boulonnais) zeigen eine gut erhaltene plumose Sklerenanordnung in autochthonem Mikrit, die in dieser Weise erst ab dem Unterkarbon in weiter Verbreitung auftritt (Reitner et al., 2001). Sesquiterpene, die in halichondriden/axinelliden Schwämmen häufig sind, wurden über Biomarker-Analysen nachgewiesen und bestätigen den fossilen Befund.

Über die Biomarkeranalyse wurden keine Bakterien, die mit den Schwämmen assoziiert gewesen sein können nachgewiesen, doch verweisen negative $\delta^{13}\text{C}$ -Werte des autochthonen Mikrits auf die physiologische Aktivität sulfatreduzierender Bakterien.

Aufgrund der Oxidation des organischen Materials der westaustralischen Proben erbrachten die Biomarkeranalysen kein Ergebnis.

Die Untersuchung und Beschreibung der oberdevonischen Schwammfauna erwies sich insgesamt als relativ schwierig. Die kalzifizierten Skleren der Kieselschwämme sind größtenteils nur reliktsch in den Dünnschliffen zu erkennen und das ehemalige „Schwammgewebe“ in Form von peloidalem Mikrit überliefert. Die Schwämme sind daher überwiegend als Thrombolithe mit Stromatactis-Strukturen erhalten. Diese Thrombolithe bilden viele Horizonte und Mud Mounds der Riffhangablagerungen des Frasné und Famenne in allen vier Lokalitäten. Die schlechte Erhaltung der lyssacinosen Hexactinellida ist auf die Umkristallisation und Zementation der primären Schwammzellen durch die mikrobielle Zersetzung während einer frühen Diagenese zurückzuführen. Das primäre Schwammmaterial wird in pelloidalen, mikrokristallinen Kalzit umgebildet und die Schwammform mit vielen der Skleren aufgelöst (Bourque & Boulvain, 1993). Wie im Eingangskapitel beschrieben, erfolgt die Lithifizierung von Schwämmen innerhalb eines Mikromilieus durch sulfatreduzierende Bakterien und der Bildung von Pyrit (Reitner & Schumann-Kindel, 1997). Pyrit wurde, im Gegensatz zu den Proben vom Boulonnais, in den untersuchten Mikrobialithen des Canning Basins nicht nachgewiesen, da der Pyrit aufoxidiert wurde.

Während in den tieferen Hangbereichen hauptsächlich die Relikte lyssakinosider Hexactinellida vorkommen, sind die Mud Mounds im höheren Hangbereich der Profile Wapet C und Casey Falls (Famenne) auch durch lithistide und nicht-lithistide Demospongiae charakterisiert. Die meisten dieser lithistiden Demospongiae gehören dem rein früh-paläozoischen Taxon Anthaspidellidae an (Rigby, 1986).

Lithistide Demospongiae mit tetracrepidischen Skleren kommen in den Stromatolith-Thrombolith-Mounds vom Waggon Pass vor und bilden sehr frühe Vertreter der modernen lithistiden Demospongiae. Als früheste „lithistide“ Art mit echten Tetraclonen beschreibt Mehl-Janussen (1999) *Jereina robusta* aus dem späten Perm.

Aufgrund der isolierten Lage der Stromatolith- und Stromatolith-Thrombolith-Mounds im Übergang von der Riff- zur Becken-Fazies (einschließlich deren Faunenvergesellschaftung) stellt sich die Frage nach Steuerungsfaktoren und Nährstoffangebot im devonischen Meerwasser.

Für die geochemischen Untersuchungen ist daher die Primärmineralogie der Karbonate von Bedeutung.

Sandberg (1983) unterteilte das phanerozoische Meerwasser auf der Basis der Primärmineralogie von Ooiden und frühen marinen Karbonatzementen in sogenannte „aragonite seas“ (= 3 Intervalle) und „calcite seas“ (= 2 Intervalle). Ein ähnliches Modell mit der Einteilung in Kalzit- und Aragonit-Zeiten während des Phanerozoikums, allerdings auf der Basis von nicht-skelettischen Karbonaten, stellte Hardie (1996) auf. Die Primärmineralisation ist nach dem Modell vom Mg/Ca-Verhältnis und der Ca^{2+} -Konzentration des Meerwassers abhängig. Beide werden durch Änderungen der „sea-floor spreading“ Raten gesteuert (Hardie, 1996). Der Mittelozeanische Rücken bildet ein großes Ionen-Austausch-System: Die Umsetzung von Basalt zu Serpentin setzt Ca^{2+} -Ionen ins Meerwasser frei und entzieht dem Meerwasser Mg^{2+} -Ionen. Die Steigerung der Ozeanbodenproduktionsrate verringert das Mg/Ca-Verhältnis des Meerwassers, während zur gleichen Zeit die Ca^{2+} -Konzentration steigt (Hardie, 1996).

Modellierungen ergaben bei 25°C eine bevorzugte Präzipitation von Aragonit und Hoch-Mg-Kalzit (HMC) bei einem Mg/Ca-Molverhältnis > 2 und eine bevorzugte Präzipitation von Niedrig-Mg-Kalzit (LMC) bei einem Mg/Ca-Molverhältnis < 2 (Hardie, 1996).

Die primäre Karbonatmineralogie von dominierenden riffbildenden und sedimentproduzierenden marinen Organismen korreliert mit den phanerozoischen Schwankungen der Meerwasserchemie für nicht-skelettische Karbonate (Stanley & Hardie, 1998). Riffe wurden im frühen und mittleren Paläozoikum (= „calcite sea“ bzw. Calcite I) durch Organismen mit einem LMC-Skelett (Tabulata, Heliolitiden, rugose Korallen, Stromatoporidae) dominiert, während ab dem mittlerem Mississippian bis zum frühen Mesozoikum (Aragonite II) aragonitische scleractine Korallen, phylloide Algen sowie Hoch-Mg-kalzitische Rotalgen die wichtigsten Riffbildner darstellten. Die Schwankungen der Biomineralisation werden von Stanley & Hardie (1998) ebenfalls als das Ergebnis von sich ändernden Spreadingraten interpretiert.

Das Devon fällt in eine „calcite sea“ bzw. in die Phase von Calcite I. Die Ergebnisse der geochemischen Analysen stimmen mit der Annahme einer frühen LMC-Mineralisation überein. Die gute Übereinstimmung der gemessenen Isotopenverhältnisse von Kohlenstoff-, Sauerstoff- und Strontiumisotopen mit den durchschnittlichen Isotopenverhältnissen des Devons (z.B. Veizer et al., 1999; Burke et al., 1982) lassen auf den primären Ausfall von LMC bzw. eine syngenetische Umwandlung schließen. Zusätzlich weisen die radiaxial-fibrösen Zemente des Canning Basins eine dem rezenten Meerwasser sehr ähnliche REE + Y-Signatur (Nothdurft et al., 2004) auf.

Das Mg/Ca-Verhältnis des Meerwassers hat vermutlich ebenfalls einen Einfluss auf die Evolution und auf Aussterbeereignisse. Kalzit-Intervalle fördern eine initiale Evolution der Kalzitskelette von Tetra- und tabulaten Korallen (Stanley & Hardie, 1998). Beim Erscheinen neuer Taxa wird die Primärmineralogie von kalzitischen Schwammskeletten durch das Mg/Ca-Verhältnis des Meerwassers gesteuert. Änderungen der Ca^{2+} -Gehalte im oberdevonischen Meerwasser des Canning Basins können deshalb entscheidende Auswirkungen auf die Riffvergesellschaftung sowie auf die Mikrobialithbildung gehabt haben. Arp et al. (2001) sehen als Ursache für das häufige Vorkommen von Mikrobialithen in weiten Teilen des Phanerozoikums die Fixierung von Kohlenstoff über chemolithotrophe Bakterien bei hohen Meerwasser Ca^{2+} -Konzentrationen.

Aufgrund der nachgewiesenen hohen Spurenelementkonzentrationen in verschiedenen Mikrobialith-Typen des Canning Basins kann ein hydrothermaler Eintrag von Kationen (Ca^{2+} , Mn^{2+} , Fe^{2+} , etc.) vermutet werden. Die bei Casey Falls und dem Waggon Pass vorkommenden Stromatolith-Mounds treten zusammen mit Neptunian Dykes auf. Deshalb scheint es möglich, dass sie an submarine, hydrothermale Austrittstellen gebunden waren, die die Lebewelt der Mud Mounds stark beeinflusst haben. Dies wird im Folgenden diskutiert:

Die Entwicklung der Riff-Komplexe des Canning Basins erfolgte in einem tektonisch aktiven Rift-Becken und unterlag einer tektonisch-kontrollierten Subsidenz (George & Chow, 2002). Innerhalb des durch Störungen begrenzten Fitzroy Troges kam es zu raschen Absenkungen, die auch die Randbereiche des Troges betrafen (Forman & Wales, 1981). Die Absenkung und ein gleichzeitiger Meeresspiegelanstieg an der F/F-Grenze führten zu einem Ertrinken der zuvor zumindest teilweise trockengefallenen Plattformen. Es resultierten retrograde, steil einfallende Plattformränder (Playford, 1980). Die steil einfallenden Ablagerungen des unteren Riffhanges gehen in flachliegende Beckenablagerungen über (Playford, 1980; Kerans, 1985; Vearncombe et al., 1995; Playford & Hocking, 1999; Copp, 2000). An den Übergangszonen zwischen Hang- und Beckenablagerungen können sich Aufstiegswege für Fluide bilden. In dem Gebiet des Canning Basins wurden bereits syngenetische, sedimentär-exhalative Mineralisationen nachgewiesen, die über „cool-fluid seepages“ auf dem Meeresboden gebildet wurden (Playford & Wallace, 1998; Playford, 1999; Playford & Wallace, 2001). Diese Mineralisationen sind an Stromatolith-Mounds (Baryt-Sulfid-Stromatolith-Mounds) gebunden, die entlang der Kontaktzone von den Beckenablagerungen (Gogo-Formation) und den Kalksteinen des Riffhanges (Sadler Limestone) an synsedimentären Störungen vorkommen. Die Baryt-Sulfid-Stromatolith-Mounds wurden in das Frasné datiert (Playford & Wallace, 2001). Die eigenen Proben, wie die Eisen- und Mangan-reichen Thrombolithe und Stromatolithe des Waggon Passes und von Casey Falls, stammen aus den Frasné und Famenne-Ablagerungen der Virgin Hills Formation, die ebenfalls im Kontaktbereich zum Sadler Limestone, d.h. im Übergang vom unteren Riffhang zur Beckenfazies gebildet wurden.

Am Waggon Pass tritt eine Fauna aus Gastropoden, Ostracoden, auloporiden und solitären rugosen Korallen auf, die zusammen mit tetracrepid, lithistiden Demospongiae der Stromatolith-Thrombolith-Mounds auf besondere Nährstoffverhältnisse hinweist. Eine gleichartige Fauna wurde in keinem anderen Arbeitsgebiet angetroffen. Belka & Berkowski (2005) interpretieren eine vergleichbare Fauna unter- und mitteldevonischer Mud Mounds (Kess-Kess Mud Mounds, Hamar Laghdad, östlicher Anti-Atlas, Marokko) aus rugosen Korallen, Trilobiten der Gattung *Andegavia*, Gastropoden, Schwämmen, Monoplacophoren und lokal zahlreichen Ostracoden als eine „Vent-Fauna“. Die Mud Mounds des Hamar Laghdad entwickelten sich an submarinen, hydrothermalen Fluidaustritten über einem intrusiven Laccolithkörper (Belka, 1998; Mounji et al., 1998).

Auch die, im Vergleich zu den $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Meerwasserkurven (Burke et al., 1982; Veizer et al., 1999) und den eigenen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Messwerten der radiaxial-fibrösen Zemente, hohen Sr-Isotopenverhältnisse der Mikrobialithe (0,7088 bis 0,7109) weisen auf einen höheren Eintrag von radiogenem ^{87}Sr aus kontinentaler Kruste hin. Der Eintrag kann über submarine Fluide erfolgt sein, die mit basalen Siliziklasten-reichen Sedimenten oder sauren magmatischen Gesteinen in Wechselwirkung standen, oder aus siliziklastischen Schüttungen vom Kimberley Block resultieren.

Einen erhöhten Eintrag von radiogenem ^{87}Sr belegen zudem die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Werte der mikritischen Matrix und des internen Sediments der Kess-Kess Mud Mounds aus Marokko (Belka, 1998; Mounji et al., 1998). Die Anreicherung des radiogenen ^{87}Sr der Kess-Kess Mud Mounds wird auf zirkulierendes Meerwasser, welches mit Rb-haltigen, siliziklastischen Karbonatsedimenten reagierte, interpretiert (Mounji et al., 1998). Ähnlich den eigenen Ergebnissen liegen die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse des unterdevonischen, marinen Zementes in oder nahe des von Burke et al. (1982) ermittelten Mittelwertes für das unterdevonische Meerwasser.

Bei den ermittelten REE-Mustern verweist nur der Verlauf der HREEs in Form eines konkaven Bogens auf einen eventuellen Einfluss durch kontinentale, hydrothermale Wässer (< 150°C) mit höherer Alkalinität. Eine deutlich positive Eu-Anomalie, die auf hydrothermale Temperaturen hindeuten würde, konnte in allen ermittelten REE-Signaturen nicht nachgewiesen werden. Belka (1998) wies in Mikrit und Kalzizementen der Kess-Kess Mud Mounds und assoziierter Neptunian Dykes REE-Muster nach, die ein Mischsignal aus marinem Meerwasser (negative Ce-Anomalie) und hydrothermalen Fluiden (positive Eu-Anomalie) zeigen. Bei niedrigen Fluidtemperaturen wird Europium im Allgemeinen nicht signifikant von den anderen Lanthaniden getrennt, wodurch sich keine positive Eu-Anomalie in den Karbonaten ergibt (McLennan, 1989). An den Austrittstellen hydrothermalen Fluiden (5 m - 10 m Wassertiefe) im rezenten Korallen-Riffsystem von Ambitle Island (Papua New Guinea) wurden Fluidtemperaturen zwischen 94°C und 98°C nachgewiesen (Pichler & Dix, 1996). Die rezenten Flachwasser Vent-Systeme zeigen trotz der geringen Temperaturen ein REE-Muster mit einer positiven Eu-Anomalie, wie es für hydrothermale Fluide zu erwarten ist (Pichler et al., 1999).

Ein ähnliches Signal ist bei den eigenen Proben nicht gegeben. Playford & Wallace (2001) weisen auf gering temperierte Fluide im Zusammenhang mit den sedimentär-exhalativen Mineralisationen im Canning Basin hin. Bei hydrothermalen Vent-Systemen im Canning Basin an der F/F-Grenze wäre demnach von niedrig-temperierten Fluiden auszugehen bzw. von einem starken Verdünnungseffekt durch das Meerwasser.

Die ermittelten Kohlenstoff- und Sauerstoffisotopenverhältnisse der autochthonen Mikrite und radiaxial-fibrösen Zemente können zum größten Teil als Signal des oberdevonischen Meerwassers interpretiert werden, doch wurden in den Mikrobialithen am Waggon Pass zum Teil schwerere und in den Stromatolithen von Casey Falls relativ leichte $\delta^{13}\text{C}$ -Werte nachgewiesen. Letztere zeigen zwischen $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Werten eine Kovarianz. Die schweren $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der Mikrobialithe sind auch im Vergleich mit Kohlenstoff- und Sauerstoffisotopenverhältnissen anderer fossiler Beispiele von kontinentalen, hydrothermalen Systemen aus Marokko (Belka, 1998; Mounji et al., 1998) und dem Canning Basin (Playford & Wallace, 2001) ungewöhnlich. Die mikritische Matrix der Mud Mounds von Marokko weisen ähnliche $\delta^{13}\text{C}$ -Werte, aber deutlich leichtere $\delta^{18}\text{O}$ -Werte als die der assoziierten Zemente auf, deren Isotopenverhältnisse als Meerwassersignal interpretiert werden (Mounji et al., 1998). Aufgrund dieser leichten $\delta^{18}\text{O}$ -Werte wird die mikritische Matrix der Mounds als Ausfällungsprodukt hydrothermalen Fluiden angesehen. Eine Alteration durch meteorische Wässer wird aufgrund des Signals der radiaxial-fibrösen Zemente ausgeschlossen (Mounji et al., 1998). Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der Sulfid-Baryt-Stromatolith-Mounds des Canning Basins sind hingegen mit bis $-22,0\text{‰}$ deutlich leichter als die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der radiaxial-fibrösen Zemente und werden hauptsächlich als Resultat einer Oxidation organischen Materials durch chemotrophe Bakterien interpretiert (Playford & Wallace, 2001). Die schweren $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der eigenen Proben sind wahrscheinlich ebenfalls in der physiologischen Aktivität vermutlich chemolithoautotropher Bakterien begründet, bei der das leichte ^{12}C -Isotop entzogen und das schwere ^{13}C im Wasser angereichert wird. Aus diesem an ^{13}C angereicherten Wasser ist der Mikrit der Mikrobialithe ausgefallen. Die schweren $\delta^{13}\text{C}$ -Werte unterstützen auch den von Joachimski & Buggisch (1993) und Joachimski et al. (2002) ermittelten Anstieg der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte im oberen Frasn.

In der Stoffwechselaktivität Eisen- und Mangan-oxidierender Bakterien können die Anreicherungen der Eisen- und Mangan-Oxide begründet sein. Eine Bindung von Fe-/Mn-Oxid-Aggregaten, Spurenelementen sowie divalenten Kationen des Meerwassers durch die EPS der am Aufbau der Mikrobialithe beteiligten Mikroben ist ebenso möglich.

Sommers et al. (2002) wiesen in lakustrinen Fe/Mn-Stromatolithen Strukturen von stabförmigen und coccalen Bakterien nach, die mit Fe/Mn-Oxiden ummantelt waren und auf der Oberfläche der Biofilme siedelten. Den Ausfall der Fe/Mn-Oxide führen sie sowohl auf die physiologische Aktivität der Bakterien (Fe- und Mn-oxidierende sowie -reduzierende Bakterien) als auch auf eine passive, abiogene Anreicherung zurück. Den Wechsel in den Ausfällungsprodukten (Fe-

oder Mn-Oxid) und der an der Ausfällung beteiligten Organismen ist in wechselnden Oxidations-, Eh- und pH-Bedingungen an der Sediment-Wasser-Grenze begründet (Sommers et al., 2002).

Hydrothermale Präzipitate (Aragonit) der rezenten flachmarinen Vent-Systeme Papua Neu Guineas zeigen sowohl leichtere Kohlenstoff- als auch leichtere Sauerstoffisotopenverhältnisse als sie für anorganischen Aragonit des tropischen Flachwasser-Milieus charakteristisch sind (Pichler & Dix, 1996). Die niedrigen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Isotope des hydrothermalen Aragonits sind denen der submarinen basaltischen Gesteine ähnlich. Aufgrund der Isotopenverhältnisse interpretieren Pichler & Dix (1996) die hydrothermalen Lösungen als eine Mischung aus meteorischem und marinem Wasser mit einer Gasphase aus CO_2 . Die vergleichsweise leichten Kohlenstoff- und Sauerstoff-Isotopenverhältnisse der Stromatolithe von Casey Falls können durch ein solches Mischsignal aus hydrothermalen Fluiden und Meerwasser begründet sein, doch ist das Signal nicht eindeutig zu charakterisieren. $\delta^{18}\text{O}$ -Werte können im Verlauf der Versenkungsdiagenese aufgrund des Temperatureffektes zu leichteren Isotopenverhältnissen verschoben werden. Den gleichen Effekt hat die Aufnahme von organogenem CO_2 im Verlauf der Diagenese auf die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (Joachimski, 1991). Eine Einwirkung von Methan sowie methanotropher Bakterien auf das System wird ausgeschlossen, da die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte aller Proben isotopisch zu schwer sind. Die Beteiligung sulfatreduzierender Bakterien ist noch am ehesten wahrscheinlich.

Sowohl die postulierten hydrothermalen Fluide im Gebiet von Hamar Laghdad und des Canning Basins als auch diejenigen von Papua Neu Guinea werden als ein Signal von niedrigtemperierten Fluiden interpretiert, die eine Mischung aus hydrothermalen Wässern und dem Meerwasser darstellen (Pichler & Dix, 1996; Mounji et al., 1998; Playford & Wallace, 2001). Mounji et al. (1998) postulierten auf der Basis der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte eine Fluid-Temperatur zwischen 31°C und 56°C , Playford & Wallace (2001) nennen keine konkreten Temperaturen, vermuten allerdings „cool-fluids“ als Ursache für die Bildung der Sulfid-Baryt-Stromatolith Mounds des Canning Basins. Fluid-Temperaturen von Ambitle Island liegen zwischen 94°C und 98°C (Pichler & Dix, 1996). Die Ergebnisse der geochemischen Untersuchungen (vom oberdevonischen Mittelwert abweichende $\delta^{13}\text{C}$ - und $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Isotopenwerte, REE-Muster) in der South Lawford Range können als ein Mischsignal von hydrothermalen Wässern, dem Meerwasser sowie als Ergebnis physiologischer Aktivität von Bakterien interpretiert werden. Das Meerwassersignal ist am deutlichsten ausgeprägt. Doch müssen diese Schlussfolgerungen aus gegebenen Gründen kritisch betrachtet werden:

Im Zusammenhang mit den Mikrobialithen vom Waggon Pass und Casey Falls sind keine hydrothermalen Mineralisationen wie Eisensulfide und Baryt nachgewiesen worden.

Die von Belka & Berkowski (2005) beschriebene „Vent-Fauna“ zeigt signifikante Unterschiede zu der vorliegenden Fauna der Mikrobialithe vom Waggon Pass. Die rugosen Korallen (kleine Formen ohne Dissepimente), die mit hydrothermalen Fluidaustritten assoziiert sind, zeigen

dichte Populationen an Klufträndern oder direkt an den Fluidaustrittsstellen Belka & Berkowski (2005). Manche der Corallite sind mit großen (> 5 mm) Ostracoden-Carapaxen angefüllt gewesen. Eine artenarme, individuenreiche Fauna konnte in den untersuchten Mikrobialithen in der Form nicht nachgewiesen werden. Vielmehr handelt es sich um eine Fauna, die unter normalmarinen Bedingungen existieren konnte.

Pichler & Dix (1996) wiesen im Fe-haltigen Kalzit der rezenten flachmarinen Vent-Systeme Papua Neu Guineas höhere Strontium-Konzentrationen im Vergleich zu durchschnittlichen Sr-Konzentrationen von marinen niedrig-temperierten Kalzit (anorganisch) nach, während in den Karbonaten des Canning Basins geringen Sr-Gehalte auftreten, die allerdings auch diagenetisch verursacht sein können.

Die niedrigen Y/Ho-Verhältnisse der analysierten Proben weisen auf eine Verunreinigung des Probenmaterials hin (Webb & Kamber, 2000; Nothdurft et al., 2004), die das ursprüngliche REE-Muster verändert hat. Allerdings kann die Kontamination nicht genauer spezifiziert werden. Quarz als Kontaminationsquelle wird von Nothdurft et al. (2004) ausgeschlossen.

Geochemisch ist nicht eindeutig nachweisbar, dass die Mikrobialithe der Lokalitäten Waggon Pass und Casey Falls direkte Austrittsstellen von Fluiden darstellen, wie sie im NW' Bereich des Lennard Shelves (Playford & Wallace, 1998; Playford, 1999; Playford & Wallace, 2001) beschrieben werden. Zwar weisen einige der geochemischen Signale auf einen Eintrag von Kationen hin. Ob dieser Eintrag durch Fluide aus dem Basement oder durch Schüttungen von siliziklastischem Detritus vom Kimberley Block in das System eingetragen wurde, kann nicht vollständig geklärt werden. Der Eintrag muss vorwiegend im frühen Famenne, d.h. nach der eigentlichen Krise an der F/F-Grenze, stattgefunden haben, da die mikrobiellen Strukturen, die die höchste Konzentration an Spurenelementen und REEs zeigen, der *Frutexitis*-Horizont sowie die etwa zeitäquivalenten Horizonte am Waggon Pass und bei Casey Falls sind.

Die Ausgangsfrage nach der geochemischen Spezifizierbarkeit von Bildungsprozessen und Paläoumweltbedingungen (Nährstoffzufuhr, bakterielle Sulfatreduktion, Einfluss submariner Fluidaustritte), unter denen Mikrobialithe und Mud Mounds vor und nach der Frasn/Famenne-Krise entstanden sind, ist differenziert zu beantworten. Bildungsprozesse und Paläoumweltbedingungen sind in den untersuchten Aufschlüssen über die Anwendung geochemischer Analysemethoden nur zum Teil spezifizierbar. Die Untersuchungen an Porifera-reichen Mikrobialithen und Mud Mounds aus Nordfrankreich und Westaustralien ergeben eine Entwicklung der Porifera in sehr eingeschränkten Mikromilieus, die allerdings nur unzureichend geochemisch erfasst werden können. Während die Stabilisierung der *Rothpletzella*-Mud Mounds vom Boulonnais unter Einwirkung schwefelreduzierender Bakterien, nachgewiesen durch leichtere $\delta^{13}\text{C}$ -Werte, zurückzuführen ist, konnten die an der Mikrobialith-Bildung im Canning Basin beteiligten Mikrobenvergesellschaftungen geochemisch nicht eindeutig spezifiziert werden. Hohe $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (> +2,3‰) von Mikrobialithen der Lokalität Waggon Pass verweisen jedoch auf die

Aktivität chemolithoautotropher Bakterien. Die geochemischen Untersuchungen am Material aus dem Canning Basin ergeben eine weitere Kationenzufuhr von Gesteinen kontinentaler Kruste, die zum einen über hydrothermale Fluide aus dem Basement stammen können, die aber nicht absolut von einer sekundären Einwirkung (Diagenese, siliziklastischer Eintrag) abgegrenzt werden kann.

Die Ursache für das Auftreten der für das Mittel- bzw. Oberdevon ungewöhnlich modernen Porifera-Faunen (Boulonnais: halichondride/axinellide Demospongiae; Westaustralien: lithistide Demospongiae mit tetracrepidien Desmen) ist über geochemische Verfahren nicht ermittelbar. Die Mikrobialithe und Mud Mounds vom Boulonnais und von Westaustralien sind allgemein durch eine Faunenvielfalt charakterisiert, die auf ein günstiges Nährstoffangebot rückschließen lässt.

8. Resümee

Lokalität Boulonnais, Nordfrankreich

- Mitteldevonische *Rothpletzella*-Mud Mounds aus dem Boulonnais sind durch eine Faunenabfolge charakterisiert, die das Abtauchen einer Karbonatplattform (Drowning) widerspiegelt.
- Die Porifera-Fauna dieser *Rothpletzella*-Mud Mounds aus halichondriden/axinelliden Demospongiae ist für das mittlere Devon ungewöhnlich modern und wurde durch Biomaker (Sesquiterpene) bestätigt. Zudem wurden Strukturen nachgewiesen, die als fossiler Bericht von „Keratoso“ interpretiert werden.
- Durch leichte $\delta^{13}\text{C}$ -Isotope wurde der Einfluss von sulfatreduzierenden Bakterien auf die Stabilisierung der *Rothpletzella*-Mud Mounds nachgewiesen.
- Die gute Erhaltung des Probenmaterials ist für bio- und geochemische Untersuchungen von entscheidender Bedeutung. In jungpaläozoischen Gesteinen ist dies vorwiegend unter besonders „konservierenden“ geologischen Bedingungen möglich.

Lokalität Canning Basin, Westaustralien

- Auch im oberdevonischen Riffkomplex des Canning Basins kommen ungewöhnlich moderne lithistide Demospongiae mit tetracrepidien Desmen vor.
- Mittels $\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$ -Werte lassen sich frühe Karbonatphasen von späteren Phasen gut unterscheiden. Eine Vereinheitlichung der Isotopenverhältnisse durch spätdiagenetische Prozesse wird daher ausgeschlossen.
- Die Kohlenstoff- und Sauerstoff-Isotopenverhältnisse lassen auf eine Ausfällung der frühmarinen Phasen aus einem normalmarinen, oxischen Milieu schließen.
- Hohe $\delta^{13}\text{C}_{(\text{PDB})}$ -Werte ($> +2,3\text{‰}$) der Mikrobialithe von der Lokalität Waggon Pass werden auf die Aktivität chemolithoautotropher Bakterien zurückgeführt.
- Die Spurenelementgehalte der Stromatolith-Thrombolith-Mounds und dendrolithischen Mikrobialithen vom Waggon Pass liegen über den Gehalten des heutigen Meerwassers, was auf eine hohe Verfügbarkeit von Kationen hindeutet. Die Anreicherung erfolgte über die physiologische Aktivität der Bakterien (Fe- und Mn-oxidierende Bakterien).
- Die Analyse-Muster der REE verweisen auf ein überwiegend oxisches Milieu. Die Anomalien der mikrobiellen Krusten entsprechen denen des modernen Meerwassers, woraus eine Ererbung der Anomalien aus dem devonischen Meerwasser resultiert. Aufgrund der Übereinstimmung der Anomalien wird auch die Anreicherung der REE auf die physiologische Aktivität der Bakterien zurückgeführt. Im Gegensatz dazu stehen die *Frutexitis*-Strukturen, deren REE-Muster und Spurenelementakkumulation im Zusammenhang mit der Anreicherung von Fe-Oxiden steht.
Die unterschiedlichen Cer-Anomalien sind wahrscheinlich auch in wechselnden Oxidations-, Eh- und pH-Bedingungen an der Sediment-Wasser-Grenze begründet.

- Aufgrund des Kurvenverlaufs des REE-Musters ist ein kontinentaler Einfluss dokumentiert. Allerdings bleibt offen, ob dieses Muster auf die Kontamination durch siliziklastischen Detritus (darauf verweisen hohe Hafnium- und Thoriumgehalte sowie ein hohes Y/Ho-Verhältnis) oder auf den Eintrag über hydrothermale Fluide aus dem Basement zurückzuführen ist.

Aufgrund der Bestimmung von Isotopenverhältnissen, Spurenelementgehalten sowie der Untersuchung der Lanthaniden an oberdevonischen Mikrobialithen wird zusätzlich zu den Signalen des Meerwassers eine erhöhte Verfügbarkeit von Kationen deutlich. In diesem resultierte ein günstiges Nährstoffangebot, von dem Mikroorganismen und Porifera-Fauna profitierten.

9. Literatur

- Addadi, L. & Weiner, S. (1985): Interaction between acidic proteins and crystals: stereochemical requirements in biomineralization. – Proceedings of the National Academy of Science USA, **82**: 4110-4114.
- Addadi, L. & Weiner, S. (1989): Stereochemical and structural relations between macromolecules and crystals in biomineralization. – [In:] Mann, S., Webb, J. & Williams, R.J.P. (eds.): Biomineralization. – Weinheim, 133-156.
- Aitken, J.D. (1967): Classification and environmental significance of cryptalgal limestones and dolomites. With illustrations from the Cambrian and Ordovician of SW Alberta. – Journal of Sedimentary Petrology, **37**: 1163-1178.
- Algeo, T.J., Berner, R.A., Maynard, J.B. & Scheckler, S.E. (1995): Late Devonian oceanic anoxia events and biotic crises: "Rooted" in the evolution of vascular land plants? – Geological Society of America, GSA Today, **5**: 63-66.
- Anstey, R.L. & Chase, T.L. (1974): Environments through time. A laboratory manual in the interpretation of ancient sediments and organisms. – Minneapolis Burgess: 136pp.
- Armstrong, J.T. (1995): CITZAF: A package of correction programs for the quantitative electron microbeam x-ray analysis of thick polished materials, thin films, and particles. – Microbeam Analysis, **4**: 177-200.
- Arp, G., Thiel, V., Reimer, A., Michaelis, W. & Reitner, J. (1999a): Biofilm exopolymers control microbialite formation at thermal springs discharging into the alkaline Pyramid Lake, Nevada, USA. – Sedimentary Geology, **126**: 159-176.
- Arp, G., Reimer, A. & Reitner, J. (1999b): Calcification in cyanobacterial biofilms of alkaline salt lakes. – European Journal of Phycology, **34**: 393-403.
- Arp, G., Reimer, A. & Reitner, J. (2001): Photosynthesis-induced biofilm calcification and calcium concentrations in phanerozoic oceans. – Science, **292**: 1701-1704.
- Baccelle, L. & Bosellini, A. (1965): Diagrammi per la stima visiva della composizione percentuale nelle rocce sedimentarie. – Ann. Univ. Ferrara, N.S., Sez. IX, Sci. Geol. Paleont., **1** : 59-62.
- Bathurst, R.G.C. (1982): Genesis of stromatolite cavities between submarine crusts in Palaeozoic carbonate mud buildups. – Journal of the Geological Society, **139**: 165-181.
- Bau, M. (1996): Controls on fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: Evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect. – Contribution to Mineralogy and Petrology, **123**: 323-333.

- Bau, M. & Dulski, P. (1996): Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruman iron-formations, Transvaal Supergroup, South Africa. – *Precambrian Research*, **79**: 37-55.
- Bau, M. & Dulski, P. (1999): Comparing Yttrium and rare earths in hydrothermal fluids from the Mid Atlantic ridge: implications for Y and REE behaviour during near-vent mixing and for the Y/Ho ratio of Proterozoic seawater. – *Chemical Geology*, **155**: 77-90.
- Bau, M., Koschinsky, A., Dulski, P. & Hein, J.R. (1996): Comparison of the partitioning behaviours of yttrium, rare earth elements, and titanium between hydrogenetic marine ferromanganese crusts and seawater. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **60**: 1709-1725.
- Becker, R.T. (1993b): Anoxia, eustatic changes, and Upper Devonian to lowermost Carboniferous global ammonoid diversity. – *The Systematics Association Special Volume*, **47**: 115-163.
- Becker, R.T. & House, M.R. (1994b): Kellwasser Events and goniatite successions in the Devonian of the Montagne Noir with comments on possible causations. – *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **169**: 45-77.
- Becker, R.T. & House, M.R. (1997): Sea level changes in the Upper Devonian of the Canning Basin. – *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **199**: 129-146.
- Becker, R.T., House, M.R., Kirchgasser, W.T. & Playford, P.E. (1991): Sedimentary and faunal changes across the Frasnian/Famennian boundary in the Canning Basin of Western Australia. – *Historical Biology*, **5**: 183-196.
- Belka, Z. (1998): Early Devonian Kess-Kess mud mounds of the eastern Anti-Atlas (Morocco), and their relation to submarine hydrothermal venting. – *Journal of Sedimentary Research*, **68**: 368-377.
- Belka, Z. & Berkowski, B. (2005): Discovery of thermophilic corals in an ancient hydrothermal vent community, Devonian, Morocco. – *Acta Geologica Polonica*, **55**: 1-7.
- Bergquist, P.R. (1978): *Sponges*. - University of California Press, Berkeley and Los Angeles: 268pp.
- Bergquist, P.R. (1983): Sponge chemistry - a review. – *Colloques Internationaux du C.N.R.S.*, **291**: 383-392.
- Berner, R.A. (1968): Calcium carbonate concretions formed by the decomposition of organic matter. – *Science*, **159**: 195-197.
- Böhm, F. & Brachert, T.C. (1993): Deep-water stromatolites and *Frutexitis* MASLOV from the Early and Middle Jurassic of S-Germany and Austria. – *Facies*, **28**: 145-168.

- Bourque, P.-A. & Boulvain, F. (1993): A model for the origin and petrogenesis of the red stromatactis limestone of Paleozoic carbonate mounds. – *Journal of Sedimentary Petrology*, **63**: 607-619.
- Bourque, P.-A. & Gignac, H. (1982): Sponge-constructed stromatactis mud mounds, Silurian of Gaspé, Québec. – *Journal of Sedimentary Petrology*, **53**: 521-532.
- Brice, D. (1988): Le Dévonien de Ferques. Bas-Boulonnais (N. France). Paleontologie, Sedimentologie, Stratigraphie, Tectonique. – *Biostratigraphie du Paléozoïque*, **7**: 1-520.
- Brice, D. & Colbeaux, J.B. (1976): Serie Devonienne du massif de Ferques s.s. tectonique du massif primaire du Bas-Boulonnais. – *Guide Géologique Reunion Spécialisée de la Service Géologique National*, Orléans: 3-30.
- Bridges, P.H., Gutteridge, P. & Pickard, N.A.H. (1995): The Environmental setting of Early Carboniferous mud-mounds. – *International Association of Sedimentologists Special Publication*, **23**: 171-190.
- Brunton, F.R. & Copper, P. (1994): Paleoecological, temporal, and spatial analysis of Early Silurian reefs of the Chicotte Formation, Anticosti Island, Quebec, Canada. – *Facies*, **31**: 57-80.
- Buggisch, W. (1972): Zur Geologie und Geochemie der Kellwasserkalke und ihrer begleitenden Sedimente (Unteres Oberdevon). – *Abhandlungen des Hessischen Landesamts für Bodenforschung*, **62**: 1-68.
- Buggisch, W. (1991): The global Frasnian-Famennian “Kellwasser-Event”. – *Geologische Rundschau*, **80**: 49-72.
- Burke, W. H., Denison, R. E., Hetherington, E. A., Koepnick, R. B., Nelson, H. F. & Otto, J. B. (1982): Variation of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ throughout Phanerozoic time. – *Geology*, **10**: 516-519.
- Burne, R.V. & Moore, L.S. (1987): Microbialites: Organosedimentary deposits of benthic microbial communities. – *Palaios*, **2**: 241-254.
- Caputo, M.V. (1985): Late Devonian glaciation in South America. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **51**: 291-317.
- Caputo, M.V. & Crowell, J.C. (1985): Migration of glacial centers across Gondwana during the paleozoic Era. – *Bulletin of the Geological Society of America*, **96**: 1020-1036.
- Chow, N. & George, A.D. (2004): Tepee-shaped agglutinated microbialites: an example from a Famennian carbonate platform on the Lennard Shelf, northern Canning Basin, Western Australia. – *Sedimentology*, **51**: 253-266.

- Chuvashov, B.J. & Riding, R. (1984): Principle florals of Palaeozoic marine calcareous algae. – *Palaeontology*, **27**: 487-500.
- Clough, J.G. & Blodgett, R.B. (1989): Silurian-Devonian algal reef mound complex of South-west Alaska. [In:] Geldsetzer, H.H.J., James, N.P. & Tebbutt (eds.): *Reefs. Canada and adjacent area.* – Canadian Society of Petroleum Geologists, **13**: 404-407.
- Copp, I.A. (2000): Subsurface facies analysis of Devonian reef complexes, Lennard shelf, Canning basin, Western Australia – Geological Survey of Western Australia Report, **58**: 127.
- Copper, P. (1986): Frasnian-Famennian mass extinction and cold water oceans. – *Geology*, **14**: 835-839.
- Copper, P. (2002): Reef development at the Frasnian/Famennian mass extinction boundary. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **181**: 27-65.
- Costerton, J.W., Lewandowsky, Z., Caldwell, D.E., Korber, D.R. & Lappin-Scott, H.M. (1995): Microbial biofilms. – *Annual Review of Microbiology*, **49**: 711-746.
- Défarage, C. & Trichet, J. (1995): From biominerals to “organominerals”: The example of the modern lacustrine calcareous stromatolites from Polynesian atolls. – *Bulletin de l’Institut océanographique Monaco*, no. spec., **14**: 265-271.
- Decho, A.W. (1990): Microbial exopolymer secretions in ocean environments: Their role(s) in food webs and marine processes. – *Oceanography and Marine Biology Annual Review*, **28**: 73-153.
- Degens, E.T. (1976): Molecular mechanisms on carbonate, phosphate and silica deposition in the living cell. – *Topics in Current Chemistry*, **64**: 1-112.
- Degens, E.T. (1979): Why do organisms calcify? – *Chemical Geology*, **25**: 257-269.
- Degens, E.T. (1989): *Perspectives on Biochemistry.* – Berlin, Springer-Verlag: 423 pp.
- Delattre, C., Mériaux, E. & Waterlot, M. (1973): *Guides Géologiques Régionaux (Région du Nord)* – Masson & Cie, Paris.
- Dickson, J.A.D. (1966): Carbonate identification and genesis as revealed by staining. – *Journal of Sedimentary Petrology*, **36**: 491-505.
- Drummond, B.J., Sexton, M.J., Barton, T.J. & Shaw, R.D. (1991): The nature of faulting along the margins of the Fitzroy Through, Canning Basin, and implications for the tectonic development of the through. – *Exploration Geophysics*, **22**: 111-115.
- Dunham, R.J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. – *American Association of Petroleum Geologists, Memoir*, **1**: 108-121.

- Dunn, P.A., Lohmann, K.C. & Hurley, N.F. (1985): Secular $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ variations in Devonian-Carboniferous carbonates (abs.). – Geological Society of America, Abstracts with Programs, **17**: 569.
- Ehrenberg, C.G. (1836): Vorläufige Mitteilungen über das wirkliche Vorkommen fossiler Infusorien und ihre große Verbreitung. – Poggendorf's Annalen der Physik und Chemie, **38**: 213-227.
- Elderfield, H. (1986): Strontium isotope stratigraphy. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **57**: 71-90.
- Elderfield, H. & Greaves, M.J. (1982): The rare earth elements in seawater. – Nature, **296**: 214-219.
- Embry, A.F. & Klovan, J.E. (1972): Absolute water depth limits of Late Devonian paleoecological zones. – Geologische Rundschau, **61**: 672-686.
- Evamy, B.D. & Shearman, D.J. (1962): The application of chemical staining techniques to the study of diagenesis in limestones. – Proceedings of the Geological Society of London, **1599**: 102.
- Ferguson, J., Etminan, H. & Ghassemi, F. (1993): Geochemistry of deep formation waters in the Canning Basin, Western Australia, and their relationship to Zn-Pb mineralization. – Australian Journal of Earth Sciences, **40**: 471-483.
- Flügel, E. (2004): Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, Interpretation and Application – Berlin, Springer-Verlag: 976 pp.
- Forman, D.J. & Wales, D.W. (1981), comp: Geological evolution of the Canning Basin, Western Australia. – Australia, Department of National Development and Energy, Bureau of Mineral Resources, Geology and Geophysics, Bulletin **210**: 91pp.
- Friedman, G.M. (1965): Terminology of crystallisation textures and fabrics in sedimentary rocks. – Journal of Sedimentary Petrology, **35**: 643-655.
- Füchtbauer, H. (1959): Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine. – Erdöl und Kohle, **12**: 605-613.
- George, A.D. (1999): Deep-water stromatolites, Canning Basin, northwestern Australia. – Palaios, **14**: 493-505.
- George, A.D. & Chow, N. (2002): The depositional record of the Frasnian/Famennian boundary interval in a fore-reef succession, Canning Basin, Western Australia. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **181**: 347-374.
- George, A.D., Playford, P.E. & Powell, C.McA. (1995): Platform-margin collapse during Famennian reef evolution, Canning Basin, Western Australia. – Geology, **23**: 691-694.

- George, A.D., Playford, P.E., Powell, C.McA. & Tornatora, P.M. (1997): Lithofacies and sequence development on an Upper Devonian mixed carbonate-siliciclastic fore-reef slope, Canning Basin, Western Australia. – *Sedimentology*, **44**: 843-867.
- George, A.D. & Powell, C.McA. (1997): Paleokarst in an Upper Devonian reef complex of the Canning Basin, Western Australia. – *Journal of Sedimentary Research*, **A67**: 935-944.
- Glasby, G.P. (2000): Manganese: Predominant role of nodules and crusts. – [In:] Schulz, H.D. & Zabel, M. (eds.): *Marine Geochemistry*. – Berlin, Springer-Verlag: 455pp.
- Golonka, J., Ross, M.I. & Scotese, C.R. (1994): Phanerozoic paleogeographic and paleoclimatic modeling maps – [In:] Embry, A.F., Beauchamp, B. & Glass, D.J. (eds): *Pangea, Global Environments and resources*. – Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, **17**: 1-47.
- Grumbt, E. (1969): Beziehungen zwischen Korngröße, Schichtung, Materialbestand und anderen sedimentologischen Merkmalen in feinklastischen Sedimenten. – *Geologie*, **18**: 151-167.
- Halbach, M., Koschinsky, A. & Halbach, P. (2001b): Report on the discovery of *Gallionella ferruginea* from an active hydrothermal field in the deep sea. – *InterRidge News*, **10**: 18-20.
- Hanert, H.H. (1981a): Bakterielle und chemische Eisen(II)-Oxidation auf Palaea Kameni - Stereoscan, Elektronenstrahl-Mikroanalyse (FeKa) und Photometrie von in situ-Experimenten. – [In:] Puchelt, H. & Schroll, E. (eds.): *Genesis of marine iron sediments from Santorini, Greece*. – Berlin, Springer-Verlag.
- Hanert, H.H. (1992): The Genus *Gallionella*. – [In:] Balows, A., Trüper, H.G., Dworkin, M., Harder, W. & Schleifer, K.-H. (eds.): *The Prokaryotes* (second edition) – Berlin, Springer-Verlag: 4082-4088.
- Hannigan, R.E. & Sholkovitz, E.R. (2001): The development of middle rare earth element enrichments in freshwaters: Weathering of phosphate minerals. – *Chemical Geology*, **175**: 495-508.
- Hardie, L.A. (1996): Secular variation in seawater chemistry: An explanation for the coupled secular variation in the mineralogies of marine limestones and potash evaporites over the past 600 m.y. – *Geology*, **24**: 279-283.
- Hoffmann, F., Larsen, O., Thiel, V., Rapp, H.T., Pape, T., Michaelis, W. & Reitner, J. (2005): An anaerobic world in sponges. – *Geomicrobiology Journal*, **22**: 1-10.
- Hongo, Y. & Nozaki, Y. (2001): Rare earth element geochemistry of hydrothermal deposits and Calyptogena shell from Iheya Ridge vent field, Okinawa Trough. – *Geochemical Journal*, **35**: 347-354.

- House, M.R. (1985): Correlation of mid-Palaeozoic ammonoid evolutionary events with global sedimentary perturbations. – *Nature*, **313**: 17-22.
- House, M.R. (2002): Strength, timing, setting and cause of mid-Palaeozoic extinctions. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **181**: 5-25.
- Hurley, N.F. & Lohmann, K.C. (1989): Diagenesis of Devonian reefal carbonates in the Oscar Range, Canning Basin, Western Australia. – *Journal of Sedimentary Petrology*, **59**: 127-146.
- Hurley, N.F. & Van der Voo, R. (1990): Magnetostratigraphy, Late Devonian iridium anomaly, and impact hypothesis. – *Geology*, **18**: 291-294.
- Jarosewich, E. & MacIntyre, I.G. (1983): Carbonate reference samples for electron microprobe and scanning electron microprobe analysis. – *Journal of Sedimentary Petrology*, **53**: 677-678.
- Jarosewich, E. & White, J.S. (1987): Strontianite reference samples for electron microprobe and SEM analysis. – *Journal of Sedimentary Petrology*, **57**: 762-763.
- Joachimski, M.M. (1991): Stabile Isotope (C, O) und Geochemie der Purbeck-Mikrite in Abhängigkeit von Fazies und Diagenese (Berriasian/Schweizer und Französischer Jura, Südengland). – *Erlanger Geologische Abhandlungen*, **119**: 1-114.
- Joachimski, M.M. & Buggisch, W. (1993): Anoxic events in the late Frasnian – Causes of the Frasnian-Famennian faunal crisis? – *Geology*, **21**: 675-678.
- Joachimski, M.M., Buggisch, W. & Anders, T. (1994): Mikrofazies, Conodontenstratigraphie und Isotopengeochemie des Frasn/Famenne Grenzprofils Wolayer Gletscher (Karnische Alpen). – *Abhandlungen Geologische Bundesanstalt, Wien* **50**: 183-195.
- Joachimski, M.M., Ostertag-Henning, C., Pancost, R., Strauss, H., Freeman, K.H., Littke, R., Sinninghe Damsté, J.S. & Racki, G. (2001): Water column anoxia, enhanced productivity and concomitant changes in $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{34}\text{S}$ across the Frasnian-Famennian boundary (Kowala-Holy Cross Mountains/Poland). – *Chemical Geology*, **175**: 109-131.
- Joachimski, M.M., Pancost, R.D., Freeman, K.H., Ostertag-Henning, C. & Buggisch, W. (2002): Carbon isotope geochemistry of the Frasnian-Famennian transition. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **181**: 91-109.
- Johnson, J.G., Klapper, G. & Sandberg, C.A. (1985): Devonian eustatic fluctuations in Euramerica. – *Bulletin of the Geological Society of America*, **96**: 567-587.
- Kelts, K. (1988): Environments of deposition of lacustrine petroleum source rocks: an introduction. – [In:] Fleet, A.J., Kelts, K. & Talbot, M.R. (eds.): *Lacustrine Petroleum Source Rocks*. – *Geological Society Special Publication*, **40**: 3-26.

- Kelts, K. & Hsü, K.L. (1978): Freshwater carbonate sedimentation. – [In:] Lerman, A. (ed.): Lakes. Chemistry. Geology. Physics. – Berlin, Springer-Verlag: 295-323.
- Kempe, S. (1990): Alkalinity: The link between anaerobic basins and shallow water carbonates? – *Naturwissenschaften*, **77**: 426-427.
- Kendell, A.C. (1985): Radial fibrous calcite: A reappraisal. – [In:] Schneidermann, N. & Harris, P.M. (eds.): Carbonate cements. – Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publications, **36**: 59-77.
- Kennard, J.M. & James, N.P. (1986): Thrombolites and stromatolites: Two distinct types of microbial structures. – *Palaios*, **1**: 492-503.
- Kennard, J.M., Southgate, P.N., Jackson, M.J., O'Brien, P.E., Christie-Blick, N., Holmes, A.E. & Sarg, J.F. (1992): New sequence perspective on the Devonian reef complex and the Frasnian-Famennian boundary, Canning Basin, Australia. – *Geology*, **20**: 1135-1138.
- Kerans, C. (1985): Petrology of Devonian and Carboniferous carbonates of the Canning and Bonaparte Basins. – Western Australian Mining and Petroleum Research Institute Report, **12**: 203pp.
- Kerans, C., Hurley, N.F. & Playford, P.E. (1986): Marine diagenesis in Devonian reef complexes of the Canning Basin, Western Australia. – [In:] Schroeder, J.H. & Purser, B.H. (eds.): Reef Diagenesis – Berlin, Springer-Verlag: 357-380.
- Keupp, H., Jenisch, A., Herrmann, R., Neuweiler, F. & Reitner, J. (1993): Microbial carbonate crusts - a key to the environmental analysis of fossil spongiolites. – *Facies*, **29**: 41-54.
- Kiessling, W., Flügel, E. & Golonka, J. (1999): Paleoreef Maps: Evaluation of a comprehensive database on phanerozoic reefs. – *AAPG Bulletin*, **83**: 1552-1587.
- Kinsman, D.J. (1969): Interpretation of Sr concentrations in carbonate minerals and rocks. – *Journal of Sedimentary Petrology*, **39**: 486-508.
- Korber, D.R., Lawrence, J.R., Lappin-Scott, H.M. & Costerton, J.W. (1995): Growth of microorganisms on surfaces. – [In:] Lappin-Scott, H.M. & Costerton, J.W. (eds.): Microbial Biofilms – Cambridge: 15-45.
- Little, B.J., Wagner, P.A. & Lewandowsky, Z. (1997): Spatial relationships between bacteria and mineral surfaces. – *Reviews in Mineralogy*, **35**: 123-159.
- Lohmann, K.C. (1988): Geochemical patterns of meteoric diagenetic systems and their applications to studies of palaeokarst. – [In:] James, N.P. & Choquette, P.W. (eds.): Palaeokarst: 55-80.
- Lowenstam, H.A. (1981): Minerals formed by organisms. – *Science*, **211**: 1126-1131.

- Lowenstam, H.A. & Weiner, S. (1989): On biomineralisation. – Oxford, Oxford University Press: 324 pp.
- Mackenzie, F.T. & Pigott, J.D. (1981): Tectonic controls of Phanerozoic sedimentary rock cycling. – Geological Society of London Journal, **138**: 183-196.
- Mann, S. (1988): Molecular recognition in biomineralization. – Nature, **332**: 119-124.
- Marsh, M.E. (1994a): Polyanions and biomineralization. – Bulletin de l'Institut océanographique Monaco, no. spec., **14**: 121-128.
- Marsh, M.E. (1994b): Polyanion-mediated mineralization – assembly and reorganization of acidic polysaccharides in the Golgi system of a coccolithophorid alga during mineral deposition. – Protoplasma, **177**: 108-122.
- McConnaughey, T. (1989): ^{13}C and ^{18}O isotopic disequilibrium in biological carbonates: I. Patterns. – Geochimica et Cosmochimica Acta, **53**: 151-161.
- McGhee, G.R. (1989): The Frasnian-Famennian extinction event. – [In:] Donovan, S.K. (ed.): Mass extinctions: Processes and evidence – New York, Columbia University Press: 133-151.
- McGhee, G.R. (1996): The Late Devonian Mass Extinction - The Frasnian/Famennian Crisis. Critical Moments in Paleobiology and Earth History Series. – New York, Columbia University Press: 303pp.
- McGhee, G.R., Gilmore, J.S., Orth, C.J. & Olsen, E. (1984): No geochemical evidence for an asteroid impact at the late Devonian mass extinction horizon. – Nature, **308**: 629-631.
- McGhee, G.R., Orth, C.J., Quintana, L.R., Gilmore, J.S. & Olsen, E.J. (1986a): The Late Devonian “Kellwasser Event” mass-extinction horizon in Germany: No geochemical evidence for a large-body impact. – Geology, **14**: 776-779.
- McGhee, G.R., Orth, C.J., Quintana, L.R., Gilmore, J.S. & Olsen, E.J. (1986b): Geochemical analyses of the Late Devonian “Kellwasser Event” stratigraphic horizon at the Steinbruch Schmidt (F.R.G.). – [In:] Walliser, O.H. (ed.): Global bio-events – Springer Verlag, Berlin: 219-224.
- McLaren, D.J. (1970): Time, life and boundaries. – Journal of Paleontology, **44**: 801-815.
- McLaren, D.J. & Goodfellow, W.D. (1990): Geological and biological consequences of giant impacts. – Annual Review of Earth and Planetary Sciences, **18**: 123-171.
- McLennan, S.M. (1989): Rare earth elements in sedimentary rocks: Influence of Provenance and sedimentary Processes. – [In:] Lipin, B.R. & McKay, G.A. (eds.): Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements. – Reviews in Mineralogy, **21**: 169-200.

- Mehl, D. (1996): Phylogenie und Evolutionsökologie der Hexactinellida (Porifera) im Paläozoikum. – Geologische und Paläontologische Mitteilungen, Sonderband **4**: 1-55.
- Mehl-Janussen, D. (1999): Die frühe Evolution der Porifera. Phylogenie und Evolutionsökologie der Poriferen im Paläozoikum mit Schwerpunkt der desmentragenden Demospongiae („Lithistide“). – Münchner Geowissenschaftliche Abhandlungen, (A)**37**: 1-72.
- Michard, A. & Albarède, F. (1986): The REE content of some hydrothermal fluids. – Chemical Geology, **55**: 51-60.
- Mistiaen, B. & Poncet, J. (1983a): Evolution sédimentologique des petits biohermes a Stromatolithes et Vers dans le Givétien de Ferques (Boulonnais). – Annales de la Société Géologique du Nord, **102**: 205-216.
- Mitterer, R.M. (1968): Amino acid composition of organic matrix in calcareous oolites. – Science, **162**: 1498-1499.
- Mitterer, R.M. & Cunningham, R.Jr. (1985): The interaction of natural organic matter with grain surfaces: implications for calcium carbonate precipitation. – Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publications, **36**: 17-31.
- Morrow, D.W. & Meyers, I.R. (1978): Simulation of limestone diagenesis - a model based on strontium depletion: Reply. – Canadian Journal of Earth Sciences, **15**: 1685-1687.
- Mounji, D., Bourque, P.A. & Savard, M.M. (1998): Hydrothermal origin of Devonian conical mounds (kess-kess) of Hamar Lakhdad Ridge, Anti-Atlas , Morocco. – Geology, **26**: 1123-1126.
- Myrow, P.M. & Coniglio, M. (1991): Origin and Diagenesis of Cryptobiontic *Frutexitis* in the Chapel Island Formation (Vendian to Early Cambrian) of Southeast Newfoundland, Canada. – Palaios, **6**: 572-585.
- Neuweiler, F. & Bernoulli, D. (2005): Mesozoic (Lower Jurassic) red stromatactis limestones from the Southern Alps (Arzo, Switzerland): calcite mineral authigenesis and syneresis-type deformation. – International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau), **94**: 130-146.
- Neuweiler, F., Bourque, P.-A. & Boulvain, F. (2001): Why is stromatactis so rare in Mesozoic carbonate mud mounds? – Terra Nova, **13**: 338-346.
- Nicoll, R.S. & Playford, P.E. (1988): Upper Devonian iridium anomaly and the Frasnian-Famennian boundary in the Canning Basin, Western Australia. – Geological Society of Australia, Abstracts, **21**: 296.
- Nothdurft, L.D., Webb, G.E. & Kamber, B.S. (2004): Rare earth element geochemistry of Late Devonian reefal carbonates, Canning Basin, Western Australia; confirmation of a seawater REE proxy in ancient limestones. – Geochimica et Cosmochimica Acta, **68**: 263-283.

- Paul, J. (1996): Stromatolites of the Canning Basin (Upper Devonian, W-Australia). – [In:] Reitner, J., Neuweiler, F. & Gunkel, F. (eds.): Global and regional controls on biogenic sedimentation. I. Reef Evolution. Research Reports. – Göttinger Arbeiten zur Geologie und Paläontologie, **Sb2**: 377-383.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E. & Siever, R. (1973): Sand and sandstone. – Heidelberg, Springer: 618 pp.
- Pichler, T. & Dix, G.R. (1996): Hydrothermal venting within a coral reef ecosystem, Ambitle Island, Papua New Guinea. – *Geology*, **24**: 435-438.
- Pichler, T., Veizer, J. & Hall, G.E.M. (1999): The chemical composition of shallow-water hydrothermal fluids in Tatum Bay, Ambitle Island, Papua New Guinea and their effect on ambient seawater. – *Marine Chemistry*, **64**: 229-252.
- Pilkey, O.H., Morton, R.W. & Lutenuer, J. (1967): The carbonate fraction of beach and dune sands. – *Sedimentology*, **8**: 311-327.
- Playford, P.E. (1980): Devonian “Great Barrier Reef” of Canning Basin, Western Australia. – *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* **64**: 814-840.
- Playford, P.E. (1981): Devonian reef complexes of the Canning Basin, Western Australia. – 5th Australian Geological Convention Field Excursion Guidebook, Geological Society of Australia, Perth: 64 pp.
- Playford, P.E. (1999): Devonian stromatolites and exhalative mineralizations, Canning Basin, Western Australia – *Geological Survey of Western Australia Record*, **6**: 14-15.
- Playford, P.E. & Hocking, R.M. (1998): Bugle Gap Area. Devonian reef complexes of the Canning Basin. Plate5, Scale 1:50.000 – Geological Survey of Western Australia, Geological Maps of the Lennard shelf (Plates 1-7), Bulletin 145.
- Playford, P.E. & Lowry, D.C. (1966): Devonian reef complexes of the Canning Basin, Western Australia. – *Geological Survey of Australia Bulletin*, **118**: 150.
- Playford, P.E., McLaren, D.J., Orth, C.J., Gilmore, J.S. & Goodfellow, W.D. (1984): Iridium anomaly in the Upper Devonian of the Canning Basin, Western Australia. – *Science*, **226**: 437-439.
- Playford, P.E. & Wallace, M.W. (1998): Stromatolites and sedimentary-exhalative mineralization in the Devonian of the Canning Basin, Western Australia. – *Geological Society of Australia, Australian Geological Convention*, 14th, Townsville, Queensland, 1998, Abstracts, **49**: 357.
- Playford, P.E. & Wallace, M.W. (2001): Exhalative mineralization in Devonian reef complexes of the Canning Basin, Western Australia. – *Economic Geology*, **96**: 1595-1610.

- Poncet, J. (1988): Algues calcaires du Givetien de Ferques (Boulonnais - France). – [In:] Brice, D. (ed.): Le Dévonien de Ferques. Bas-Boulonnais (N. France). – Biostratigraphie du Paléozoïque, **7**: 79-86.
- Racki, G. (1998b): Frasnian-Famennian biotic crisis: Undervalued tectonic control? – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **141**: 177-198.
- Racki, G. (1999): The Frasnian-Famennian biotic crisis: how many (if any) bolide impacts? – Geologische Rundschau, **87**: 617-632.
- Racki, G., Racka, M., Matyja H. & Devleeschouwer, X. (2002): The Frasnian/Famennian boundary interval in the South Polish-Moravian shelf basins: integrated event-stratigraphical approach. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **181**: 251-297.
- Raup, D.M. & Sepkoski, J.J.Jr. (1982): Mass extinctions in the marine fossil record. – Science, **215**: 1501-1503.
- Reitner, J. (1993): Modern cryptic microbialite/metazoan facies from Lizard Island (Great Barrier Reef, Australia) - Formation and Concepts. – Facies, **29**: 3-40.
- Reitner, J. (1994): Mikrobialith-Porifera Fazies eines Exogyren/Korallen Patchreefs des oberen Korallenooliths im Steinbruch Langenberg bei Oker (Niedersachsen). – Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen, **E13**: 397-417.
- Reitner, J., Gautret, P., Marin, F. & Neuweiler, F. (1995): Automicrites in a modern marine microbialite. Formation model via organic matrices (Lizard Island, Great Barrier Reef, Australia). – Bulletin de l'Institut océanographique Monaco, no. spécial, **14**: 237-263.
- Reitner, J., Hühne, C. & Thiel, V. (2001): Porifera-rich mud mounds and microbialites as indicators of environmental changes within the Devonian/Lower Carboniferous critical interval. – Terra Nostra, **4**: 60-65.
- Reitner, J. & Neuweiler, F. (coord.) (1995): Mud Mounds: A polygenetic spectrum of fine-grained carbonate buildup. – Facies, **32**: 1-70.
- Reitner, J. & Schumann-Kindel, G. (1997): Pyrite in mineralized sponge tissue - Product of sulfate reducing sponge related bacteria? – [In:] Neuweiler, F., Reitner, J. & Monty, C. (eds): Biosedimentology of microbial buildups, IGCP Project No. 380, Proceedings of 2nd Meeting, Göttingen/Germany 1996. – Facies, **36**: 195-284.
- Riding, R.E. (1988): Classification of microbial carbonates. – 6th International Coral Reef Symposium: Benthic microbes and reefs. Discussion session: 5 pp.
- Riding, R.E. (1991): Calcareous algae and stromatolites. – Berlin, Springer-Verlag: 571 pp.

- Riding, R.E. (1991a): Classification of microbial carbonates. – [In:] Riding, R.E. (ed.): *Calcareous algae and stromatolites*. – Berlin, Springer-Verlag: 21-51.
- Riding, R.E. (2000): Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms. – *Sedimentology*, **47**: 179-214.
- Riding, R.E. & Liang, L. (2005): Geobiology of microbial carbonates: metazoan and seawater saturation state influences on secular trends during the Phanerozoic. – *Palaeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **219**: 101-115.
- Sandberg, P.A. (1975): New interpretations of Great Salt Lake ooids and of ancient nonskeletal carbonate mineralogy. – *Sedimentology*, **22**: 497-538.
- Sandberg, P.A. (1983): An oscillating trend in Phanerozoic nonskeletal carbonate mineralogy. – *Nature*, **305**: 19-22.
- Sandberg, P.A. (1985a): Nonskeletal aragonite and $p\text{CO}_2$ in the Phanerozoic and Proterozoic. – [In:] Sundquist, E.T. & Broecker, W.S. (eds.): *The carbon cycle and atmospheric CO_2 : Natural variations Archean to present*. – American Geophysical Union Monograph, **32**: 585-594.
- Sandberg, P.A. (1985b): Aragonite cements and their occurrence in ancient limestone. – [In:] Schneidermann, N. & Harris, P.M. (eds.): *Carbonate cements*. – Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, **36**: 33-57.
- Sandberg, P.A., Ziegler, W., Dreesen, R. & Butler, J.L. (1988) Part 3: Late Frasnian mass extinction: conodont event stratigraphy, global changes, and possible causes. – *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **102**: 263-307.
- Schäfer, K. (1969): Vergleichs-Schaubilder zur Bestimmung des Allochemgehalts bioklastischer Karbonatgesteine. – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte*, **3**: 173-184.
- Schindler, E. (1993): Event-stratigraphic markers within the Kellwasser Crisis near the Frasnian/Famennian boundary (Upper Devonian) in Germany. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **104**: 115-125.
- Schmid, D. (1996): Marine Mikrobolithe und Mikroinkrustierer aus dem Oberjura. – *Profil*, **9**: 101-251.
- Schumann-Kindel, G., Bergbauer, M., Manz, W., Szewzyk, U. & Reitner, J. (1997): Aerobic and anaerobic microorganisms in modern sponges: A possible relationship to fossilization-processes. – [In:] Neuweiler, F., Reitner, J. & Monty, C. (eds.): *Biosedimentology of microbial buildups, IGCP Project No. 380, Proceedings of 2nd Meeting, Göttingen/Germany 1996*. – *Facies*, **36**: 195-284.

- Scotese, C.R. & McKerrow, W.S. (1990): Revised world maps and introduction. – [In:] McKerrow, W.S. & Scotese, C.R. (eds.): Palaeozoic palaeogeography and biogeography. – Geological Society (London) Memoir, **12**: 1-21.
- Sepkoski, J.J.Jr. (1982): A compendium of fossil marine families. – Milwaukee Public Museum Contributions to Biology and Geology, **51**: 1-125.
- Sepkoski, J.J.Jr. (1986): Phanerozoic overview of mass extinctions. – [In:] Raup, D.M. & Jablonski, D. (eds): Patterns and processes in the history of life – Berlin, Springer-Verlag: 277-295.
- Simkiss, K. & Wilbur, K.M. (1989): Biomineralization. Cell Biology and Mineral Deposition. – Academic Press New York: 337 pp.
- Spencer, R.J. & Hardie, L.A. (1990): Control of seawater composition by mixing of river waters and mid-ocean ridge hydrothermal brines. – [In:] Spencer, R.J. & Chou, I.-M. (eds.): Fluid-Mineral Interactions: A Tribute to H.P. Eugster. – Geochemical Society Special Publications, **19**: 409-419.
- Stal, L.J. & Caumette, P. (1994): Preface – [In:] Stal, L.J. & Caumette, P. (eds.): Microbial mats. Structure, Development and Environmental Significance. – NATO ASI Series, G **35**: V-VIII.
- Stanley, S.M. & Hardie, L.A. (1998): Secular oscillations in the carbonate mineralogy of reef-building and sediment-producing organisms driven by tectonically forced shifts in seawater chemistry. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **144**: 3-19.
- Sommers, M.G., Dollhopf, M.E. & Douglas, S. (2002): Freshwater ferromanganese stromatolites from Lake Vermilion, Minnesota: Microbial culturing and environmental scanning electron microscopy investigations. – Geomicrobiology Journal, **19**: 407-427.
- Streel, M., Caputo, M.V., Loboziak, S. & Melo, J.H.G. (2000): Late Frasnian-Famennian climates based on palynomorph analyses and the question of the Late Devonian glaciations – Earth-Science Reviews, **52**: 121-173.
- Talent, J.A. (1988): Organic reef-building: episodes of extinction and symbiosis? – Senckenbergiana lethaea, **69**: 315-368.
- Trichet, J. & Défarge, C. (1995): Non-biologically supported organomineralisation – Bulletin de l'Institut océanographique Monaco, no. spec., **14**: 203-236.
- Usdowsky, E., Hoefs, J. & Menschel, G. (1979): Relationship between ^{13}C und ^{18}O fractionation and changes in major element composition in a recent calcite-depositing spring - A model of chemical variations with inorganic CaCO_3 precipitation. – Earth and Planetary Science Letters, **42**: 267-276.

- Vearncombe, J.R., Dörling, S.L., Dentith, M.C., Chisnall, A.W., Christensen, J.N., McNaughton, N.J., Playford, P.E., Rayner, M.J. & Reed, A.R. (1995): Zinc-lead mineralization on the southeastern Lennard Shelf, Canning Basin, Western Australia. – Society of Economic Geologists Guidebook Series, **23**: 218 p.
- Van Gernerden, H. (1993): Microbial mats: A joint venture. – Marine Geology, **113**: 3-25.
- Veizer, J. (1977): Diagenesis of pre-quaternary carbonates as indicated by tracer studies. – Journal of Sedimentary Petrology, **47**: 565-581.
- Veizer, J. (1983): Chemical diagenesis of carbonates; Theory and application of trace element technique. – [In:] Arthur, M.A., Anderson, T.F., Kaplan, I.R., Veizer, J. & Land, L.S. (eds.): Stable isotopes in sedimentary geology. – Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Short Courses, **10**: 1-100.
- Veizer, J., Ala, D., Azmy, K., Bruckschen, P., Buhl, D., Bruhn, F., Carden, G.A.F., Diener, A., Ebner, S., Goddard, Y., Jasper, T., Korte, C., Pawellek, F., Podlaha, O.G. & Strauss, H. (1999): $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater. – Chemical Geology, **161**: 59-88.
- Veizer, J. & Compston, W. (1974): $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ composition of seawater during the Phanerozoic. – Geochimica et Cosmochimica Acta, **38**: 1461 – 1484.
- Vossmerbäumer, H. (1976): Allgemeine Geologie. Ein Kompendium. – Stuttgart, Schweizerbart: 277 pp.
- Vouk, V. (1960): Ein neues Eisenbakterium aus der Gattung *Gallionella* in den Thermalquellen von Bad Gastein. – Archiv für Mikrobiologie, **36**: 95-97.
- Wachter, E. & Hayes, J.M. (1985): Exchange of oxygen isotopes in carbon-dioxide - phosphoric acid systems. – Chemical Geology, **52**: 365-374.
- Wallace, M.W., Keays, R.R. & Gostin, V.A. (1991): Stromatolitic iron oxides: Evidence that sea-level changes can cause sedimentary iridium anomalies. – Geology, **19**: 551-554.
- Walls, R.A., Mountjoy, E.W. & Fritz, P. (1979): Isotopic composition and diagenetic history of carbonate cements in Devonian Golden Spike reef, Alberta, Canada. – American Association of Petroleum Geologists Bulletin, **90**: 963-982.
- Wang, K., Geldsetzer, H.H.J., Goodfellow, W.D. & Krouse, H.R. (1996): Carbon and sulfur isotope anomalies across the Frasnian-Famennian extinction boundary, Alberta, Canada. – Geology, **24**: 187-191.
- Wang, K., Orth, C.J., Attrep, M.Jr., Chatterton, B.D.E., Hou, H. & Geldsetzer, H.H.J. (1991): Geochemical evidence for a catastrophic biotic event at the Frasnian/Famennian boundary in south China. – Geology, **19**: 776-779.

- Ward, W.B. (1999): Tectonic control on backstepping sequences revealed by mapping of Frasnian backstepped platforms, Devonian reef complexes, Napier Range, Canning Basin, Western Australia. – Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publications, **63**: 47-74.
- Webb, G.E. (1996): Was Phanerozoic reef history controlled by the distribution of non-enzymatically secreted reef carbonates (microbial carbonate and biologically induced cement)? – Sedimentology, **43**: 947-941.
- Webb, G.E. (1998): Earliest known Carboniferous shallow-water reefs, Gudman Formation (Tn1b), Queensland, Australia: Implications for Late Devonian reef collapse and recovery. – Geology, **26**: 951-954.
- Webb, G.E. & Kamber, B.S. (2000): Rare earth elements in Holocene reefal microbialites: A new shallow seawater proxy. – Geochimica et Cosmochimica Acta, **64**: 1557-1567.
- Wefer, G. (1985): Die Verteilung stabiler Isotopen in Kalkschalen mariner Organismen. – Geologisches Jahrbuch, **A82**: 3-111.
- Weiner, S. (1986): Organization of extracellularly mineralised tissues: A comparative study of biological crystal growth. – CrC Critical Reviews in Biochemistry and Molecular Biology, **20**: 365-408.
- Whalen, M.T., Day, J., Eberli, G.P. & Homewood, P.W. (2002): Microbial carbonates as indicators of environmental change and biotic crises in carbonate systems: examples from the Late Devonian, Alberta basin, Canada. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **181**: 127-151.
- Wiggins, W.D. (1986): Geochemical signatures in carbonate matrix and their relation to deposition and diagenesis, Pennsylvanian Marble Falls limestone, Central Texas. – Journal of Sedimentary Petrology, **56**: 771-783.
- Wilde, P. & Berry, W.B.N. (1984): Destabilization of the oceanic density structure and its significance to marine “extinction” events. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **48**: 143-162.
- Wilde, P. & Berry, W.B.N. (1988): Comment on “Sulfur-isotope anomaly associated with the Frasnian-Famennian extinction, Medicine Lake, Alberta, Canada”. – Geology, **16**: 86.
- Wilkinson, B.H. (1979): Biomineralization, paleoceanography, and the evolution of calcareous marine organisms. – Geology, **7**: 524-527.
- Wilkinson, B.H. & Given, R.K. (1986): Secular variation in abiotic marine carbonates: Constrains on Phanerozoic atmospheric carbon dioxide contents and oceanic Mg/Ca ratios. – Journal of Geology, **94**: 321-333.

- Wolf, K.H. (1965): Gradational sedimentary products of calcareous algae. – *Sedimentology*, **5**: 1-37.
- Wood, R. (1998): Novel reef fabrics from the Devonian Canning Basin, Western Australia. – *Sedimentary Geology*, **121**: 149-156.
- Wood, R. (1999): Reef Evolution. – Oxford, Oxford University Press: 354 pp.
- Wood, R. (2000): Novel paleoecology of a postextinction reef: Famennian (Late Devonian) of the Canning Basin, northwestern Australia. – *Geology*, **28**: 987-990.
- Wray, J.L. (1967): Upper Devonian calcareous algae from the Canning Basin, Western Australia. – *Colorado School of Mines Professional Contributions*, **3**: 76.
- Zhang, J. & Nozaki, Y. (1996): Rare earth elements and yttrium in seawater: ICP-MS determinations in the East Caroline, Coral Sea, and South Fiji basins of the western South Pacific Ocean. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **60**: 4631-4644.
- Zheng, Y., Hong-Fei, H. & Lian-Fang, Y. (1993): Carbon and oxygen isotope event markers near the Frasnian-Famennian boundary, Luoxiu section, South China. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **104**: 97-104.

Tafeln 1 – 14

Anhang

Nomenklaturen

Kohlenstoff- und Sauerstoff-Isotopenverhältnisse

Strontium-Isotopenverhältnisse

Analyse-Ergebnisse des Laser-ICP-MS

Analyse-Ergebnisse der Elektronenstrahlen-Mikrosonde (EMS)

Probenliste

Profile

Danksagung

Lebenslauf

Tafel 1

Lokalität Wapet C, South Lawford Range, Canning Basin, Westaustralien

Abb. A: Zebrakalk, Virgin Hills Formation

Abb. B und C: Nahaufnahme des Zebrakalks - Der Zebrakalk zeigt einen schichtparallelen Wechsel von Zement und Mikrit. Auf den Schichtoberflächen befinden sich rundliche, klumpige Thrombolith-Strukturen, ca. 1 cm im Durchmesser. Die Thrombolith-Strukturen auf den Schichtoberflächen sind kleine, rundliche Schwämme. Virgin Hills Formation

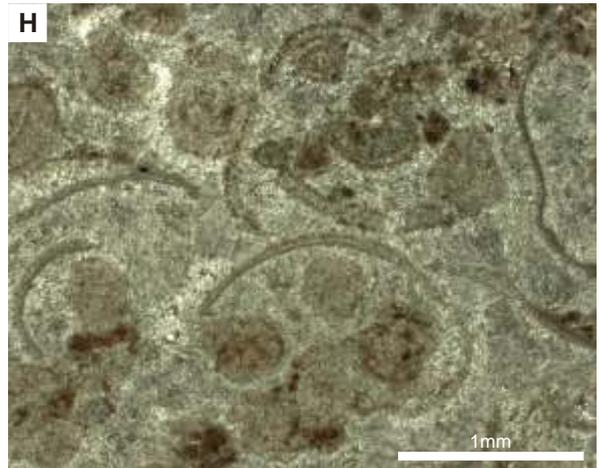
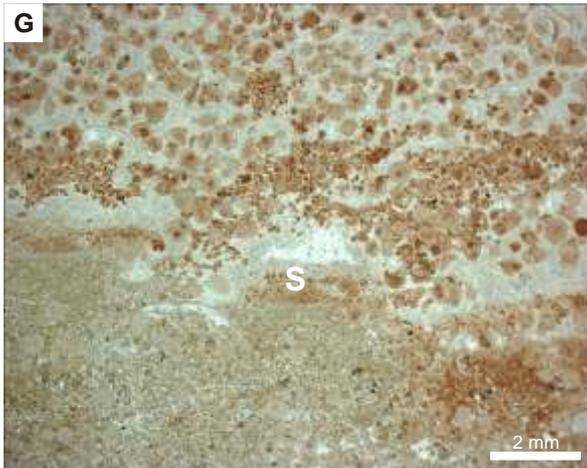
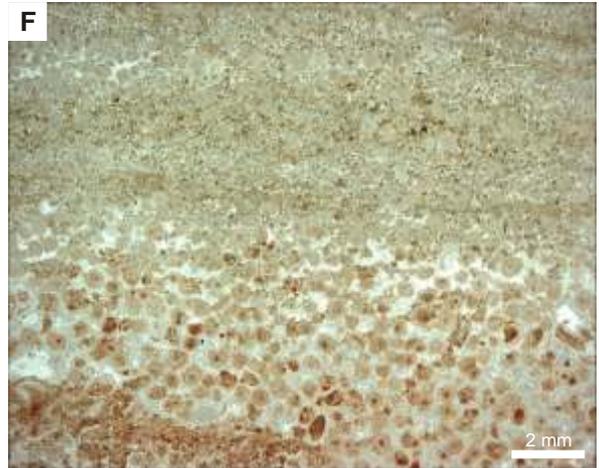
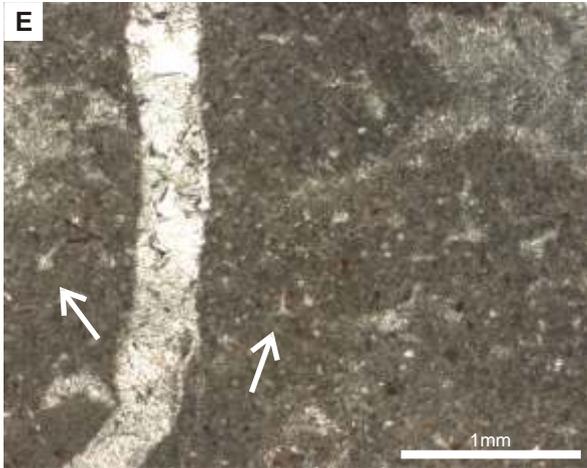
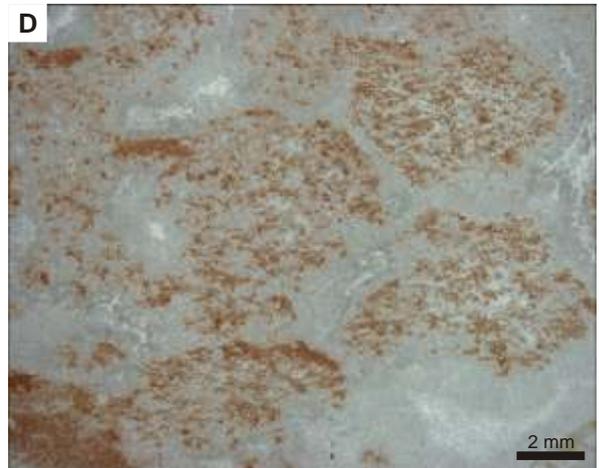
Abb. D: Agglutiniertes Thrombolith (Mikrobialithtyp 8c) - Im Durchlichtmikroskop bilden sich die rundlichen Strukturen der Schichtoberflächen von den Zebrakalken als intensiv von Zement durchsetzten peloidalen Mikrit ab. Hohlräume zwischen den Strukturen sind mit marinem Zement und mit Blockzement verfüllt. Virgin Hills Formation

Abb. E: Agglutiniertes Thrombolith (Mikrobialithtyp 8c) - In der mikritischen Matrix sind reliktsch erhaltene Skleren hexactinellider Schwämme eingelagert (Pfeile). Virgin Hills Formation

Abb. F: Grobkörnig-agglutiniertes Stromatolith (Mikrobialithtyp 1) - Lagen von Ooid-Peloid Grainstone im Wechsel mit Ooid-Peloid-Packstone und -Wackestone. Unregelmäßige, flaserige Lamination verweist auf eine mikrobielle Bindung des Sediments. Virgin Hills Formation

Abb. G und H: Grobkörnig-agglutiniertes Stromatolith (Mikrobialithtyp 1) - In den feinkörnigen Lagen sind vorwiegend Siliziklasten und Ooide, in den grobkörnigen Lagen vorwiegend Ooide und disarticulate Ostracodenschalen agglutiniert. Stromatactis-Hohlräume (S) verweisen auf syndiagenetische Sackungen im Sediment. In Abb. H ist der konzentrische Aufbau der Ooide noch erkennbar. Virgin Hills Formation

Tafel 1



Tafel 2

Lokalität Wapet C, South Lawford Range, Canning Basin, Westaustralien

Abb. A Cephalopoden-Porifera-Thrombolith (Mikrobialithtyp 8d) - Innerhalb der Gehäuseschalen von orthoconen Nautiloideen und Ammonoideen sind Geopetalgefüge aus mikrobiellem Karbonat ausgebildet. Virgin Hills Formation

Abb. B Cephalopoden-Porifera-Thrombolith (Mikrobialithtyp 8d) - Relikt eines orthoconen Nautiliden. Die Gehäuseschale ist zum Teil vollständig weggelöst und durch blockigen Zement ersetzt worden (rechts unten). Innerhalb des ehemaligen Gehäuses ist der Mikrit klumpig und peloidal ausgebildet (P), selten sind Skleren (Pfeil) im Mikrit eingelagert. Die abgebildete Sklere ist wahrscheinlich eine dissoziierte hexactine Sklere. Virgin Hills Formation

Abb. C und D Cephalopoden-Porifera-Thrombolith (Mikrobialithtyp 8d) - Die Matrix besteht aus klumpigen bis peloidalen Mikrit, der z.T. stark mit Zement durchsetzt ist. Um Stromatactis-Gefüge (S) sind dislozierte diactine oder schräg angeschnittene hexactine Skleren von lyssacinosiden Hexactinellida erhalten (Pfeile). Abb. D entspricht dem umrandeten Bereich in Abb. C. Virgin Hills Formation

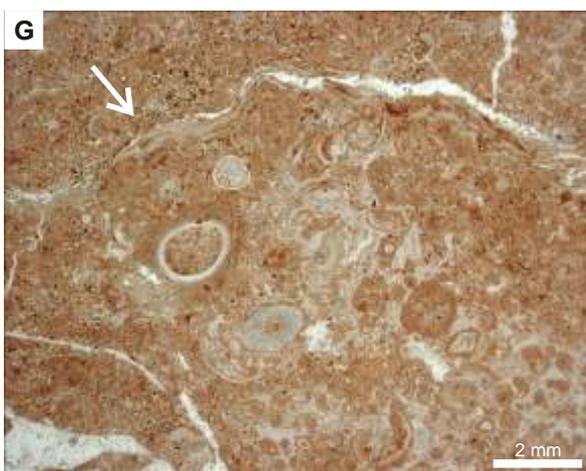
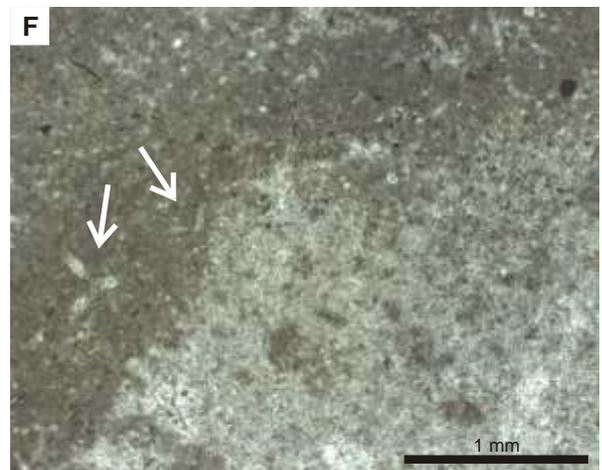
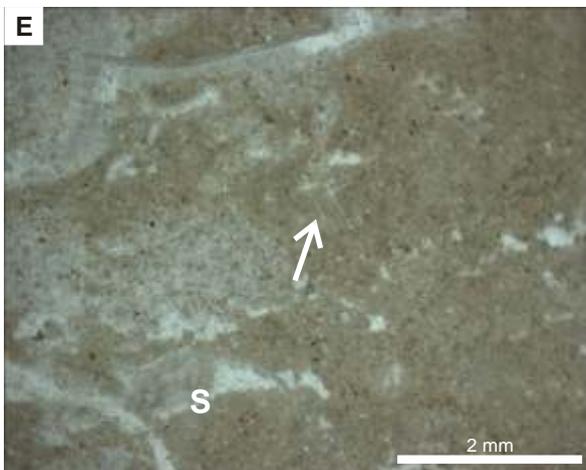
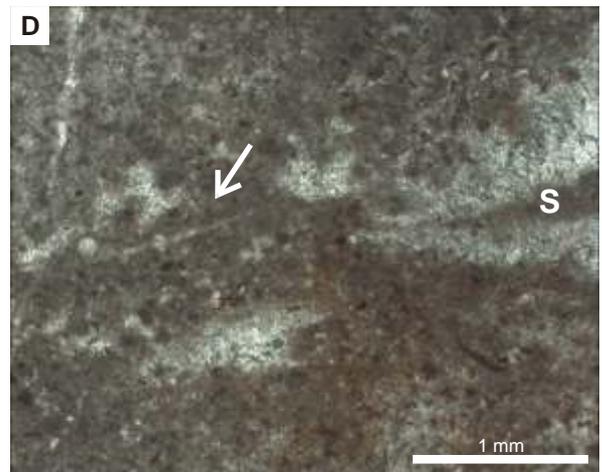
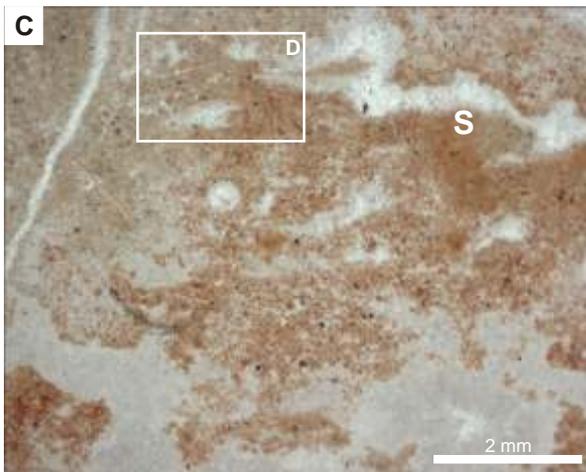
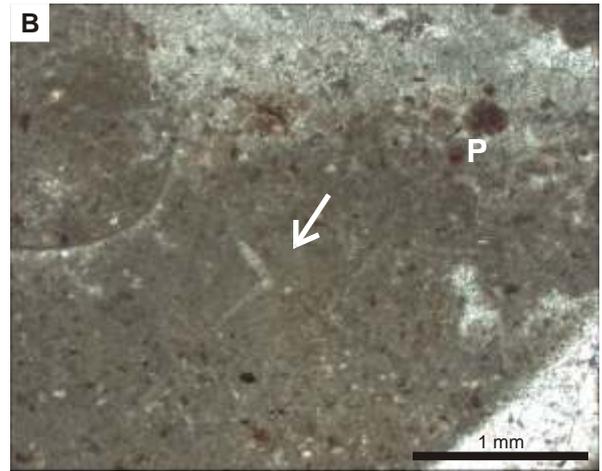
Abb. E Cephalopoden-Porifera-Thrombolith (Mikrobialithtyp 8d) - Kleinräumige Sackungsstrukturen und Stromatactis-Gefüge (S) sowie hexactine Skleren (Pfeil). Virgin Hills Formation

Abb. F Cephalopoden-Porifera-Thrombolith (Mikrobialithtyp 8d) - Neben den schlecht erhaltenen, dünnen Skleren, kommen rundliche Strukturen aus Zement und peloidalem Mikrit vor, die randlich dickere und besser erhaltene Skleren aufweisen (Pfeile). Wahrscheinlich sind diese Strukturen ebenfalls Relikte von lyssacinosiden oder dictionalen hexactinelliden Schwämmen. Virgin Hills Formation

Abb. G Grob-agglutiniertes Thrombolith (Mikrobialithtyp 3) - Klippenbildender Horizont von Lokalität Wapet C. In Siliziklasten-reichen, klumpigen Mikrit sind große Bioklasten eingelagert. *Rothpletzella*-Strukturen (Pfeil) umkrusten schnell mineralisierte ehemalige Oberflächen. Bugle Gap Limestone

Abb. H Grob-agglutiniertes Thrombolith (Mikrobialithtyp 3) - Unterschiedlich schnell lithifizierte Bereiche werden durch den Aufwuchs von Korallen (K) und *Rothpletzella* (Rpl) dokumentiert. *Rothpletzella* umkrusten kleine und größere Komponenten, wodurch Onkoid-artige Komponenten (Ok) entstanden sind. Bugle Gap Limestone

Tafel 2



Tafel 3

Lokalität Wapet C, South Lawford Range, Canning Basin, Westaustralien

Abb. A und B Top-Bereich der Lokalität Wapet C - Mound-Strukturen (Pfeile) sind im plattigen Crinoiden-Packstone eingelagert. Bugle Gap Limestone

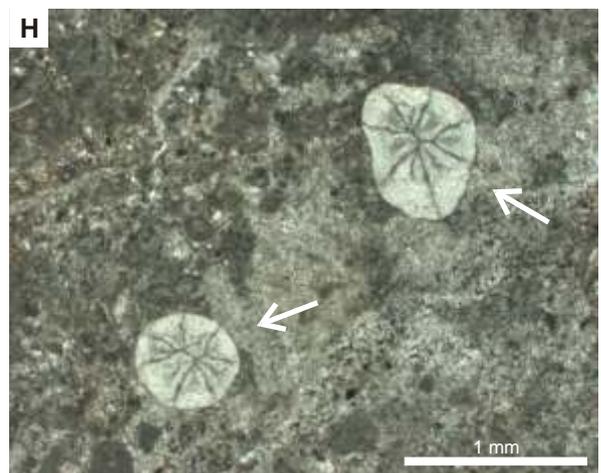
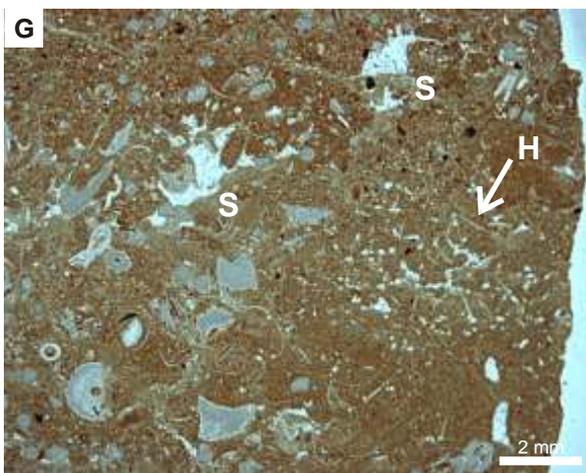
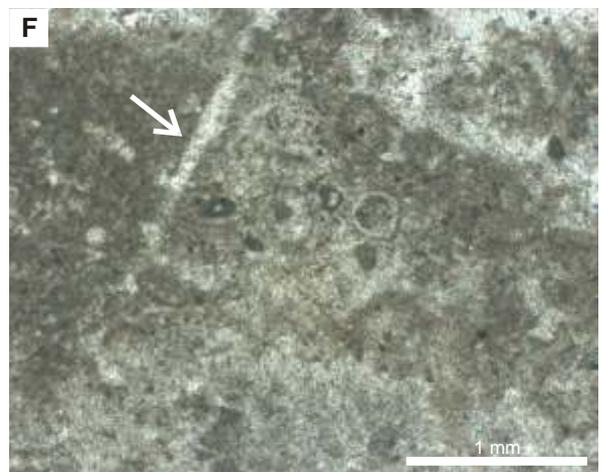
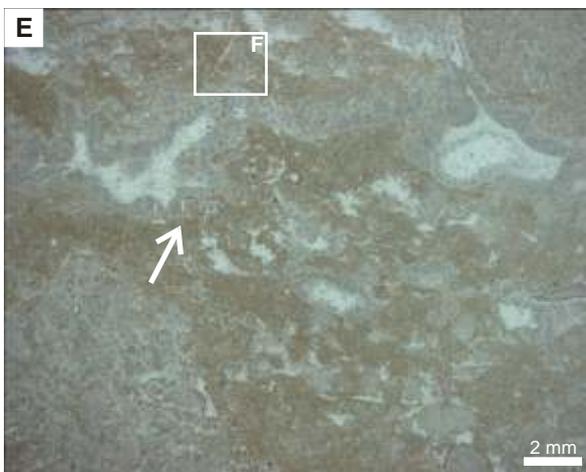
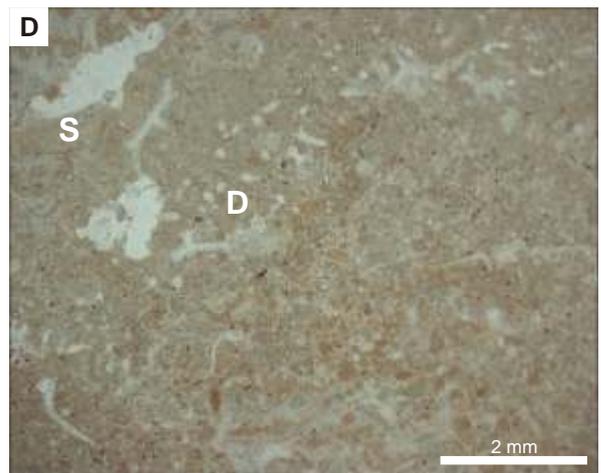
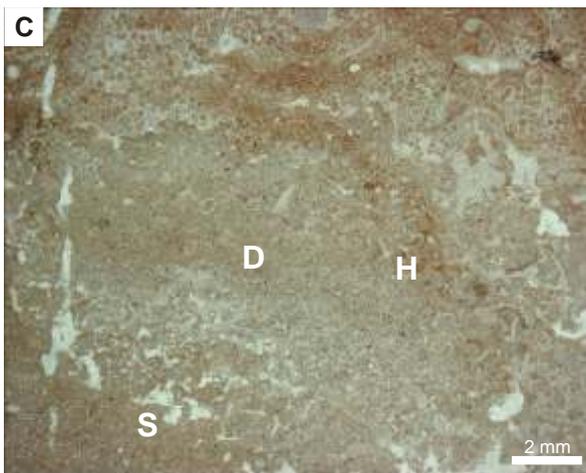
Abb. C und D Grob-agglutiniertes Thrombolith (Mikrobialithtyp 3) - In situ erhaltene nicht-lithistische, tetractinellide Demospongiae (D) sind randlich von Skleren und Stromatactis-Strukturen (S) umgeben. Vereinzelt sind dislozierte Skleren nicht-rigider Hexactinellida (H) eingelagert. Mud Mound von Profil Wapet C, Bugle Gap Limestone

Abb. E und F Grob-agglutiniertes Thrombolith (Mikrobialithtyp 3) - Um Stromatactis-Strukturen sind im peloidalen Mikrit diactine Skleren lyssacinosider Hexactinellida (Pfeile) angeordnet. Sie dokumentieren den synsedimentären Zerfall der Schwämme und die schnelle Lithifizierung. In diesem Bereich bildet die kalzifizierte Schwammorganik die Matrix des Gesteins. Abb. F entspricht dem markierten Bereich von Abb. E. Mud Mound von Profil Wapet C, Bugle Gap Limestone

Abb. G Grob-agglutiniertes Thrombolith (Mikrobialithtyp 3) - In situ kollabierter lyssacinosider Hexactinellida (H). Die randlichen Stromatactis-Strukturen (S) dokumentieren die Kollabierung und weisen auf eine schnelle Lithifizierung. Die Skleren sind in dichten, peloidalen Mikrit eingelagert. Mud Mound von Profil Wapet C, Bugle Gap Limestone

Abb. H Grob-agglutiniertes Thrombolith (Mikrobialithtyp 3) - In die mikritische Matrix sind gut erhaltene Heterokorallen (Pfeile) eingelagert. Bugle Gap Limestone

Tafel 3



Tafel 4

Lokalität Casey Falls, South Lawford Range, Canning Basin, Westaustralien

Abb. A Stromatolith-Mounds der Lokalität Casey Falls, wenige Zentimeter über dem *Frutexites*-Niveau - Die zum Teil dunkelroten Stromatolith-Mounds, meist länglich und parallel zum Riffkomplex angeordnet, erheben sich etwa 50 cm bis 1,50 m über den Boden. Virgin Hills Formation

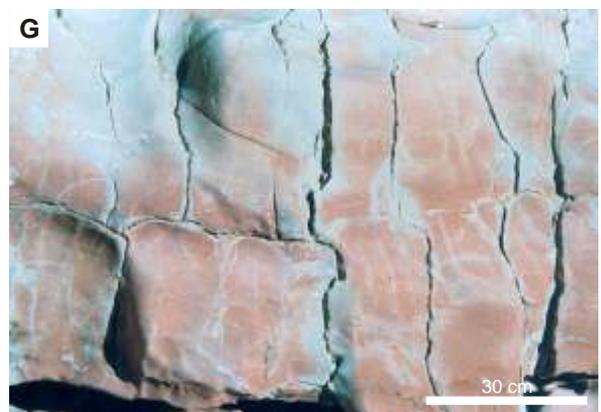
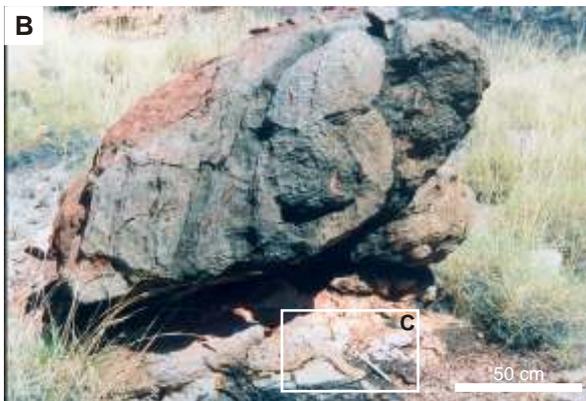
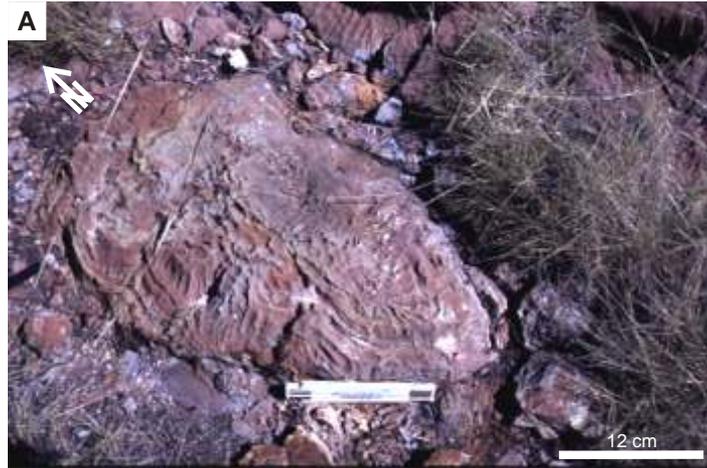
Abb. B und C Stromatolith-Mounds - An der Basis der Stromatolith-Mounds sind Gänge sichtbar, die ebenfalls stromatolithische Strukturen und die gleiche Fauna aufweisen wie die Mounds. Der markierte Bereich von Abb. B entspricht der vergrößerten Aufnahme von Abb. C. Virgin Hills Formation

Abb. D Stromatolith-Mounds - Auf den Oberflächen der Mounds sind zahlreiche Crinoiden-Stielglieder und -Haftscheiben (C) zu erkennen. Virgin Hills Formation

Abb. E Stromatolith-Mounds - Lagen aus radiaxial-fibrösem Zement und Mikrit befinden sich im Liegenden der Stromatolith-Mounds. Die Horizonte sind teilweise aufgebogen. Virgin Hills Formation

Abb. F und G Stromatolith-Wand von Casey Falls mit lagig angeordneten Säulen-förmigen Stromatolithen. Virgin Hills Formation

Tafel 4



Tafel 5

Lokalität Casey Falls, South Lawford Range, Canning Basin, Westaustralien

Abb. A Feinkörniger Stromatolith (Mikrobialithtyp 4) - Die Dünnschliff-Aufnahme der Stromatolith-Mounds zeigt mineralisierte Oberflächen, die unter anderem durch aufgewachsene Crinoiden-Haftscheiben dokumentiert werden. Stromatolith-Laminae zeigen Anreicherungen an Eisen- /Mangan-Oxiden und -Hydroxiden. Virgin Hills Formation

Abb. B Feinkörniger Stromatolith (Mikrobialithtyp 4) - Neben Crinoiden-Haftscheiben sind rugose Korallen auf mineralisierten Laminae aufgewachsen. Die Laminae der Stromatolith-Mounds von Casey Falls weisen ein lockeres Gefüge aus mikrokristallinem Kalzit auf, Peloiden sind nicht erkennbar. Virgin Hills Formation

Abb. C und D Feinkörniger Stromatolith (Mikrobialithtyp 4) - In den Stromatolith-Mounds sind häufig auloporide Korallen eingelagert. Zudem werden die Stromatolith-Mounds von Klüften durchzogen. Virgin Hills Formation

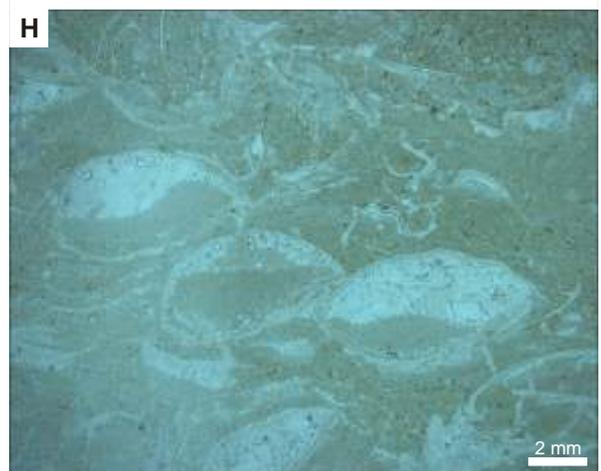
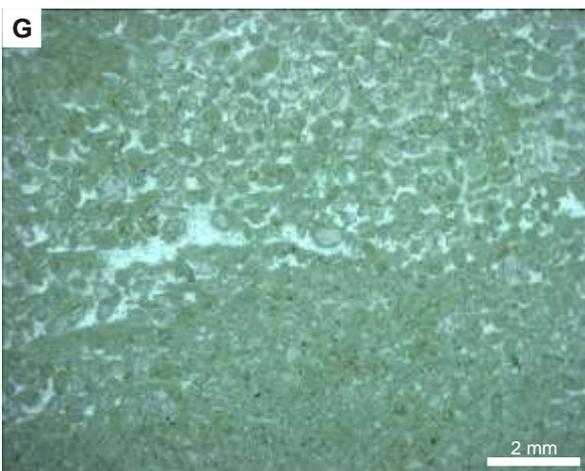
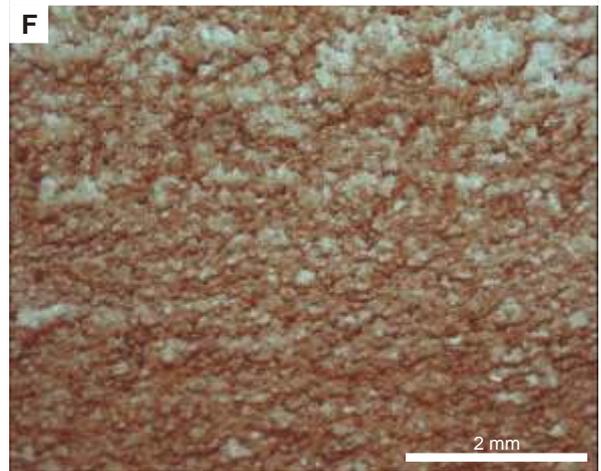
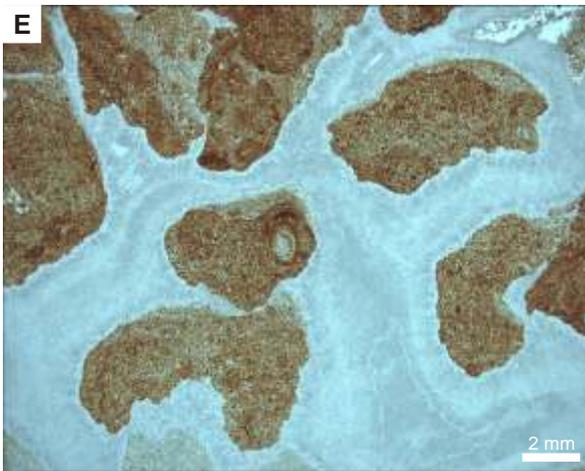
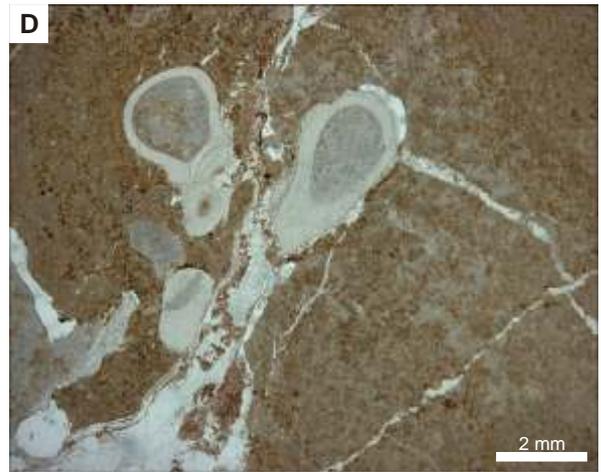
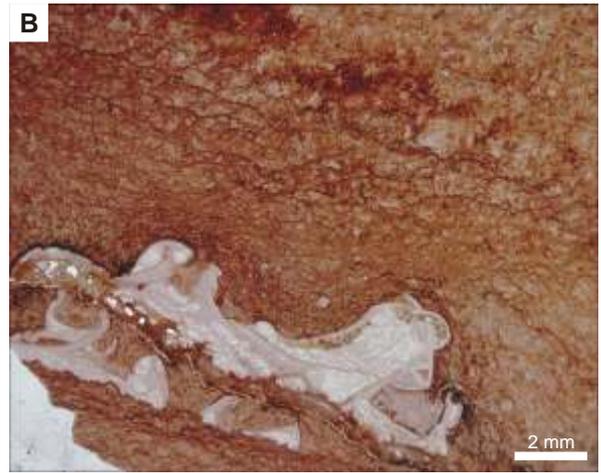
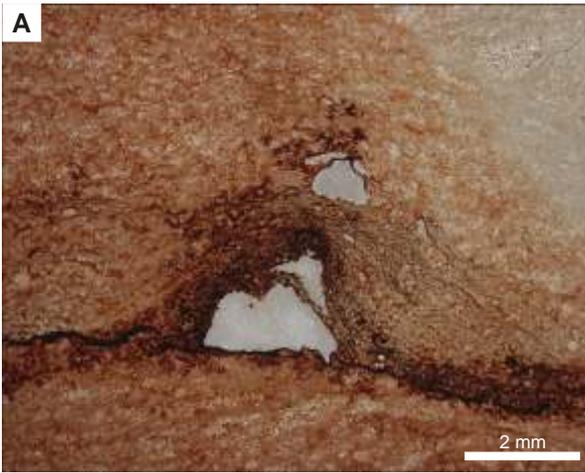
Abb. E Im Hangenden der Stromatolith-Mounds - Breckzierte, Siliziklasten-reiche Wackestones sind in feingeschichteten, wellig-flaserig ausgebildeten Karbonatablagerungen eingeschaltet und bilden kompetente Karbonatbänke. Virgin Hills Formation

Abb. F Dünnschliff-Aufnahme von den Stromatolithen der mächtigen Stromatolith-Wand von Casey Falls - Feinkörniger Stromatolith (Mikrobialithtyp 4) - Struktur und Gefüge sind mit denen der kleinen Stromatolith-Mounds nahezu identisch. Allerdings weisen die mächtigen Stromatolith-Ablagerungen einen sehr geringen fossilen Inhalt und eine hellere Farbe auf. Virgin Hills Formation

Abb. G Lithoklasten-reicher Bioklasten-Packstone - Diese bilden turbiditische Einschaltungen im Hangenden der Stromatolith-Wand. Virgin Hills Formation

Abb. H Brachiopoden-Crinoiden-Packstone - Im mittleren Profilabschnitt treten Brachiopoden-Crinoiden-Packstones in Form von kompetenten Bänken aus feingeschichteten Karbonatablagerungen (Wackestones) hervor. Virgin Hills Formation

Tafel 5



Tafel 6

Lokalität Casey Falls, South Lawford Range, Canning Basin, Westaustralien

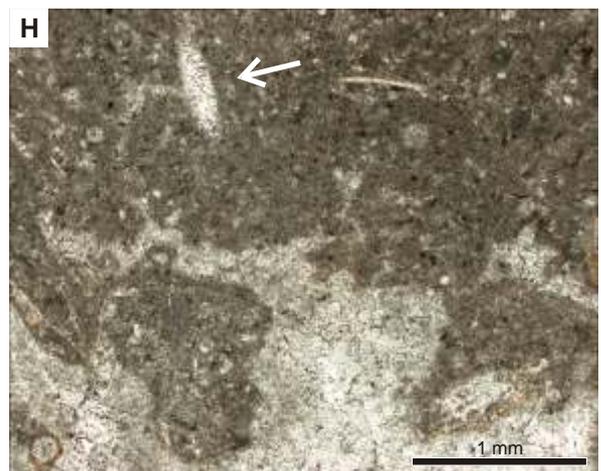
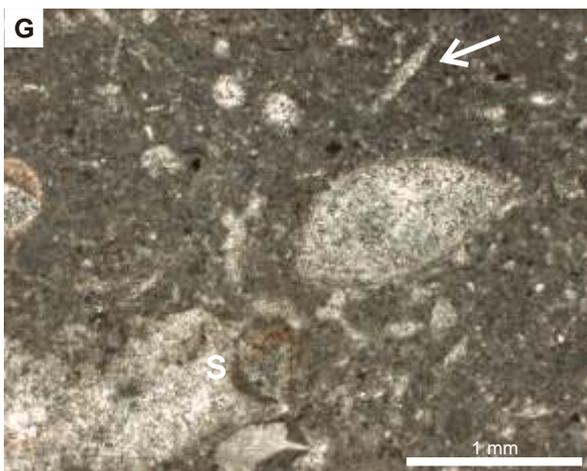
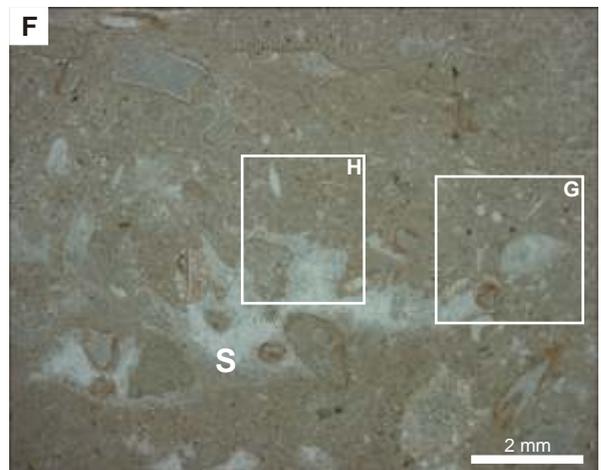
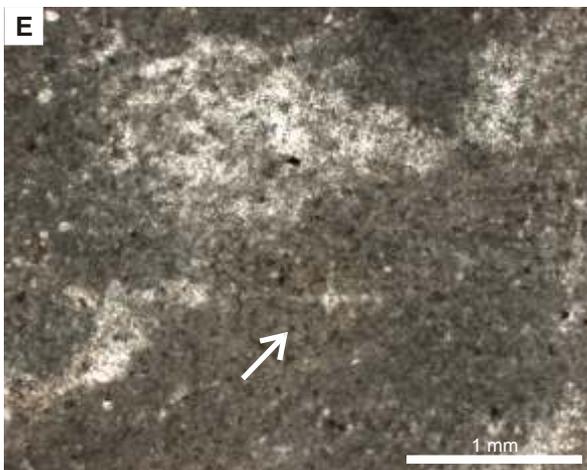
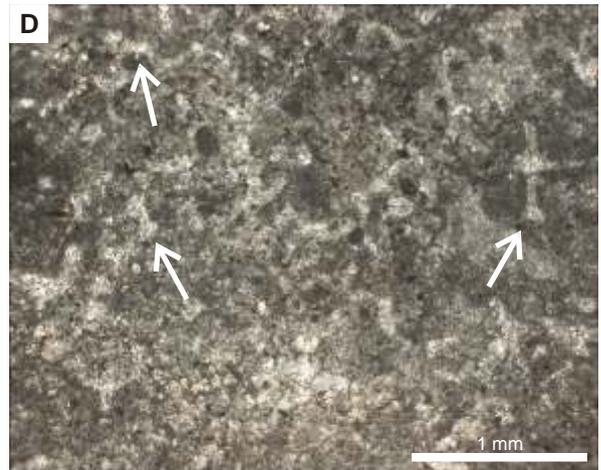
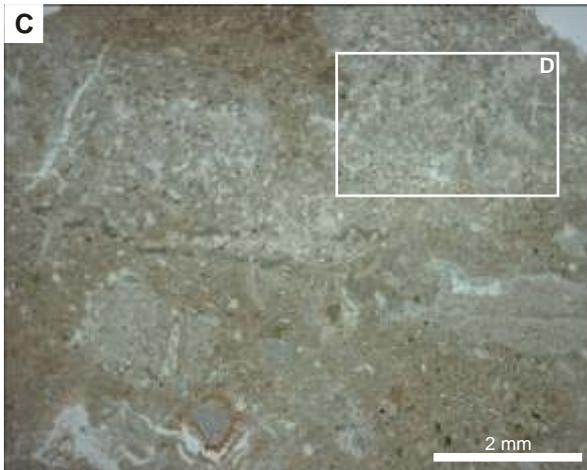
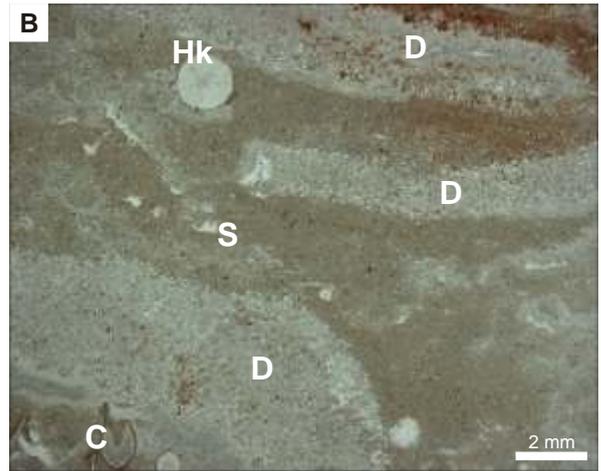
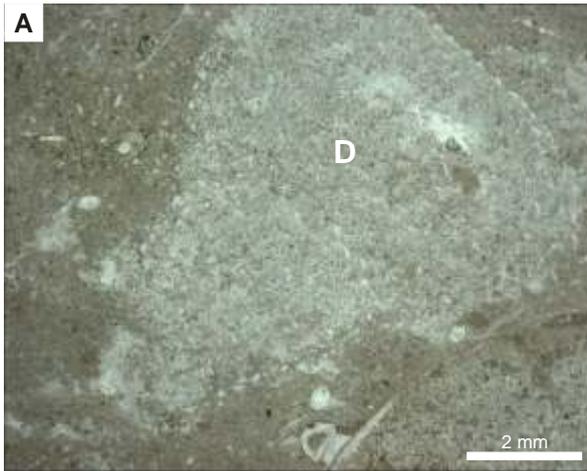
Abb. A Porifera-Thrombolith (Mikrobialithtyp 5c) - Gekippt gelagerter, vermutlich lithistider, tetractinellider Demospongiae (D) mit gut erhaltener äußerer Sklerenschicht, die einen kurzen Transportweg dokumentiert (= parautochthon). Virgin Hills Formation

Abb. B Porifera-Thrombolith (Mikrobialithtyp 5c) - Tetractinellide Demospongiae (D) in peloidalem Mikrit. Im Mikrit sind kleine Stromatactis-Gefüge (S) ausgebildet. An weiteren biogenen Komponenten kommen Crinoidenbruchstücke (C) und Heterokorallen (Hk) vor. Virgin Hills Formation

Abb. C und D Porifera-Thrombolith (Mikrobialithtyp 5c) - Sklerenorganisation vermutlich vasenförmiger, lithistider, tetractinellider Demospongiae (D). Skleren sind „massiger“ und an den Spitzen verdickt (Pfeile). Zwischen den Skleren befindet sich peloidaler Mikrit, innere Bereiche des Schwammreliktes sind intensiv rekristallisiert. Abb. D entspricht dem markierten Bereich in Abb.C. Virgin Hills Formation

Abb. E, F, G und H Porifera-Thrombolith (Mikrobialithtyp 5c) - In der mikritischen Matrix sind Skleren lyssacinosider Hexactinellida eingelagert (Pfeile). Zusammen mit kleinen Stromatactis- und Setzungsstrukturen (S) ist dies ein Hinweis auf eine Matrix, die in situ durch den Zerfall und die Verkalkung von hexactinelliden Schwämmen entstanden ist. Die Abb. G und H zeigen vergrößerte Ausschnitte von Abb. F (markierte Bereiche). Virgin Hills Formation

Tafel 6



Tafel 7

Lokalität Casey Falls, South Lawford Range, Canning Basin, Westaustralien

Abb. A Lokalität Casey Falls - Mud Mounds (Pfeile) in plattige Bioklasten-Packstones eingelagert. Bugle Gap Limestone

Abb. B Top der Lokalität Casey Falls - In feinschichtige und dünnplattige Wackestones sind unregelmäßig Horizonte aus Porifera-Thrombolithen eingeschaltet (Pfeile). Bugle Gap Limestone

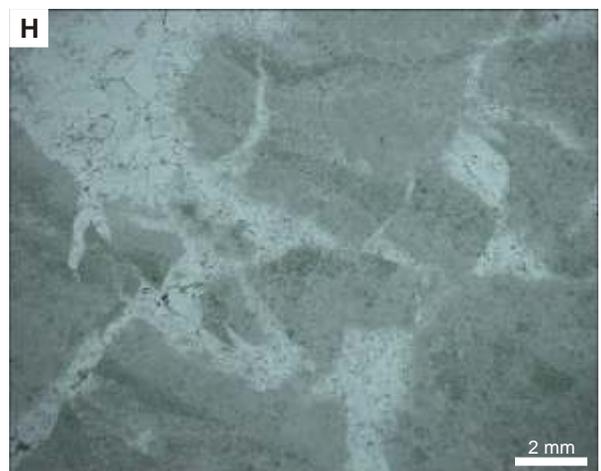
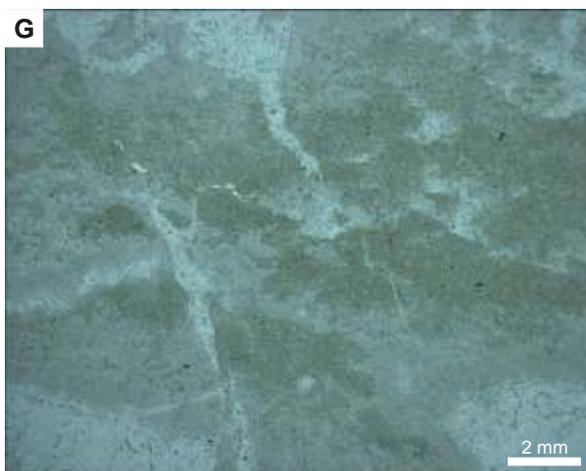
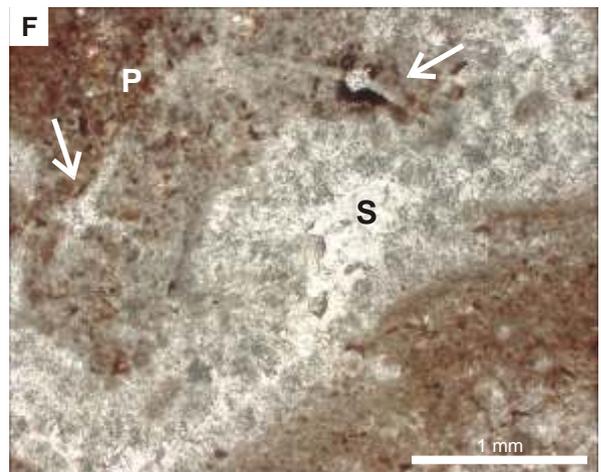
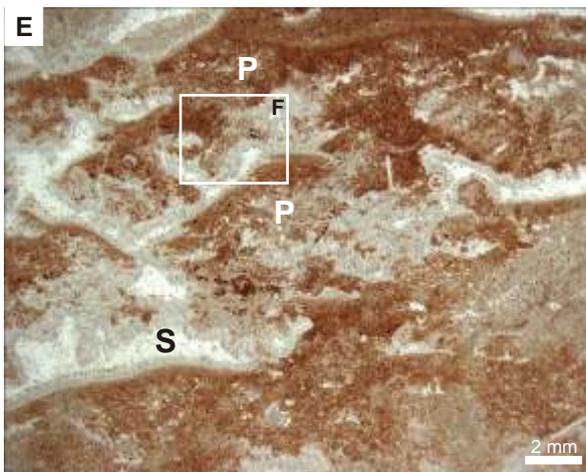
Abb. C Schichtoberfläche mit herausgewitterten Schwämmen. Bugle Gap Limestone

Abb. D Porifera-Thrombolith (Mikrobialithtyp 5a) - Die angewitterte Bank zeigt sowohl Stromatactis-Gefüge als auch herausgewitterte Schwämme. Bugle Gap Limestone

Abb. E und F Porifera-Thrombolith (Mikrobialithtyp 5a) - Mound-Fazies des Mikrobialithtyps 5. Dislozierte hexactine Skleren (Pfeile) kommen häufig um Stromatactis-Strukturen (S) herum vor, und stellen Strukturen von in situ kollabierten Schwämmen dar. Die Matrix um die Stromatactis-Strukturen herum ist dicht bis klumpig-peloidal (P) ausgebildet und mit Siliziklasten durchsetzt. Der markierte Bereich in Abb. E entspricht Abb. F. Bugle Gap Limestone

Abb. G und H Porifera-Thrombolith-Breckzie (Mikrobialithtyp 5b) - Ausgeweitete, zementverfüllte Klüfte durchziehen den Mikrobialith. Skleren sind nur selten zu erkennen. Das Gestein ist intensiv rekristallisiert. Bugle Gap Limestone

Tafel 7



Tafel 8

Lokalität 371 B, McWhae Ridge, South Lawford Range, Canning Basin, Westaustralien

Abb. A Riffhang-Ablagerungen an der Südspitze des McWhae Ridges mit der Lage von den Profilen 371 B und Wapet C (Pfeile). Virgin Hills Formation

Bildbreite ca. 150 m

Abb. B Die Riffhangsedimente der Virgin Hills Formation (VHF) überlagern den Sadler Limestone (SL) der Riffplattform.

Bildbreite ca. 3m

Abb. C Stromatolith im Übergang von der Riffplattform zur Riffhang-Fazies - Der Stromatolith weist keine deutlichen Pelloide, doch ein dichtes laminiertes Gefüge auf. Virgin Hills Formation

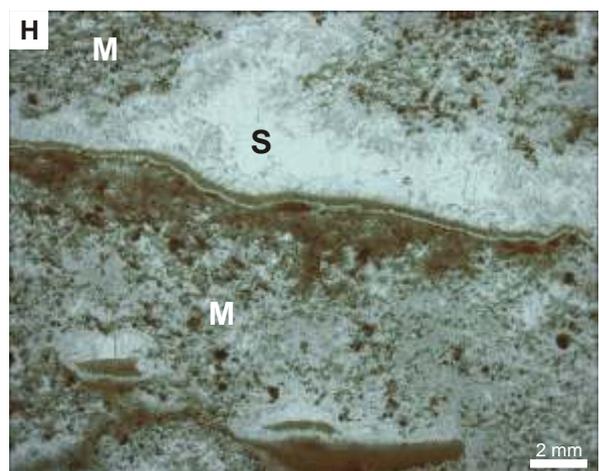
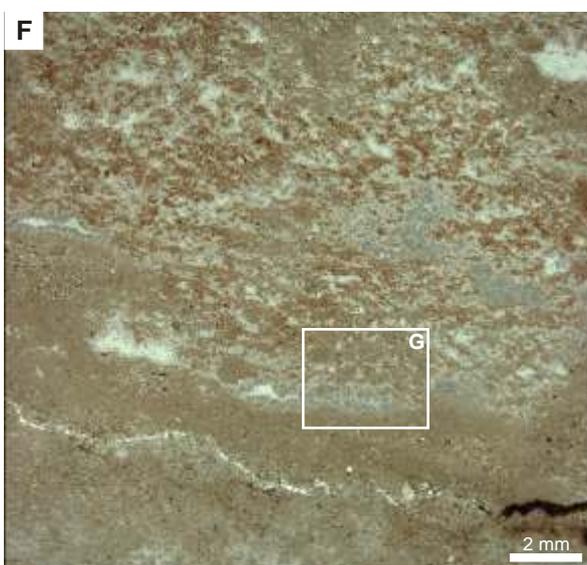
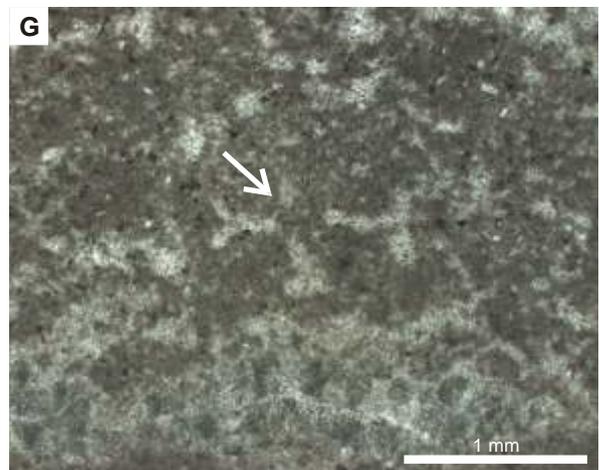
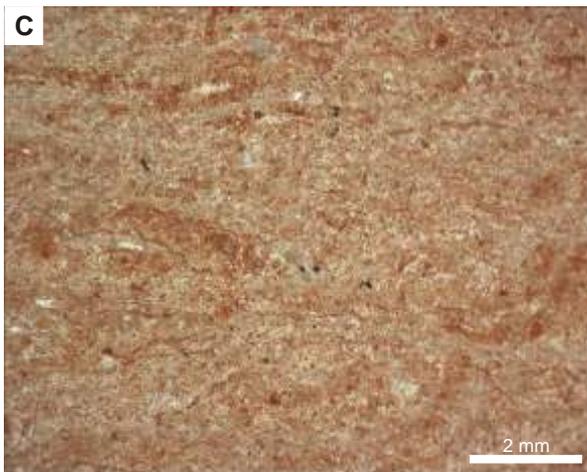
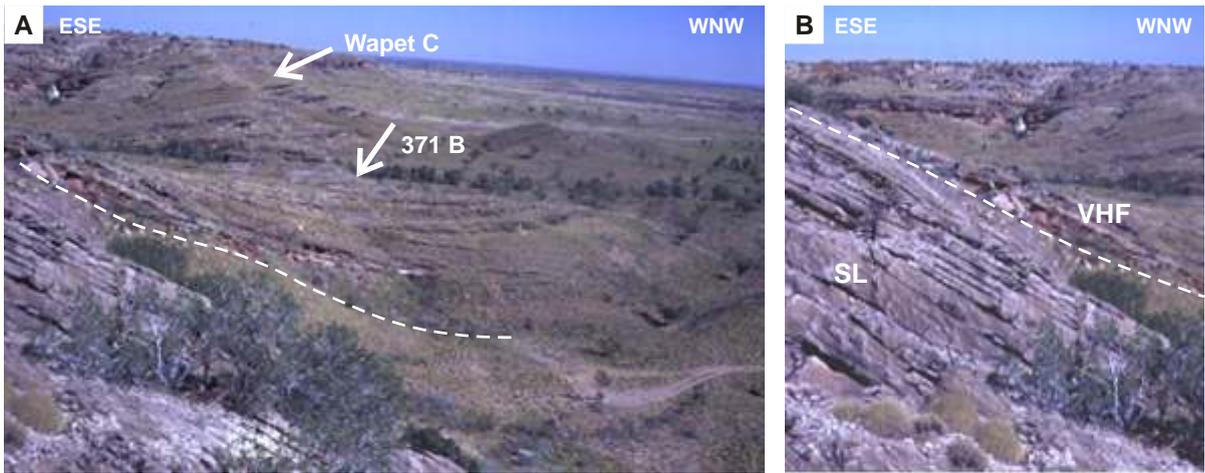
Abb. D Feinkörniger Stromatolith (Mikrobialithtyp 4) - Dieser bildet zwei markante Horizonte im unteren Drittel des Profils 371 B. Das Gefüge und der fossile Inhalt gleichen dem Gefüge der Stromatolith-Mounds von Lokalität Casey Falls. Virgin Hills Formation

Abb. E Überhang von Profil 371 B - Im Top stehen nach E und W auskeilende, rundlich verwitterte, agglutinierte Thrombolithe (Pfeile, Mikrobialithtyp 8) an. Mächtigeren Karbonatbänke (meist Mikrobialithe) treten deutlich im Gelände hervor, feingeschichtete bis dünnplattige Wackestones treten dagegen morphologisch zurück. Virgin Hills Formation

Abb. F und G Agglutinierte Thrombolithe (Übersichts- und Detailaufnahme) - Mit Zement durchsetzt, peloidaler Mikrit. Die rundlichen Strukturen weisen auf reliktsch erhaltene Schwämme hin, doch sind Skleren nicht eindeutig belegt. Dreistrahlige Strukturen (Abb. G) sind möglicherweise Relikte hexactiner Skleren (Pfeil). Abb. G entspricht dem markierten Bereich in Abb. F. Virgin Hills Formation

Abb. H Agglutiniertes Thrombolith mit Fenstergefüge (Mikrobialithtyp 8a) - Ausgeprägte Stromatactis-Strukturen (S) in Zement-durchsetzt, peloidaler Mikrobialith-Matrix (M). Virgin Hills Formation

Tafel 8



Tafel 9

Lokalität 371 B, McWhae Ridge, South Lawford Range, Canning Basin, Westaustralien

Abb. A Agglutiniertes Thrombolith mit lagigem Fenstergefüge (Mikrobialithtyp 8a) - Die mächtigeren Karbonatbänke sind in feingeschichtete und dünnplattige Wackestones eingelagert. Virgin Hills Formation

Abb. B Upper Marker Bed - Mehrere rot-graue, rundliche Stromatolith-Blöcke bilden das Upper Marker Bed. Die feine Lamination ist makroskopisch kaum zu erkennen. Virgin Hills Formation

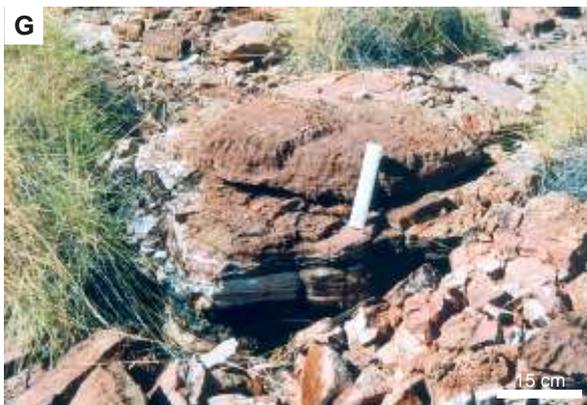
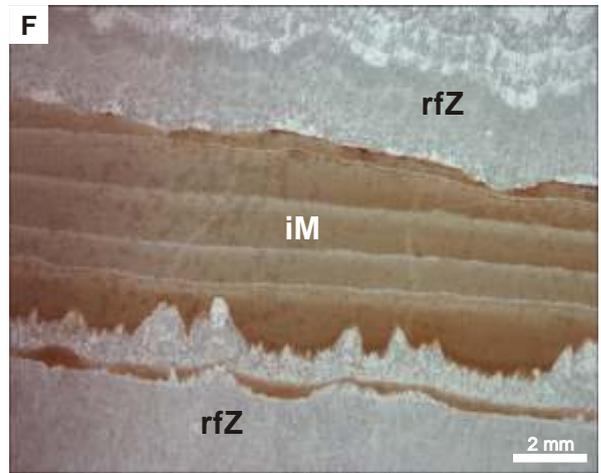
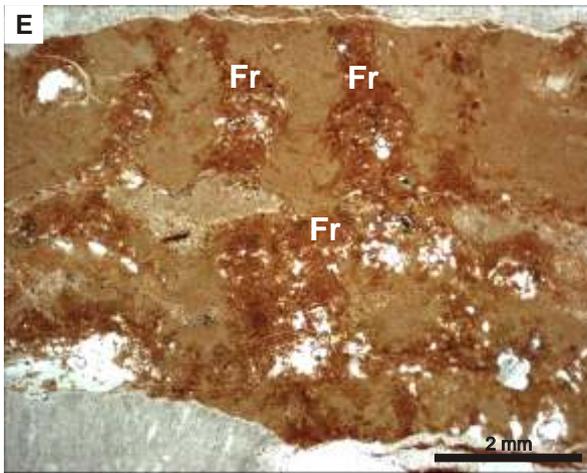
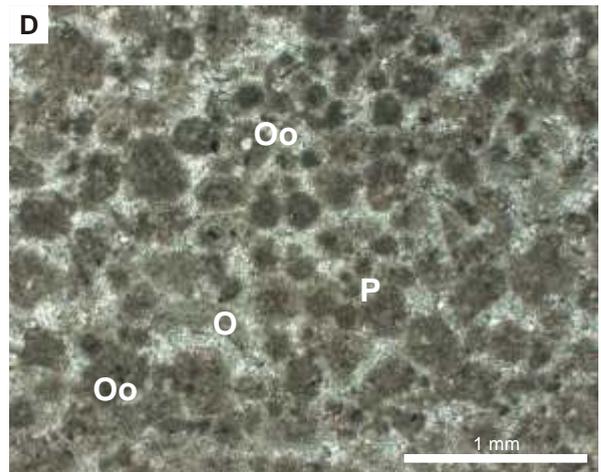
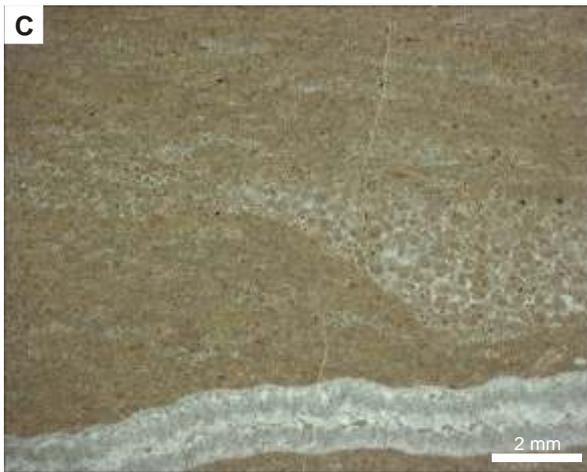
Abb. C und D Feinkörnig-agglutiniertes Stromatolith (Mikrobialithtyp 2) - Dieser Stromatolith-Horizont unterhalb des *Frutexites*-Niveaus (= Upper Marker Bed) weist Wechsel zwischen Peloid-Ooid-Grainstone und Packstone-Lagen auf. Die Vergrößerung (Abb. D) zeigt Peloide (P) und mikritisierte kleine Ooide (Oo) sowie Ostracodenschalen (O). Virgin Hills Formation

Abb. E *Frutexites*-Strukturen (Mikrobialithtyp 9) - Die Mikrostromatolith-Struktur *Frutexites* (Fr) ist aus μm -dünnen Laminae aufgebaut. Virgin Hills Formation

Abb. F Zement-Horizonte des *Frutexites*-Niveaus - Die Proben MT3 und MT7 bestehen aus einem Wechsel von radialaxial-fibrösem Zement (rfZ) und internem Mikrit (iM). Virgin Hills Formation

Abb. G und H *Frutexites*-Niveau - Der ausstreichende Horizont zeigt flach-domale Aufwölbungen aus marinem Zement und *Frutexites*-Strukturen enthaltenden Sedimenten. Zudem wird der Horizont von marinem Zement unterlagert. Virgin Hills Formation

Tafel 9



Tafel 10

Lokalität Waggon Pass, South Lawford Range, Canning Basin, Westaustralien

Abb. A Zement-Horizont - Wechsellagerung von internem Mikrit (iM) und radiaxial-fibrösem Zement (rfZ) an der Basis des Profils Waggon Pass. Diese Probe entspricht den Proben MT3 und MT7 der Lokalität 371 B. Virgin Hills Formation

Abb. B Neptunian Dyke mit dendrolithischem Mikrobialith (Mikrobialithtyp 7) - Aggregate aus Zement, rotem Mikrit und schwarzem, an Spurenelementen angereichertem, mikrobiell-induziert ausgefälltem Mikrit (Pfeil). Virgin Hills Formation

Abb. C Agglutiniertes Thrombolith (Mikrobialithtyp 8b) - Von agglutiniertem Thrombolith umgebene Brachiopodenschale (Br) mit eingespültem Sediment. Im peloidalen Mikrit (P) um die Brachiopodenschale herum sind hexactinellide Skleren (Pfeile) eingelagert. Virgin Hills Formation

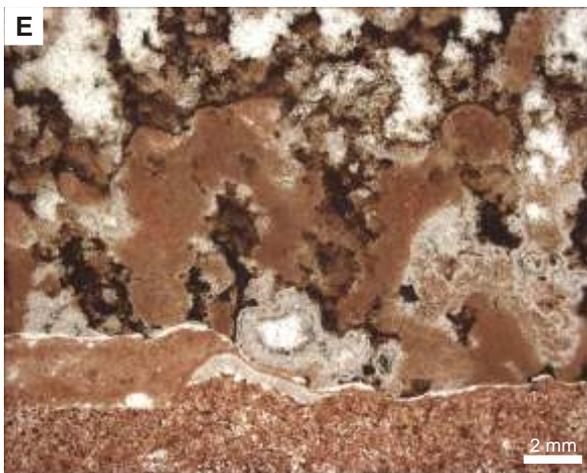
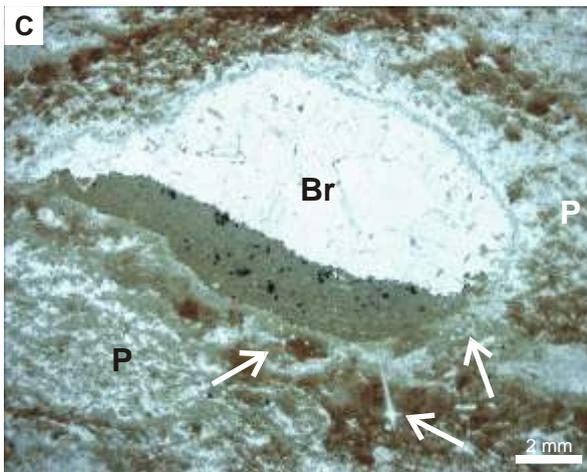
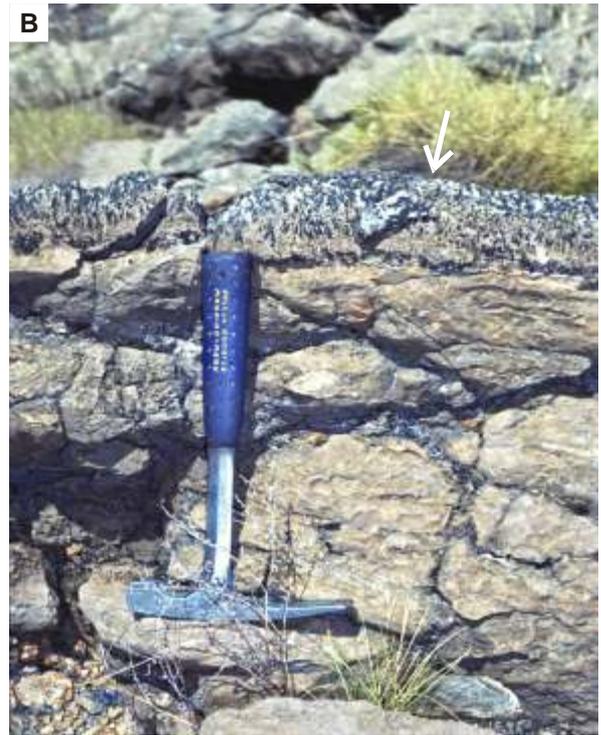
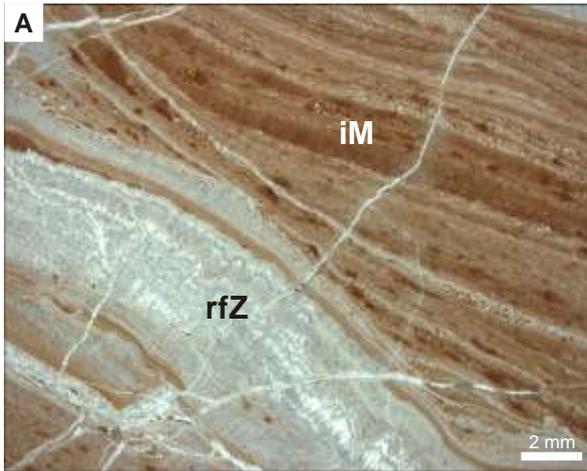
Abb. D Dendrolithischer Mikrobialith (Mikrobialithtyp 7) - Breiter Ausstrich des Neptunian Dykes. Virgin Hills Formation

Abb. E Dünnschliffaufnahme eines dendrolithischen Mikrobialithes (Mikrobialithtyp 7). Virgin Hills Formation

Abb. F Neptunian Dyke - An den Rändern kommen dendrolithische und *Frutexites*-ähnliche Eisen- und Mangan-Krusten vor (Pfeile, vermuteter Fluid-Zufluß). Virgin Hills Formation

Abb. G und H Dünnschliffaufnahmen des Neptunian Dykes - Wechsellagerung von Mikrit und radiaxial-fibrösem Zement. In Klüften, an Sedimentationsgrenzen und innerhalb der mikrobialithischen Gefüge sind Eisen- und Mangan-Oxide angereichert. Virgin Hills Formation

Tafel 10



Tafel 11

Lokalität Waggon Pass, South Lawford Range, Canning Basin, Westaustralien

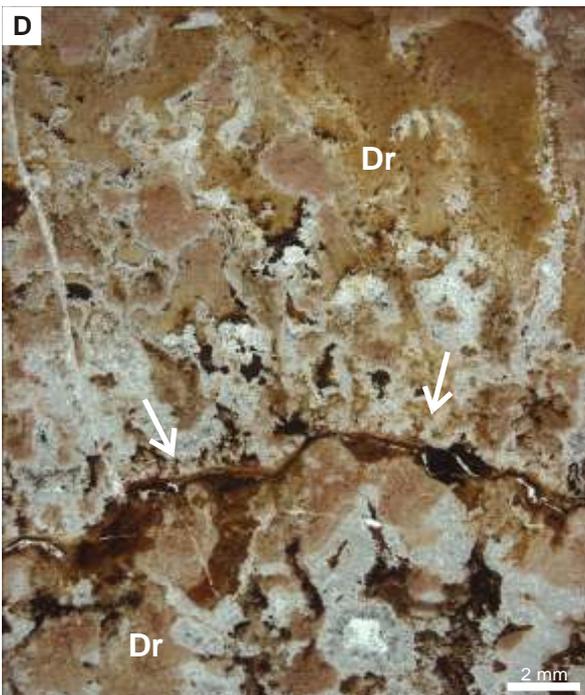
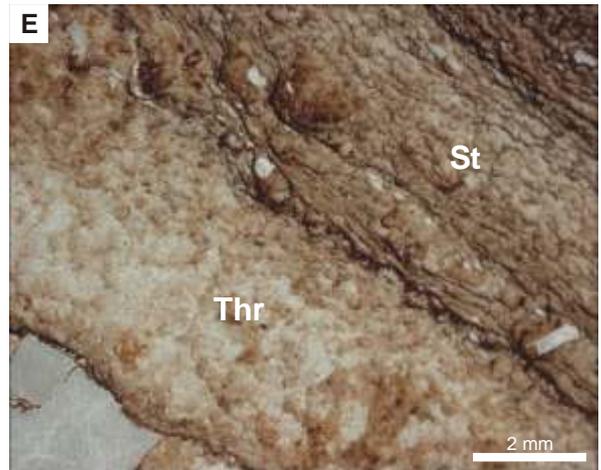
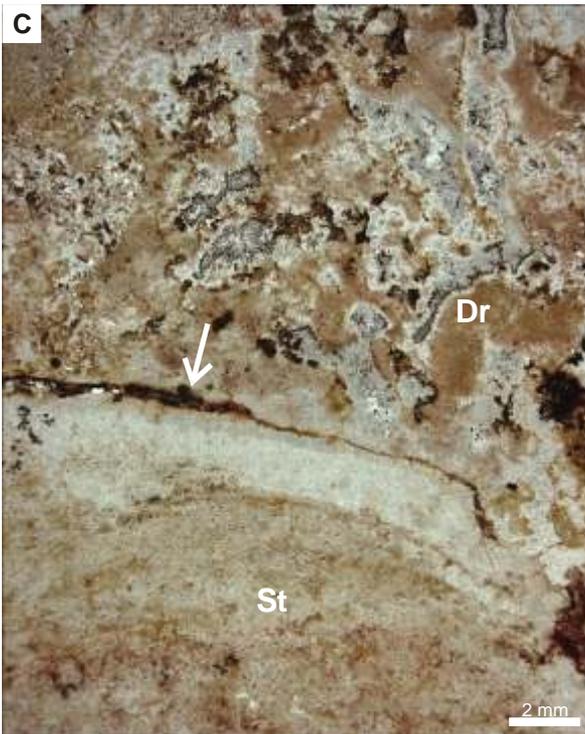
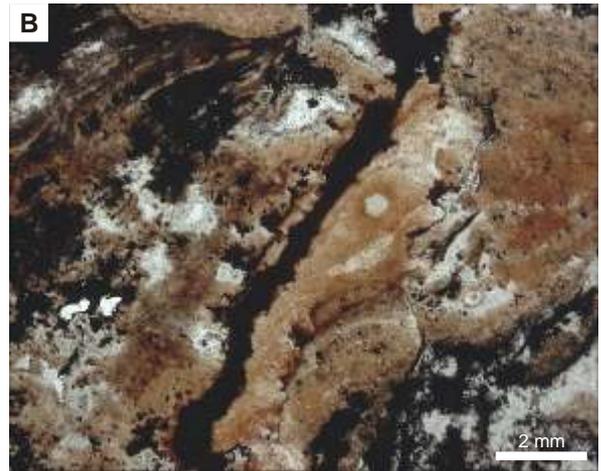
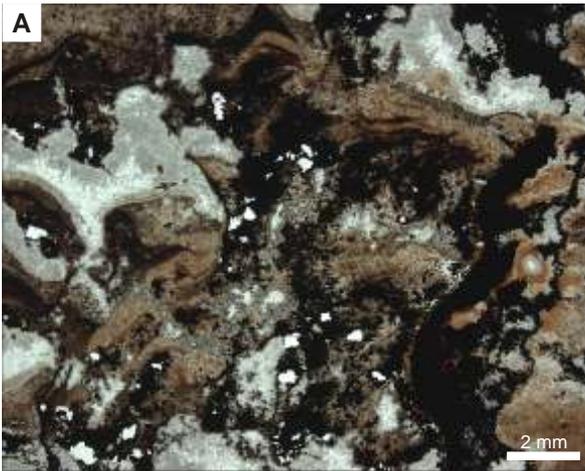
Abb. A und B Dendrolithischer Mikrobialith (Mikrobialithtyp 7) - Eisen- und Mangan-Oxid-haltiger Mikrit durchzieht das Gestein. Virgin Hills Formation

Abb. C und D Probe Can 12 - Stromatolith (St) mit aufgewachsenem Dendrolith (Dr). Eisen- und Mangan-Oxide sind an Sedimentationsgrenzen angereichert und dokumentieren Sedimentationslücken (Pfeile). Virgin Hills Formation

Abb. E Stromatolith-Thrombolith-Mound (Mikrobialithtyp 6) - Übergang von thrombolithischer (Thr) zu stromatolithischer (St) Kruste. Virgin Hills Formation

Abb. F und G Stromatolith-Thrombolith-Mound (Mikrobialithtyp 6) - In die mikrobialithischen Krusten sind Schwämme, lithistide Demospongiae mit tetracrepidischen Skleren, eingelagert (Pfeile) und vollständig vom Mikrobialith umwachsen. Virgin Hills Formation

Tafel 11



Tafel 12

Lokalität Waggon Pass, South Lawford Range, Canning Basin, Westaustralien

Abb. A Stromatolith-Thrombolith-Mound (Mikrobialithtyp 6) - Die Schwämme sitzen auf mineralisierten Oberflächen auf. Virgin Hills Formation

Abb. B Stromatolith-Thrombolith-Mound (Mikrobialithtyp 6) - Nahaufnahme von Abb. A. Die Skleren sind tetracrepid und weisen Wurzel-ähnliche Sklerenspitzen auf (Pfeil). Virgin Hills Formation

Abb. C Stromatolith-Thrombolith-Mound (Mikrobialithtyp 6) - Der Bioklasten-reiche Kern wird von mehreren mikrobialithischen Krusten ummantelt. An biogenen Komponenten kommen im Kernbereich Ostracoden, Gastropoden, rugose Korallen und Bruchstücke von Crinoiden vor. Virgin Hills Formation

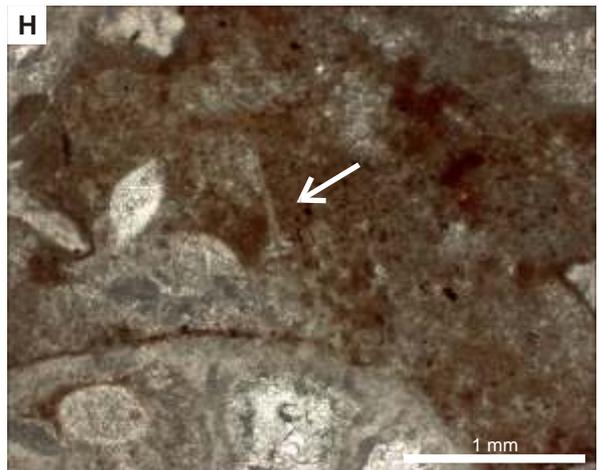
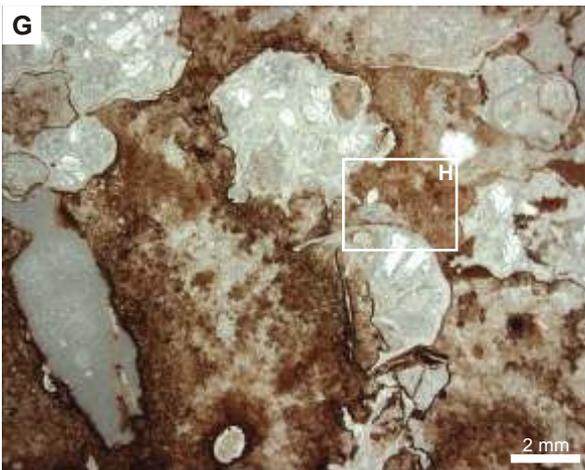
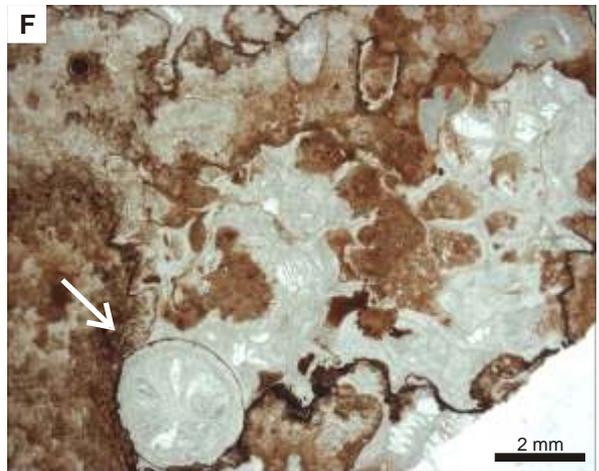
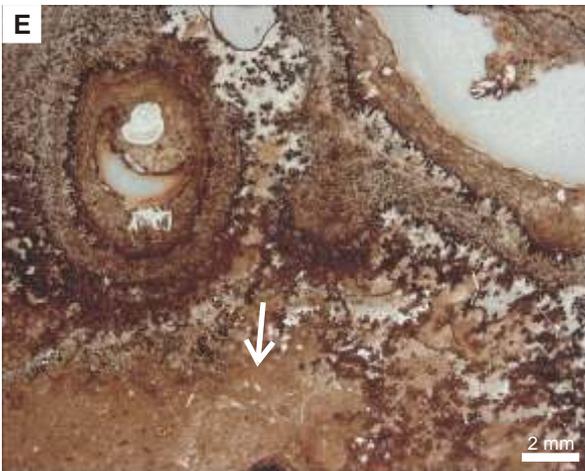
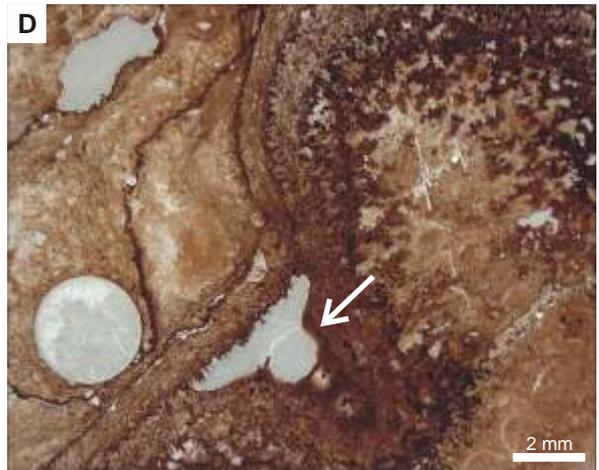
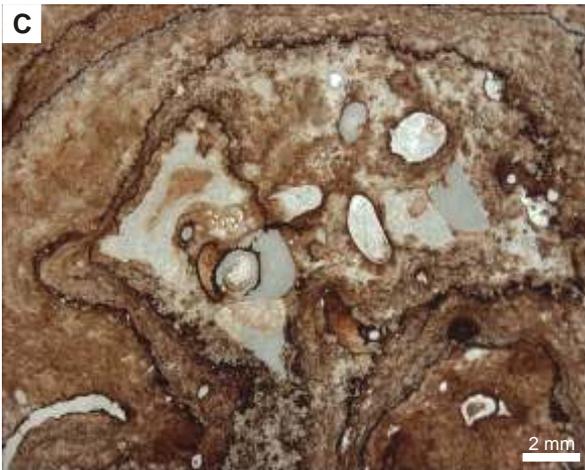
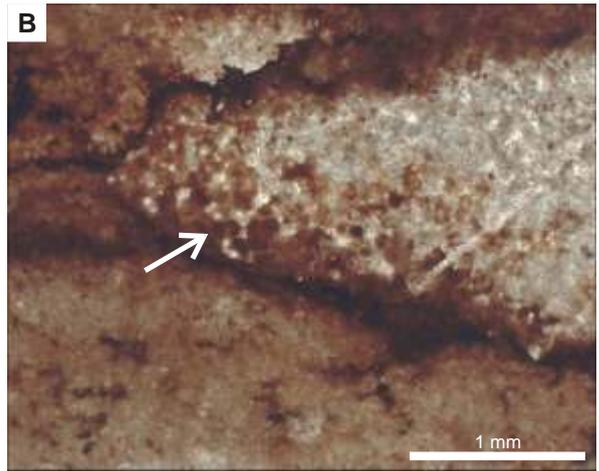
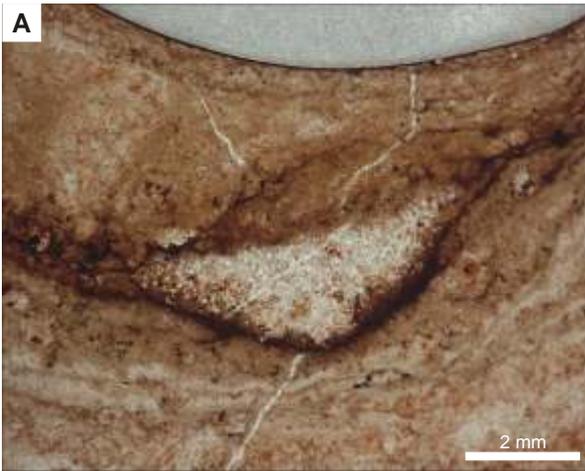
Abb. D Stromatolith-Thrombolith-Mound (Mikrobialithtyp 6) - Neben den Schwämmen sitzen vorwiegend Crinoiden-Haftscheiben (Pfeil) auf den mineralisierten ehemaligen Mikrobialith-Oberflächen auf. Eisen- und Mangan-Oxide sind lagenweise angereichert. Virgin Hills Formation

Abb. E Stromatolith-Thrombolith-Mound (Mikrobialithtyp 6) - Der Kernbereich ist durch Wackestone-Bereiche charakterisiert (Pfeil) und ist an den Randbereichen zum Mikrobialith durch dendrolithische Eisen und Mangan-Anreicherungen charakterisiert. Virgin Hills Formation

Abb. F Stromatolith-Thrombolith-Mound (Mikrobialithtyp 6) - Im Kernbereich der Mounds kommen vorwiegend rugose Korallen vor (Pfeil). Virgin Hills Formation

Abb. G und H Stromatolith-Thrombolith-Mound (Mikrobialithtyp 6) - Dislozierte Skleren sind in den Mikrit zwischen den Korallen eingespült (Pfeil). Der umrandete Bereich in Abb. G entspricht dem in Abb. H dargestellten Ausschnitt. Virgin Hills Formation

Tafel 12



Tafel 13

Lokalität Waggon Pass, South Lawford Range, Canning Basin, Westaustralien

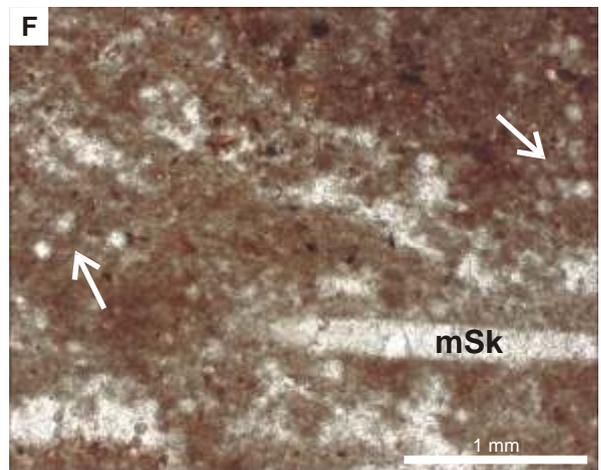
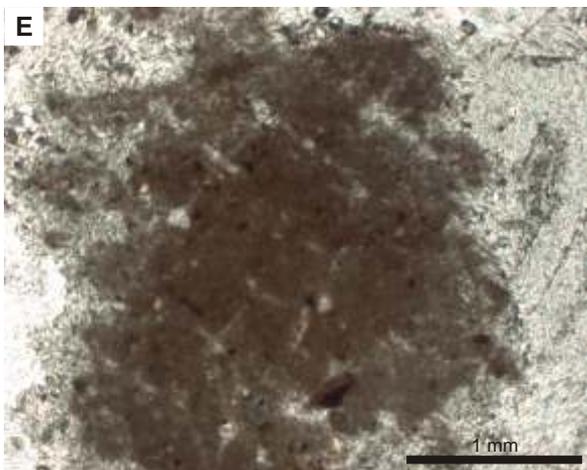
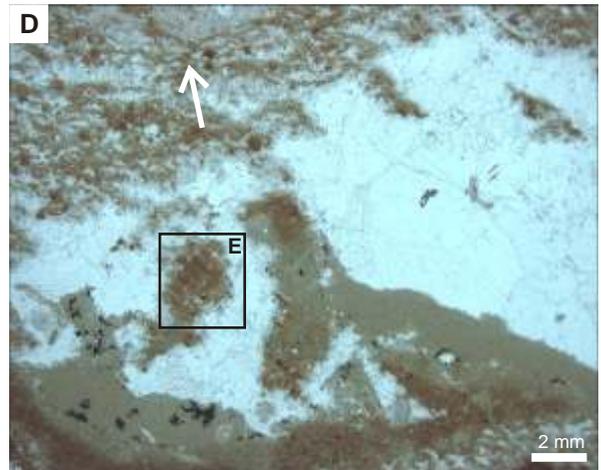
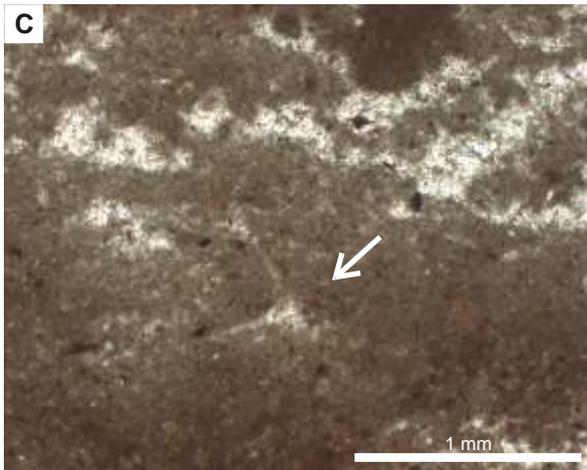
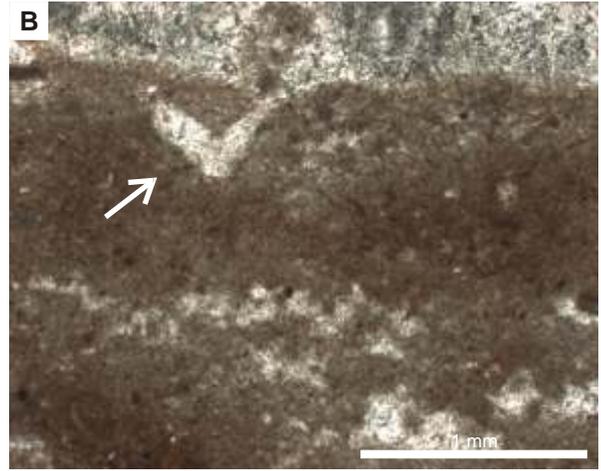
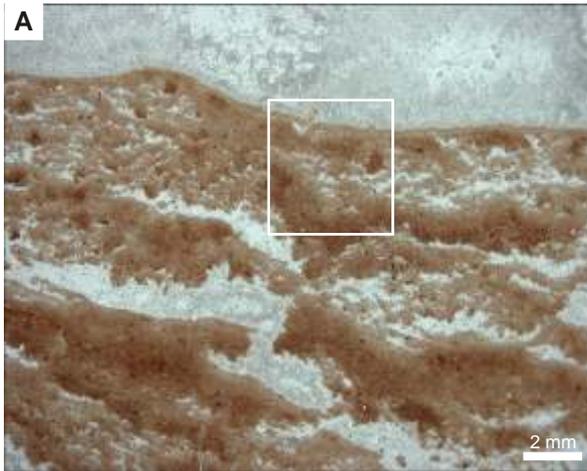
Abb. A Agglutiniertes Thrombolith (Mikrobialithtyp 8a) - Im Gegensatz zur Lokalität 371 B sind in den agglutinierten Thrombolithen der Lokalität Waggon Pass mehr Skleren im Mikrit zwischen den Stromatactis-Gefügen erhalten geblieben (markierter Bereich). Die Skleren verweisen auf die in situ Kollabierung von Schwämmen und eine Überlieferung ehemaliger Schwammorganik in Form von peloidalem Mikrit. Virgin Hills Formation

Abb. B und C Agglutiniertes Thrombolith (Mikrobialithtyp 8a) - Vergrößerungen des markierten Ausschnittes in Abb. A. Die Skleren, dissoziierte Hexactine, sind Lyssacinosider Hexactinellida zuzuordnen. Virgin Hills Formation

Abb. D und E Agglutiniertes Thrombolith (Mikrobialithtyp 8b) - Im Unterschied zu den anderen Ausprägungen von Mikrobialithtyp 8 ist hier eine mehr laminare Anordnung der feinen Zementstrukturen und des peloidalen Mikrits dokumentiert (Abb. D, Pfeil). Innerhalb des Zementes ist das dictyonale Gitter eines Hexactinellida zu erkennen (Abb. D, markierter Bereich; Abb. E). Virgin Hills Formation

Abb. F Agglutiniertes Thrombolith (Mikrobialithtyp 8b) - Häufig vorkommende rundliche Strukturen können Knotenpunkte hexactiner Skleren eines dictyonalen Schwammskeletts sein. Zudem kommen eingelagerte monaxone Skleren (mSk) vor. Virgin Hills Formation

Tafel 13



Tafel 14
Lokalität Steinbruch Banc Noir, Boulonnais, Nordfrankreich

Abb. A Steinbruch Banc Noir - Die Proben entstammen den Schichten der 2. Sohle (Kästchen).

Abb. B Mikrobialithtyp 2, *Rothpletzella*-Mud Mounds - Zwischen rugosen Korallen und in Mikrit eingelagerter dictyoceratider Demospongiae („Keratosa“; Pfeil). Blacourt Formation

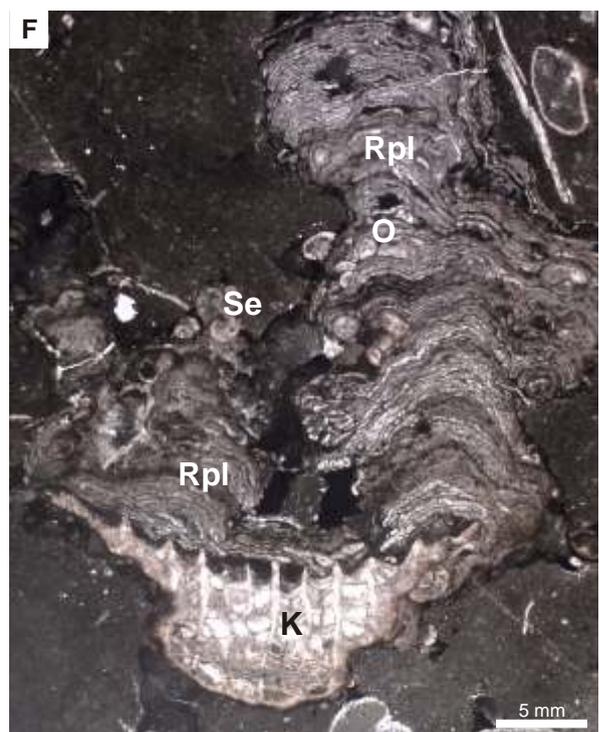
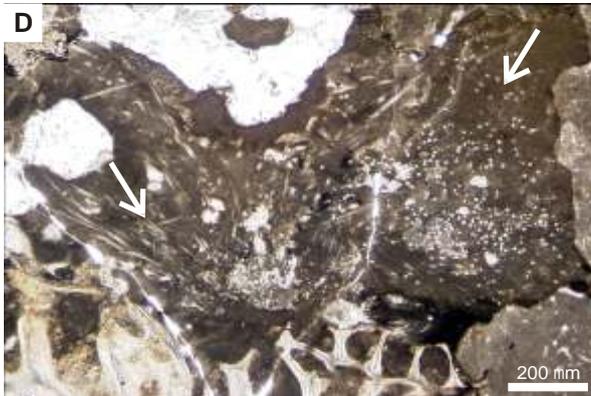
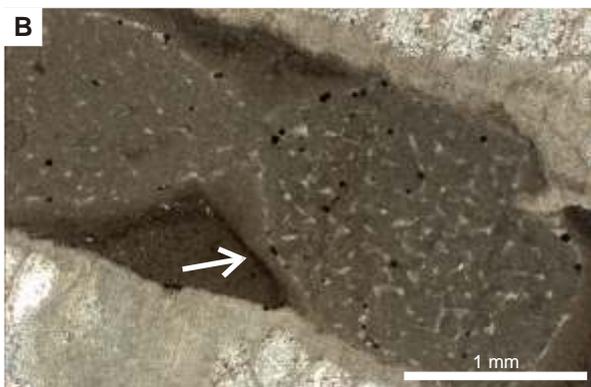
Abb. C Mikrobialithtyp 1, Stromatolith - Ungleichmäßige Laminae durch eingeschaltete Linsen aus kleinen Peloiden und Siliziklasten. Blacourt Formation

Abb. D Mikrobialithtyp 2, *Rothpletzella*-Mud Mounds - In dichten, pyritreichen Mikrit eingelagerte Sklerenbündel halichondrider/axinellider Demospongiae (Pfeile). Blacourt Formation

Abb. E Mikrobialithtyp 2, *Rothpletzella*-Mud Mounds - Halichondrider/axinellider Demospongiae (Pfeil) innerhalb einer gut erhaltenen Brachiopodenschale. Blacourt Formation

Abb. F Mikrobialithtyp 2, *Rothpletzella*-Mud Mounds - *Rothpletzella*-Aufwuchs (Rpl) auf einem Bruchstück einer rugosen Koralle (K). Zwischen den Laminae der *Rothpletzella* befinden sich kleine Serpeln (Se) und Ostracodenschalen (O). Blacourt Formation

Tafel 14



Anhang 1: Nomenklaturen

Die Bestimmung der Korngrößen von Sediment- und Karbonatpartikel erfolgte nach der Klassifikation von Vossmerbäumer (1976).

Der Sortierungsgrad wurde nach der Tafel von Anstey & Chase (1974) unterteilt in:

- schlecht sortiert
- mäßig sortiert
- gut sortiert
- sehr gut sortiert

Die Einteilung des Rundungsgrades von Karbonatbioklasten erfolgte nach Pilkey et al. (1967),

- eckig
- angerundet
- gerundet
- gut gerundet

die Einteilung des Rundungsgrades der Lithoklasten nach Pettijohn et al. (1973):

- sehr eckig
- eckig
- kantengerundet (subangular)
- angerundet
- gerundet
- gut gerundet

Die Schichtung wurde nach Grumbt (1969) beschrieben:

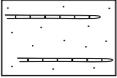
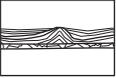
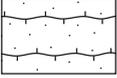
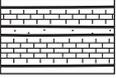
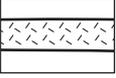
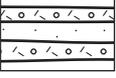
<	0,01	cm	laminiert	
0,01	–	0,63	cm	feingeschichtet
0,63	–	2,0	cm	dünnplattig
2,0	–	6,3	cm	dickplattig
6,3	–	20,0	cm	dünnbankig
20,0	–	63,0	cm	mittelbankig
63,0	–	200,0	cm	dickbankig
>	200,0	cm	massig	

Kristallgrößen wurden nach Friedmann (1965) klassifiziert:

<	0,01	mm	kryptokristallin	
0,01	–	0,1	mm	mikrokristallin
0,1	–	0,2	mm	feinkristallin
0,2	–	0,6	mm	mittelkristallin
0,6	–	2,0	mm	grobkristallin
>	2,0	mm	großkristallin	

Legende zu den Abb. 4.1 – 4.4:

Legende

	feingeschichtete, dünnplattige Karbonate mit siliziklastischem Detritus		Lagen aus marinem Zement und Mikrit		Crinoidenstiellglieder
	wellig bis faserig geschichtete Karbonate mit siliziklastischem Detritus		kompakte Karbonatbänke (Wacke-, Pack- oder Grainstones)		rugose Korallen
	Mud Mounds		Mikrobialithe		Heterokorallen
	Stromatolithe		agglutinierte Mikrobialithe		tabulate Korallen
	isolierte Stromatolith-Körper von mehreren Dezimetern Größe		Mikrobialith mit dendrolithischen Fe-/Mn-Krusten		Brachiopoden
					Hexactinellida
					Demospongiae
					Nautiloideen
					Ammonoideen
					Ostracoden
					Ooide
					Rothpletzella-Strukturen
					Fenstergefüge, Stromatactis
				CFT2707/11	Probenbezeichnung
				371-C0208/4	Proben - nicht im Profil, aber äquivalenter Horizont

Anhang 2.1: Kohlenstoff- und Sauerstoff-Isotopenverhältnisse

Lokalität Wapet C, Canning Basin, Westaustralien
 Agglutiniertes Thrombolith, Virgin Hills Formation, Frasn
 Isotopendaten zur Abb. 6.1

Dünn- schliff	Isotopen- probe	Probenmaterial	$\delta^{13}\text{C}_{(\text{PDB})}$ [‰]	$\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$ [‰]
WpC 3	WC1-01	allochthoner Mikrit, Schalenmaterial	+1,01	-5,59
WpC 3	WC1-02	radial-fibröser Zement (Stromatactis-Hohlraum)	+1,52	-5,17
WpC 3	WC1-03	Blockzement, Sparit (Stromatactis-Hohlraum)	+0,59	-6,42
WpC 3	WC1-04	allochthoner Mikrit, Schalenmaterial	+0,96	-6,40
WpC 3	WC1-05	allochthoner Mikrit, Schalenmaterial	+1,44	-5,35
WpC 3	WC1-06	Blockzement, Sparit (Stromatactis-Hohlraum)	-0,29	-11,64
WpC 3	WC1-07	radial-fibröser Zement (Stromatactis-Hohlraum)	+1,45	-4,61
WpC 3	WC1-08	Mikroblith: klumpiger peloidaler Mikrit, Zement	+1,41	-5,12
WpC 3	WC1-09	Mikroblith: klumpiger peloidaler Mikrit, Zement	+1,49	-4,88
WpC 3	WC1-10	Blockzement, Sparit (Stromatactis-Hohlraum)	+1,42	-8,35
WpC 3	WC1-11	allochthoner Mikrit, Schalenmaterial	+1,22	-5,68

Anhang 2.2: Kohlenstoff- und Sauerstoff-Isotopenverhältnisse

Lokalität 371 B, Canning Basin, Westaustralien

Virgin Hills Formation, Frasne und Famenne

Isotopendaten zur Abb. 6.2

Dünnschliff	Isotopenprobe	Probenmaterial	$\delta^{13}\text{C}_{(\text{PDB})}$ [‰]	$\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$ [‰]
371 C020800/9	371/1-01	thrombolithischer Mikrobialith: peloidaler Mikrit, Zement	+1,16	-4,11
371 C020800/9	371/1-02	radial-fibröser Zement	+1,11	-4,06
371 C020800/9	371/1-03	Blockzement, Sparit (Stromatactis-Hohlraum)	-1,44	-13,30
371 C020800/9	371/1-04	thrombolithischer Mikrobialith: peloidaler Mikrit, Zement	+1,10	-4,06
371 C020800/9	371/1-05	allochthoner Mikrit, Schalenmaterial	+1,25	-4,28
371 C020800/9	371/1-06	thrombolithischer Mikrobialith: peloidaler Mikrit, Zement	+1,14	-4,02
371 C260700/1a	371/2-01	radial-fibröser Zement	+2,17	-4,14
371 C260700/1a	371/2-02	peloidaler Mikrit	+2,17	-5,12
FT 020800/8	Ft-01	<i>Frutexites</i> -Struktur: roter Mikrit	+1,24	-3,41
FT 020800/8	Ft-1b	<i>Frutexites</i> -Struktur: roter Mikrit	+1,50	-3,29
FT 020800/8	Ft-02	<i>Frutexites</i> -Struktur: roter Mikrit	+1,62	-3,63
FT 020800/8	Ft-2b	<i>Frutexites</i> -Struktur: roter Mikrit	+1,21	-3,72
FT 020800/8	Ft-03	allochthoner Mikrit	+1,83	-4,37
FT 020800/8	Ft-04	allochthoner Mikrit	+1,40	-4,76
MT 250700/3	MT1-01	radial-fibröser Zement	+4,45	-3,12
MT 250700/3	MT1-02	peloidaler Mikrit, Zement	+4,06	-3,21
MT 250700/3	MT1-03	radial-fibröser Zement	+3,32	-3,55

Fortsetzung nächste Seite

Dünn- schliff	Isotopen- probe	Probenmaterial	$\delta^{13}\text{C}_{(\text{PDB})}$ [‰]	$\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$ [‰]
MT 250700/7	MTA	radial-fibröser Zement	+1,55	-3,73
MT 250700/7	MTB	radial-fibröser Zement	+1,37	-4,28
MT 250700/7	MTC	peloidaler Mikrit, Zement	+1,23	-4,07

Anhang 2.3 Kohlenstoff- und Sauerstoff-Isotopenverhältnisse

Lokalität Casey Falls, Canning Basin, Westaustralien
 Stromatolith-Mounds, Virgin Hills Formation, Famenne
 Isotopendaten zur Abb. 6.3

Dünn- schliff	Isotopen- probe	Probenmaterial	$\delta^{13}\text{C}_{(\text{PDB})}$ [‰]	$\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$ [‰]
FCF 7	FCF 7.1	Stromatolith: peloidaler Mikrit, Zement	+0,73	-4,55
FCF 7	FCF 7.2	Stromatolith: peloidaler Mikrit, Zement	+0,65	-4,50
FCF 9	FCF 9.1	Stromatolith: peloidaler Mikrit, Zement	+1,94	-4,34
FCF 9	FCF 9.2	Stromatolith: peloidaler Mikrit, Zement	+2,04	-4,15
FCF 9	FCF 9.3	Blockzement, Sparit (Hohlraum)	+2,09	-5,02
FCF 12	FCF 12.1	Stromatolith: peloidaler Mikrit, Zement	+1,24	-4,67
FCF 12	FCF 12.2	Stromatolith: peloidaler Mikrit, Zement	+0,85	-4,88
FCF 12	FCF 12.3	Blockzement, Sparit (Hohlraum)	+2,10	-4,35
FCF 13	FCF 13.1	Stromatolith: peloidaler Mikrit, Zement	+0,02	-5,63
FCF 13	FCF 13.2	Stromatolith: peloidaler Mikrit, Zement	-1,12	-5,79
CF 17	CF 17.1	Stromatolith: peloidaler Mikrit, Zement	+1,85	-4,08
CF 20	CF 20.1	Blockzement, Sparit (Hohlraum)	+2,61	-3,75
CF 20	CF 20.2	Stromatolith: peloidaler Mikrit, Zement	+1,63	-4,66
CF 20	CF 20.3	Blockzement, Sparit (Gang)	-6,16	-7,72
CF 20	CF 20.4	Stromatolith: peloidaler Mikrit, Zement	+1,30	-4,64
CF 20	CF 20.5	Stromatolith: peloidaler Mikrit, Zement	+1,33	-4,78
CF 20	CF 20.6	Stromatolith: peloidaler Mikrit, Zement	+1,62	-4,54
CF 20	CF 20.7	Blockzement, Sparit (Hohlraum)	+2,06	-4,11

Anhang 2.4 Kohlenstoff- und Sauerstoff-Isotopenverhältnisse

Lokalität Waggon Pass, Canning Basin, Westaustralien

Virgin Hills Formation, Famenne

Isotopendaten zur Abb. 6.4 und Abb. 6.5

Dünn- schliff	Isotopen- probe	Probenmaterial	$\delta^{13}\text{C}_{(\text{PDB})}$ [‰]	$\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$ [‰]
CAN18/3 (2000)	CB1-01	Crinoidenbruchstück	+3,86	-4,00
CAN18/3 (2000)	CB1-02	Crinoidenbruchstück	+4,81	-2,70
CAN18/3 (2000)	CB1-03	Blockzement, Sparit (Hohlraum)	+1,71	-7,20
CAN18/3 (2000)	CB1-04	thrombolithische Kruste: peloidaler Mikrit, Zement	+3,56	-3,21
CAN18/3 (2000)	CB1-05	thrombolithische Kruste: peloidaler Mikrit, Zement	+3,47	-3,41
CAN18/3 (2000)	CB1-06	Fe/Mn-Kruste: dichter Mikrit, peloidaler Mikrit, Zement	+1,00	-5,26
CAN18/3 (2000)	CB1-07	Fe/Mn-Kruste: dichter Mikrit, peloidaler Mikrit, Zement	+1,87	-3,80
CAN18/3 (2000)	CB1-08	stromatolithische Kruste: peloidaler Mikrit, Zement	+3,55	-3,23
CAN18/3 (2000)	CB1-09	radial-fibröser Zement (Kluft)	+4,23	-2,80
CAN18/3 (2000)	CB1-10	stromatolithische Kruste: peloidaler Mikrit, Zement	+2,21	-3,84
CAN 12/00	CB3-01	Blockzement, Sparit (Hohlraum)	+2,06	-9,18
CAN 12/00	CB3-02	radial-fibröser Zement (Kluft)	+2,61	-4,86
CAN 12/00	CB3-03	Demospongiae: peloidaler Mikrit, Zement	+2,18	-4,78
CAN 12/00	CB3-04	allochthoner Mikrit	+2,25	-6,10
CAN 12/00	CB3-05	Stromatolith: dichter Mikrit, peloidaler Mikrit, Zement	+2,23	-5,90
CAN 12/00	CB3-06	Stromatolith: dichter Mikrit, peloidaler Mikrit, Zement	+2,24	-6,21
CAN 12/00	CB3-07	Stromatolith: dichter Mikrit, peloidaler Mikrit, Zement	+2,38	-6,23
CAN 12/00	CB3-08	Stromatolith: dichter Mikrit, peloidaler Mikrit, Zement	+2,31	-6,09
CAN 12/00	CB3-09	roter, allochthoner Mikrit	+1,32	-6,39
CAN 12/00	CB3-10	Demospongiae: peloidaler Mikrit, Zement	+2,38	-5,52

Fortsetzung nächste Seite

Anhang

Dünnschliff	Isotopenprobe	Probenmaterial	$\delta^{13}\text{C}_{(\text{PDB})}$ [‰]	$\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$ [‰]
WPVH C010800/12	WP2-01	Blockzement, Sparit (Stromatactis-Hohlraum)	+1,48	-5,15
WPVH C010800/12	WP2-02	Blockzement, Sparit (Stromatactis-Hohlraum)	+0,81	-8,08
WPVH C010800/12	WP2-03	Internmikrit	+1,38	-5,25
WPVH C010800/12	WP2-04	radial-fibröser Zement (Stromatactis-Hohlraum)	+1,40	-4,43
WPVH C010800/12	WP2-05	Mikrobialith: klumpiger, peloidaler Mikrit, Zement	+1,55	-4,22
WPVH C010800/12	WP2-06	Mikrobialith: klumpiger, peloidaler Mikrit, Zement	keine Werte	
WPVH C010800/12	WP2-07	allochthoner Mikrit, Schalenfragmente	+1,45	-4,34
WPVH C010800/12	WP2-08	allochthoner Mikrit, Schalenfragmente	+1,39	-4,63
WPVH C010800/12	WP2-09	radial-fibröser Zement (Stromatactis-Hohlraum)	+1,41	-4,35
WPVH T010800/19	WP1-01	radial-fibröser Zement, Sparit	+3,50	-3,12
WPVH T010800/19	WP1-02	scalenoedrischer Zement, Sparit	+1,91	-4,17
WPVH T010800/19	WP1-03	scalenoedrischer Zement, Sparit	+1,81	-4,01
WPVH T010800/19	WP1-04	radial-fibröser Zement, Sparit	+1,55	-3,53
WPVH T010800/19	WP1-05	radial-fibröser Zement, Sparit	+1,73	-3,75
WPVH T010800/19	WP1-06	radial-fibröser Zement, Sparit	+1,94	-4,87
WPVH T010800/19	WP1-07	radial-fibröser Zement, Sparit	+3,33	-3,89
WPVH T010800/19	WP1-08	radial-fibröser Zement, Sparit	+1,57	-4,27
WPVH T010800/19	WP1-09	radial-fibröser Zement, Sparit	+2,56	-4,26
WPVH T010800/19	WP1-10	laminiertes, peloidales Mikrit, Zement	+1,88	-4,39
WPVH T010800/19	WP1-11	laminiertes, peloidales Mikrit, Zement	+1,66	-5,44

Fortsetzung nächste Seite

Dünn- schliff	Isotopen- probe	Probenmaterial	$\delta^{13}\text{C}_{(\text{PDB})}$ [‰]	$\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$ [‰]
WAG 4/00	WP3-01	Blockzement, Sparit (Hohlraum)	+2,35	-3,23
WAG 4/00	WP3-02	Blockzement, Sparit (Hohlraum)	+3,42	-3,03
WAG 4/00	WP3-03	klumpiger, schwarzer, Fe/Mn-haltiger Mikrit + roter Mikrit	+1,74	-2,78
WAG 4/00	WP3-04	roter Mikrit + klumpiger, schwarzer, Fe/Mn-haltiger Mikrit	+3,71	-2,53
WAG 4/00	WP3-05	Blockzement, Sparit (Hohlraum)	+1,92	-5,61
WAG 4/00	WP3-06	allochthoner Mikrit	+1,78	-3,58
WAG 4/00	WP3-07	klumpiger, schwarzer, Fe/Mn-haltiger Mikrit + roter Mikrit	+3,90	-2,56
WAG 4/00	WP3-08	roter Mikrit + klumpiger, schwarzer, Fe/Mn-haltiger Mikrit	+1,13	-2,87
WAG 4/00	WP3-09	allochthoner Mikrit	+1,21	-3,04
WAG 4/00	WP3-10	allochthoner Mikrit	+2,05	-3,14
WAG 4/00	Wag-N	Fe/Mn-Kruste: schwarzer, Fe/Mn-haltiger Mikrit	+2,84	-3,29
WAG 5/00	WP4-01	klumpiger, schwarzer, Fe/Mn-haltiger Mikrit, Zement	+3,35	-3,10
WAG 5/00	WP4-02	dichter, allochthoner Mikrit	+2,32	-3,30
WAG 5/00	WP4-03	radial-fibröser Zement (Kluft)	+1,45	-3,31
WAG 5/00	WP4-04	klumpiger, schwarzer, Fe/Mn-haltiger Mikrit, Zement	+3,26	-2,97
WAG 5/00	WP4-05	klumpiger, schwarzer, Fe/Mn-haltiger Mikrit, Zement	+2,48	-3,96
WAG 5/00	WP4-06	radial-fibröser Zement (Kluft)	+1,56	-3,66
WAG 5/00	WP4-07	dichter, allochthoner Mikrit	+2,39	-3,49
WAG 1/00	WP6-01	Blockzement, Sparit (Hohlraum)	+1,33	-11,71
WAG 1/00	WP6-02	Stromatolith: peloidaler Mikrit, Zement	+1,84	-5,12
WAG 1/00	WP6-03	Renalcis: peloidaler Mikrit, Zement	+1,32	-5,78
WAG 1/00	WP6-04	Renalcis: peloidaler Mikrit, Zement	+1,78	-5,33
WAG 6/00	WP5-01	Stromatopore: peloidaler Mikrit, Zement	+3,86	-4,69
WAG 6/00	WP5-02	Stromatopore: peloidaler Mikrit, Zement	keine Werte	
WAG 6/00	WP5-03	radial-fibröser Zement	+3,17	-3,89
WAG 6/00	WP5-04	Renalcis: peloidaler Mikrit, Zement	+4,14	-5,05
WAG 6/00	WP5-05	Renalcis: peloidaler Mikrit, Zement	+3,86	-5,05
WAG 6/00	WP5-06	dichter, peloidaler Mikrit	+3,64	-4,50

Anhang 2.5: Kohlenstoff- und Sauerstoff-Isotopenverhältnisse

Lokalität Boulonnais / Frankreich

Rothpletzella-Mud Mounds, Formation Blacourt, Membre du Griset, Givet

Isotopendaten zur Abb. 6.8

Gesteins- platte	Isotopen- probe	Probenmaterial	$\delta^{13}\text{C}_{(\text{PDB})}$ [‰]	$\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$ [‰]
Boul-A	3.1	Blockzement, Sparit (Hohlraum)	-0,04	-10,87
Boul-A	3.2	Blockzement, Sparit (Hohlraum)	+0,87	-9,77
Boul-A	3.3	Blockzement, Sparit (Klufffüllung)	+0,52	-10,32
Boul-A	3.4	Blockzement, Sparit (Klufffüllung)	-0,22	-9,38
Boul-A	3.5	Skelettmaterial (Koralle)	-0,54	-6,60
Boul-A	3.6	Skelettmaterial (Koralle)	-0,49	-7,38
Boul-A	3.7	Mikrit von <i>Rothpletzella</i> -Strukturen	-0,32	-5,29
Boul-A	3.8	Mikrit von <i>Rothpletzella</i> -Strukturen	-0,30	-5,17
Boul-A	3.9	Mikrit von <i>Rothpletzella</i> -Strukturen	-0,39	-4,73
Boul-A	3.10	Mikrit von <i>Rothpletzella</i> -Strukturen	-0,31	-4,86
Boul-A	3.11	Mikrit von <i>Rothpletzella</i> -Strukturen	-0,25	-4,65
Boul-A	3.12	Mikrit von <i>Rothpletzella</i> -Strukturen	-0,59	-4,89
Boul-A	3.13	Mikrit von <i>Rothpletzella</i> -Strukturen	-0,57	-4,97
Boul-A	3.14	Mikrit von <i>Rothpletzella</i> -Strukturen	-0,52	-4,62
Boul-A	3.15	Mikrit von <i>Rothpletzella</i> -Strukturen	-0,71	-5,04
Boul-A	3.16	dichter, autochthoner Mikrit, Pyrit-durchsetzt	-0,31	-6,91
Boul-A	3.17	dichter, autochthoner Mikrit, Pyrit-durchsetzt	-0,63	-5,86
Boul-A	3.18	dichter, autochthoner Mikrit, Pyrit-durchsetzt	-0,29	-6,83
Boul-A	3.19	dichter, autochthoner Mikrit, Pyrit-durchsetzt	-0,34	-5,64
Boul-A	3.20	dichter, autochthoner Mikrit, Pyrit-durchsetzt	-0,31	-6,33
Boul-A	3.21	allochthoner Mikrit	-0,43	-6,20
Boul-A	3.22	allochthoner Mikrit	-0,63	-5,61
Boul-A	3.23	dichter, autochthoner Mikrit, Pyrit-durchsetzt	-0,41	-5,98
Boul-A	3.24	dichter, autochthoner Mikrit, Pyrit-durchsetzt	-1,95	-4,65
Boul-A	3.25	dichter, autochthoner Mikrit, Pyrit-durchsetzt	-1,47	-4,12
Boul-A	3.26	dichter, autochthoner Mikrit, Pyrit-durchsetzt	-0,34	-6,80
Boul-A	3.27	dichter, autochthoner Mikrit, Pyrit-durchsetzt	-0,41	-6,95
Boul-A	3.28	allochthoner Mikrit	-0,18	-7,14
Boul-A	3.29	Skelettmaterial (Koralle)	keine Werte	
Boul-A	3.30	Brachiopodenschale	+1,38	-3,93
Boul-A	4.1	Skelettmaterial (Koralle)	+0,35	-4,26

Anhang 3.1: Strontium-Isotopenverhältnisse

Lokalität Wapet C, Canning Basin, Westaustralien
 Virgin Hills Formation, Frasne
 Agglutiniertes Thrombolith

Dünn- schliff	Isotopen- probe	Probenmaterial	Sr (ppm)	Fehler	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (korr.)	Fehler (10^{-5})
WpC 3	WpC3-Sr1	radial-fibröser Zement	282,62	0,14	0,7089	3,52
WpC 3	WpC3-Sr2	Blockzement, Sparit (nicht messbar)	0,00	0,00	0,0000	0,00
WpC 3	WpC3-Sr3	Blockzement, Sparit (2. Messung, hoher Fehler)	104,20	0,54	0,7153	601,48
WpC 3	WpC3-Sr4	allochthoner Mikrit	192,31	0,03	0,7110	1,19
WpC 3	WpC3-Sr5	Mikroalith: klumpiger, peloidaler Mikrit, Zement	215,47	0,04	0,7097	1,17

Anhang 3.2: Strontium-Isotopenverhältnisse

Lokalität 371 B, Canning Basin, Westaustralien

Virgin Hills Formation, Frasne und Famenne

Frutexites-Horizont (FT020800/8) und Zement-Horizonte (FT020800/6, MT250700/7, MT250700/5)

Dünn- schliff	Isotopen- probe	Probenmaterial	Sr (ppm)	Fehler	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr (korr.)	Fehler (10 ⁻⁵)
FT020800/8	FT8-Sr1	radial-fibröser Zement	278,75	0,08	0,7082	3,15
FT020800/8	FT8-Sr2	<i>Frutexites</i> -Struktur: roter Mikrit	152,90	0,01	0,7109	2,15
FT020800/8	FT8-Sr3	<i>Frutexites</i> -Struktur: roter Mikrit	178,66	0,02	0,7098	2,40
FT020800/8	FT8-Sr4	allochthoner Mikrit	210,69	0,10	0,7094	2,39
FT020800/6	FT 6.1	radial-fibröser Zement	289,49	0,06	0,7083	3,90E-05
FT020800/6	FT 6.2	radial-fibröser Zement	307,67	0,03	0,7083	2,18E-05
FT020800/6	FT 6.3	radial-fibröser Zement	259,65	0,07	0,7082	2,50E-05
FT020800/6	FT 6.4	allochthoner Mikrit	227,80	0,04	0,7092	1,37E-05
FT020800/6	FT 6.5	radial-fibröser Zement	201,42	0,01	0,7082	3,08E-05
FT020800/6	FT 6.6	radial-fibröser Zement	320,97	0,13	0,7081	1,24E-05
FT020800/6	FT 6.7	allochthoner Mikrit	232,73	0,05	0,7089	2,11E-05
MT250700/7	MT7-Sr1	radial-fibröser Zement	308,76	0,03	0,7082	0,41
MT250700/7	MT7-Sr2	radial-fibröser Zement	213,76	0,05	0,7083	2,17
MT250700/7	MT7-Sr3	peloidaler Mikrit	179,76	0,03	0,7097	2,98
MT250700/5	MT 5.1	Blockzement, Sparit (Gang)	170,50	0,03	0,7175	1,33E-05
MT250700/5	MT 5.2	radial-fibröser Zement	313,59	0,21	0,7085	4,26E-05
MT250700/5	MT 5.3	Blockzement, Sparit (Gang)	125,79	0,01	0,7144	2,72E-05
MT250700/5	MT 5.4	radial-fibröser Zement	177,04	0,02	0,7085	2,89E-05

Anhang 3.3: Strontium-Isotopenverhältnisse

Lokalität Casey Falls, Canning Basin, Westaustralien
 Virgin Hills Formation, Famenne
 Stromatolith-Mounds

Dünn- schliff	Isotopen- probe	Probenmaterial	Sr (ppm)	Fehler	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (korr.)	Fehler (10^{-5})
CF 20	CF20.1	Blockzement, Sparit (Hohlraum)	174,98	1,40E-02	0,7085	1,85E-05
CF 20	CF20.2	allochthoner Mikrit, bioklastischer Detritus	156,60	2,01E-02	0,7111	1,35E-05
CF 20	CF20.3	Blockzement, Sparit (Gang) (hohes Spike/ Sr-Verhältnis)	8,25	6,28E-04	0,7186	2,11E-04
CF 20	CF20.4	Stromatolith: peloidaler Mikrit, Zement	209,97	5,21E-02	0,7091	3,00E-05
CF 20	CF20.5	Stromatolith: peloidaler Mikrit, Zement	1962,35	3,71E-01	0,7092	1,73E-05

Anhang 3.4: Strontium-Isotopenverhältnisse

Lokalität Waggon Pass, Canning Basin, Westaustralien

Virgin Hills Formation, Famenne

Stromatolith-Thrombolith-Mounds (CAN18/3 und CAN12), Neptunian Dyke (WAG4 und WAG5)

Dünn- schliff	Isotopen- probe	Probenmaterial	Sr (ppm)	Fehler	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (korr.)	Fehler (10^{-5})
CAN18/3 (2000)	Can18/3- Sr1	thrombolithische Kruste: peloidaler Mikrit, Zement	241,98	0,05	0,7088	3,65
CAN18/3 (2000)	Can18/3- Sr2	Fe/Mn-Kruste: dichter Mikrit, peloidaler Mikrit, Zement	233,20	0,07	0,7098	5,82
CAN18/3 (2000)	Can18/3- Sr3	allochthoner Mikrit	212,66	0,07	0,7098	6,17
CAN18/3 (2000)	Can18/3- Sr4	Crinoidenbruchstück	622,03	0,63	0,7081	2,18
CAN12/00	Can12-Sr1	Demospongiae: peloidaler Mikrit, Zement	222,83	4,31	0,7128	2,79
CAN12/00	Can12-Sr2	Demospongiae: peloidaler Mikrit, Zement	225,10	0,06	0,7108	2,97
CAN12/00	Can12-Sr3	Stromatolith: dichter Mikrit, peloidaler Mikrit, Zement	241,62	0,03	0,7104	1,41
WAG4/00	WAG4-Sr1	allochthoner Mikrit	145,72	0,03	0,7107	7,17
WAG4/00	WAG4-Sr1a	klumpiger, schwarzer, Fe/Mn-haltiger Mikrit (ungeeignetes Spike / Probe Verhältnis)	3538,56	15,07	0,7085	1,49
WAG4/00	WAG4-Sr2	allochthoner Mikrit	167,43	0,03	0,7094	2,26
WAG4/00	WAG4-Sr3	radial-fibröser Zement	190,57	0,01	0,7082	1,44
WAG5/00	WAG5-Sr1	klumpiger, schwarzer, Fe/Mn-haltiger Mikrit, Zement	186,54	0,03	0,7099	3,06
WAG5/00	WAG5-Sr2	klumpiger, schwarzer, Fe/Mn-haltiger Mikrit, Zement	207,83	0,08	0,7090	1,27
WAG5/00	WAG5-Sr3	allochthoner Mikrit (Fe-Oxid-reich)	154,63	0,02	0,7090	2,87
WAG5/00	WAG5-Sr4	allochthoner Mikrit	138,96	0,03	0,7101	5,74
WAG5/00	WAG5-Sr5	allochthoner Mikrit (2.Messung, hoher Fehler)	140,03	0,42	0,7212	627,28
WAG5/00	WAG5-Sr6	allochthoner Mikrit (Fe-Oxid-reich)	145,92	0,01	0,7114	1,80
WAG5/00	WAG5-Sr7	klumpiger, schwarzer, Fe/Mn-haltiger Mikrit, Zement	171,19	0,01	0,7109	1,75

Anhang 4.1: Analyse-Ergebnisse des Laser-ICP-MS

Seltene Erden Elemente (PAA-S-normiert), Lokalität 371 B (Probe FT 020800/8 = *Frutexites*-Niveau), Lokalität Waggon Pass (Probe CAN18/3 (2000)) = Stromatolith-Thrombolith-Mound und Probe WAG 4/00 = dendrolithischer Mikrobolith), Canning Basin, Westaustralien, Virgin Hills Formation, Famenne

REE-Proben	Probenmaterial	La [ppm]	Ce [ppm]	Pr [ppm]	Nd [ppm]	Sm [ppm]	Eu [ppm]	Gd [ppm]	Tb [ppm]	Dy [ppm]	Ho [ppm]	Er [ppm]	Tm [ppm]	Yb [ppm]	Lu [ppm]
can18/3-1	Fe/Mn-reiche Stromatolithkruste	1,10	0,84	1,25	1,37	2,25	2,57	2,59	2,44	2,55	2,21	1,93	2,17	1,68	2,11
can18/3-2	Fe/Mn-reiche Stromatolithkruste	0,98	0,92	1,11	1,21	1,98	2,37	2,62	2,25	1,88	1,90	1,86	1,98	1,50	1,27
can18/3-3	Fe/Mn-reiche Stromatolithkruste	1,32	1,21	1,47	1,53	2,76	2,95	3,36	2,83	2,17	2,18	1,84	1,39	1,45	1,75
can18/3-4	Fe/Mn-Oxid / -Hydroxid	2,39	2,81	2,36	2,59	5,87	6,27	8,07	4,81	3,99	3,66	3,68	4,77	3,26	5,25
can18/3-5	Fe/Mn-reiche Stromatolithkruste	1,38	1,08	1,49	1,67	2,54	2,88	2,63	2,55	2,41	1,88	2,02	2,32	1,74	1,08
can18/3-6	Fe/Mn-reiche Stromatolithkruste	1,22	1,04	1,19	1,27	1,95	2,34	2,68	2,34	2,27	2,06	1,66	1,65	1,98	1,60
can18/3-7	Thrombolith-Kruste: peloidaler Mikrit, Zement	0,82	0,48	0,66	0,76	2,74	2,40	3,40	1,92	1,75	1,63	2,11	2,29	2,41	1,41
can18/3-8	radial-fibröser Zement	0,31	0,16	0,27	0,26	0,46	0,68	1,07	0,86	0,53	0,74	0,47	1,72	0,80	0,05
can18/3-9	Fe/Mn-reiche Stromatolithkruste	0,64	0,32	0,54	0,57	0,96	0,60	1,18	0,99	0,86	0,92	1,00	1,97	0,42	2,27
can18/3-10	Fe/Mn-reiche Stromatolithkruste	0,02	0,02	0,01	n.d.	0,06	0,52	n.d.	0,33	n.d.	0,05	n.d.	0,22	0,02	0,10
blank		0,00	0,00	0,02	n.d.	n.d.	n.d.	0,06	n.d.	0,28	n.d.	0,67	n.d.	0,34	0,51
pge test		0,76	0,44	0,67	0,77	1,17	1,43	2,06	1,23	1,20	1,24	1,36	0,40	0,81	1,13
ft1-4	<i>Frutexites</i> -Struktur: roter Mikrit	5,26	27,17	5,69	4,86	9,59	11,21	11,31	9,29	7,24	6,55	6,48	8,54	6,07	9,21
ft1-5	allochthoner Mikrit	3,02	13,41	3,11	2,75	5,04	5,44	5,63	4,48	4,17	4,20	3,71	3,89	3,20	3,56
ft1-6	Internmikrit	0,27	0,03	0,18	0,20	0,18	0,87	0,86	0,37	0,47	1,04	n.d.	0,73	0,47	0,76
ft1-7	radial-fibröser Zement	0,11	0,03	0,02	n.d.	n.d.	n.d.	0,13	n.d.						
ft1-8	radial-fibröser Zement	0,02	n.d.	n.d.	n.d.	0,26	n.d.								
ft1-9	Blockzement	0,03	0,01	0,00	0,01	0,04	n.d.	n.d.	n.d.	0,18	0,12	n.d.	n.d.	0,17	1,01
ft1-10	<i>Frutexites</i> -Struktur: roter Mikrit	0,19	n.d.	0,01	0,03	n.d.	n.d.	n.d.	0,34	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
ft1-10a	<i>Frutexites</i> -Struktur: roter Mikrit	2,23	3,87	2,05	2,01	3,56	4,07	4,04	3,65	3,44	3,42	3,01	3,68	2,93	2,76
wag4-1	Fe/Mn-Kruste: schwarzer, Fe/Mn-haltiger Mikrit	35,88	7,04	22,62	29,68	122,35	113,99	186,92	62,43	39,88	48,65	45,68	90,20	55,34	102,58
wag4-2	allochthoner Mikrit	0,28	0,08	0,30	0,35	0,56	0,62	0,74	0,40	0,28	0,31	0,39	0,54	0,73	0,88
wag4-3	radial-fibröser Zement	0,05	0,00	n.d.	0,00	n.d.	n.d.	0,14	n.d.	0,01	n.d.	0,14	0,21	0,00	n.d.
wag4-4	Blockzement	0,03	0,00	0,00	n.d.	n.d.	n.d.	0,35	0,28	n.d.	0,05	0,29	0,02	n.d.	0,27
wag4-5 (30m-5Hz-PGEs)	Fe/Mn-Kruste: schwarzer, Fe/Mn-haltiger Mikrit	2,48	0,33	2,04	2,92	13,68	14,45	20,08	10,93	7,30	9,09	8,61	16,93	10,17	19,61

Anhang 4.2: Analyse-Ergebnisse des Laser-ICP-MS

Seltene Erden Elemente (PAAS-normiert) und Spurenelemente

Lokalität 371 B, Probe FT 020800/8, *Frutexites*-Niveau

Lokalität Waggon Pass, Probe CAN18/3 (2000), Stromatolith-Thrombolith-Mound

Lokalität Waggon Pass, Probe WAG 4/00, dendrolithischer Mikrobialith

Canning Basin, Westaustralien

Virgin Hills Formation, Famenne

Handstück	REE-Probe	Ho (PAAS) [ppm]	Y (PAAS) [ppm]	Y/Ho	Zr [ppm]	Hf [ppm]	Zr/Hf	Th [ppm]	Sc [ppm]	Nd [ppm]	Yb [ppm]	Nd _{SN} /Yb _{SN}
CAN18/3-2000	can18/3-1	2,21	2,29	1,04	3,62	1,32	2,74	4,18	26,89	1,37	1,68	0,82
CAN18/3-2000	can18/3-2	1,90	1,76	0,92	5,00	0,24	21,03	3,70	n.d.	1,21	1,50	0,81
CAN18/3-2000	can18/3-3	2,18	1,97	0,90	3,21	1,95	1,64	5,14	n.d.	1,53	1,45	1,06
CAN18/3-2000	can18/3-4	3,66	2,66	0,73	9,31	6,50	1,43	8,77	110,40	2,59	3,26	0,79
CAN18/3-2000	can18/3-5	1,88	2,22	1,18	5,24	0,96	5,44	3,58	n.d.	1,67	1,74	0,96
CAN18/3-2000	can18/3-6	2,06	1,96	0,95	8,63	1,94	4,46	3,60	n.d.	1,27	1,98	0,64
CAN18/3-2000	can18/3-7	1,63	0,85	0,52	8,88	2,27	3,92	1,61	71,77	0,76	2,41	0,32
CAN18/3-2000	can18/3-8	0,74	0,63	0,85	3,23	n.d.	n.d.	0,85	24,56	0,26	0,80	0,32
CAN18/3-2000	can18/3-9	0,92	0,79	0,85	22,79	2,01	11,32	1,53	113,52	0,57	0,42	1,36
CAN18/3-2000	blank	n.d.	0,01	n.d.	0,53	2,03	0,26	n.d.	80,52	n.d.	0,34	n.d.
CAN18/3-2000	pge test	1,24	1,18	0,96	2,04	2,03	1,00	1,88	23,35	0,77	0,81	0,94
CAN18/3-2000	can18/3-10	0,05	0,18	3,67	6,41	1,77	3,63	0,14	91,55	n.d.	0,02	n.d.
	Mittelwert (n=6)			0,95	5,84	2,15	6,08			1,61	1,94	0,80
FT 020800/8	ft1-4	6,55	4,81	0,73	235,55	20,42	11,53	142,79	n.d.	4,86	6,07	0,80
FT 020800/8	ft1-5	4,20	3,78	0,90	232,33	7,12	32,63	54,34	n.d.	2,75	3,20	0,86
FT 020800/8	ft1-6	1,04	0,35	0,34	3,10	0,61	5,11	n.d.	n.d.	0,20	0,47	0,42
FT 020800/8	ft1-7	n.d.	0,25	n.d.	1,75	n.d.	n.d.	n.d.	119,83	n.d.	n.d.	n.d.
FT 020800/8	ft1-8	n.d.	0,13	n.d.	1,21	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
FT 020800/8	ft1-9	0,12	0,01	0,08	0,75	0,43	1,73	0,27	4,24	0,01	0,17	0,07
FT 020800/8	ft1-10	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	3,67	49,27	0,03	n.d.	n.d.
FT 020800/8	ft1-10a	3,42	3,27	0,96	150,20	7,52	19,97	30,91	n.d.	2,01	2,93	0,69
	Mittelwert (n=3)			0,86	206,02	11,69	21,4			3,21	4,07	0,78
WAG 4/00	wag4-1	48,65	6,61	0,14	176,03	192,91	0,91	35,44	460,99	29,68	55,34	0,54
WAG 4/00	wag4-2	0,31	0,45	1,46	4,93	2,26	2,18	2,28	53,25	0,35	0,73	0,49
WAG 4/00	wag4-3	n.d.	0,01	n.d.	0,77	n.d.	n.d.	0,16	121,49	0,00	0,00	0,23
WAG 4/00	wag4-4	0,05	0,08	1,57	1,03	n.d.	n.d.	n.d.	52,50	n.d.	n.d.	n.d.
WAG 4/00	wag4-5 (30m-5Hz- PGEs)	9,09	0,40	0,04	4,30	35,75	0,12	3,86	99,23	2,92	10,17	0,29
	Mittelwert (n=3)			0,55			1,07					0,44

Probenmaterial siehe Anhang 4.1

Fettgedruckte Zeilen sind in die Mittelwertberechnung eingegangen und in Kapitel 6.4 graphisch dargestellt.

Anhang 4.3: Analyse-Ergebnisse des Laser-ICP-MS

Berechnung von Anomalien, Seltene Erden Elemente (PAAS-normiert)

Lokalität 371 B, Probe FT 020800/8, *Frutexites*-Niveau

Lokalität Waggon Pass, Probe CAN18/3 (2000), Stromatolith-Thrombolith-Mound

Lokalität Waggon Pass, Probe WAG 4/00, dendrolithischer Mikrobialith

Canning Basin, Westaustralien

Virgin Hills Formation, Famenne

Handstück	REE-Pobe	(Ce/Ce*) SN	(Pr/Pr*) SN	(Eu/Eu*) SN	(Gd/Gd*) SN
		(La-Anomalie)	(Ce-Anomalie)	(Eu-Anomalie)	(Gd-Anomalie)
		Berechnung der La- und Ce-Anomalien nach Bau & Dulski (1996), modifiziert nach Webb & Kamber (2000)		Berechnung der Eu- und Gd-Anomalien nach Bau et al. (1996)	
CAN18/3-2000	can 18/3-1	0,71	1,13	1,11	1,10
CAN18/3-2000	can 18/3-2	0,88	1,04	1,14	1,21
CAN18/3-2000	can 18/3-3	0,86	1,08	1,06	1,20
CAN18/3-2000	can 18/3-4	1,18	0,87	1,14	1,56
CAN18/3-2000	can 18/3-5	0,75	1,08	1,13	1,03
CAN18/3-2000	can 18/3-6	0,86	1,02	1,13	1,22
CAN18/3-2000	can 18/3-7	0,65	1,06	0,97	1,55
CAN18/3-2000	can 18/3-8	0,53	1,29	1,15	1,47
CAN18/3-2000	can 18/3-9	0,54	1,20	0,62	1,20
CAN18/3-2000	can 18/3-pge	0,61	1,10	1,19	1,70
FT 020800/8	ft 1-4	6,71	0,35	1,18	1,20
FT 020800/8	ft 1-5	4,37	0,38	1,12	1,21
FT 020800/8	ft 1-10a	1,80	0,69	1,13	1,12
WAG 4/00	wag 4-1	0,24	1,23	1,31	2,27
WAG 4/00	wag 4-2	0,27	1,40	1,22	1,64
WAG 4/00	wag 4-5	0,15	1,25	1,13	1,70

Probenmaterial siehe Anhang 4.1

Anhang 4.4: Analyse-Ergebnisse des Laser-ICP-MS

Spurenelemente

Lokalität Waggon Pass, Probe WAG 4/00, dendrolithischer Mikrobialith

Canning Basin, Westaustralien

Virgin Hills Formation, Famenne

Element	Kruste		Nebensediment	Zement	
	wag4-1 [ppm]	wag4-5 [ppm]	wag4-2 [ppm]	wag4-3 [ppm]	wag4-4 [ppm]
Cu63	376,78	12,33	2,67	0,23	1,09
Cu65	1088,47	37,13	6,93	0	3,02
Zn66	233,74	8,09	5,05	0	2,48
Zn68	1416,88	91,63	1,63	0	0,49
Ga69	13429,65	939,24	3,65	0,26	1,59
Ga71	30,34	2,10	1,54	0,20	0,03
Ge72	54,22	1,68	0,90	0	0
Ge73	144,31	7,51	1,48	0	0
As	189,02	6,31	0,82	0,24	0,28
Se77	232,97	26,33	18,38	2,04	0
Rb85	18,46	0,10	11,73	0	0,03
Sr88	4201,23	175,68	53,56	15,67	93,70
Y	178,54	10,74	12,25	0,26	2,03
Zr90	176,03	4,30	4,93	0,77	1,03
Nb	21,25	0,70	0,71	0	0,28
Mo95	526,55	17,48	1,05	0,97	1,43
Ag107	5,27	0,46	0,59	0	0,94
Cd111	19,00	0,97	4,87	0,43	3,60
In115	1,18	0,19	0,07	0,02	0,01
Sn118	8,65	0,36	0,42	0,03	0,36
Sb121	14,86	0,73	0,16	0,21	0,45
Te	21,82	3,03	2,92	0	0
I	39,99	6,68	22,61	7,92	13,87
Cs	7,04	0,20	0,62	0	0,01
Ba	176094,75	6715,03	21,95	0,74	13,53
Hf178	192,92	35,75	2,26	0	0
Ta181	45,64	8,77	0,38	0	0
W182	380,85	22,38	0	0	0,04
Re	183,16	34,68	0	0,01	1,50
Tl203	4781,79	14,45	0,19	0,09	0
Tl205	2084,53	7,14	0,54	0	0,08
Pb204	47707,52	564,76	5,81	0,40	5,62
Pb206	24824,28	574,82	2,47	0,30	2,59
Pb207	21758,95	526,26	2,19	0,38	2,34
Pb208	21662,87	542,60	1,95	0,29	1,99
Bi	425,01	3,64	0,08	0,03	0,06
Th	35,44	3,86	2,28	0,16	0
U238	73,07	3,65	0,18	0,01	0

Anhang 4.5: Analyse-Ergebnisse des Laser-ICP-MS

Spurenelemente

Lokalität 371 B, Probe FT 020800/8, *Frutexitis*-Niveau

Canning Basin, Westaustralien

Virgin Hills Formation, Famenne

Element	Kruste		Nebensediment	Zement			
	ft1-4 [ppm]	ft1-5 [ppm]	ft1-10a [ppm]	ft1-6 [ppm]	ft1-7 [ppm]	ft1-8 [ppm]	ft1-9 [ppm]
Cu63	1525,69	228,90	468,15	6,09	3,26	0	7,72
Cu65	3893,73	580,65	1193,69	13,87	7,42	0,36	20,45
Zn66	709,31	95,55	169,17	11,11	9,89	1,96	32,82
Zn68	117,07	19,86	24,69	1,20	1,15	0	4,02
Ga69	86,90	28,01	31,97	0,57	0	0	0,58
Ga71	132,92	49,47	32,06	0,64	0	0	0,51
Ge72	26,14	6,92	7,16	0,05	0	0	0,47
Ge73	33,34	12,66	16,39	2,91	0,35	0	1,99
As	157,00	45,73	531,40	0	0,04	0	0,34
Se77	44,55	34,01	14,71	14,26	0	0	0
Rb85	188,39	64,68	48,05	0,12	0,54	0,07	0
Sr88	305,34	200,63	166,88	180,84	137,97	143,09	3,62
Y	129,79	102,02	88,23	9,44	6,65	3,48	0,26
Zr90	235,55	232,33	150,20	3,10	1,75	1,21	0
Nb	19,36	66,59	9,93	0,58	0	0,25	0,19
Mo95	13,33	5,67	5,27	2,21	0	0	0
Ag107	7,71	1,59	5,57	1,20	0,39	0	0,57
Cd111	14,25	6,91	13,06	7,92	5,01	1,27	6,08
In115	1,54	0,30	1,00	0,17	0,03	0,06	0,06
Sn118	22,10	7,27	4,35	2,71	0	0	1,23
Sb121	19,07	8,98	90,11	0,06	0,10	0	0
Te	452,09	63,00	313,98	4,81	0,45	0	0,95
I	102,06	66,91	67,05	49,79	32,97	27,81	17,36
Cs	44,90	6,13	10,39	0,16	0,14	0	0,01
Ba	266,02	145,29	151,70	6,65	0,66	0	4,44
Hf178	20,42	7,12	7,52	0,61	0	0	0,43
Ta181	3,19	2,52	1,34	0,71	0	0	0
W182	9,44	13,35	2,99	0	0,05	0	0,52
Re	11,71	1,09	4,02	2,76	0	0	0,46
Tl203	11,89	2,73	3,60	0	0	0	0
Tl205	7,43	2,03	2,84	0	0	0	0,33
Pb204	1682,03	494,32	700,43	0	1,73	0	0
Pb206	2449,27	726,94	1046,72	3,04	1,16	0	4,84
Pb207	2241,84	670,70	953,57	2,92	1,92	0	4,31
Pb208	2339,06	698,18	1003,83	3,17	2,18	0	4,82
Bi	192,48	36,74	172,66	0,24	0	0	0,20
Th	142,79	54,34	30,91	0	0	0	0,27
U238	13,34	4,77	8,76	0,17	0	0	0,07

Anhang 4.6: Analyse-Ergebnisse des Laser-ICP-MS

Spurenelemente

Lokalität Waggon Pass, Probe CAN18/3 (2000), Stromatolith-Thrombolith-Mound

Canning Basin, Westaustralien

Virgin Hills Formation, Famenne

Element	Kruste							Nebensediment		Zement
	can18/3 -1	can18/3 -2	can18/3 -3	can18/3 -4	can18/3 -5	can18/3 -6	can18/3 -7	can18/3 -8	can18/3 -9	can18/3 -10
	[ppm]									
Cu63	2,57	0	3,63	14,50	4,74	5,35	21,07	1,68	13,11	3,05
Cu65	3,22	0	7,24	29,10	8,30	9,09	41,25	4,92	23,62	4,72
Zn66	6,06	0	5,60	16,81	8,46	13,47	20,34	11,74	29,56	10,31
Zn68	1,80	0	3,19	27,29	2,11	4,92	20,56	1,53	6,27	1,38
Ga69	3,88	11,05	20,79	233,99	6,93	24,77	163,32	2,15	17,73	1,56
Ga71	3,78	4,08	5,26	9,86	4,84	4,59	2,89	1,11	2,20	0,66
Ge72	1,64	2,46	2,41	4,30	2,73	2,71	3,17	1,31	1,86	1,77
Ge73	7,25	8,69	8,21	13,31	9,99	4,53	6,72	7,34	6,39	4,11
As	0	2,39	2,44	7,56	3,14	4,76	3,86	2,15	2,36	0,09
Se77	0	3,46	0	31,92	18,89	2,72	7,65	38,86	14,04	7,93
Rb85	2,38	2,41	2,03	3,52	7,31	9,08	3,45	2,85	2,99	0,79
Sr88	80,36	78,82	97,80	175,87	127,67	99,96	49,54	93,84	83,19	216,99
Y	61,86	47,54	53,14	71,80	59,95	53,04	22,90	17,10	21,25	4,83
Zr90	3,62	5	3,21	9,31	5,24	8,63	8,88	3,23	22,79	6,41
Nb	0,53	0	0,87	3,29	0,96	1,49	0,69	0,57	1,02	0,51
Mo95	1,30	1,04	2,66	9,00	1,30	2,17	5,69	3,73	2,53	3,89
Ag107	0	0,37	0	1,43	1,07	1,31	0,97	1,05	1,30	2,09
Cd111	7,72	3,93	8,13	10,98	5,28	14,81	10,28	15,90	13,52	9,75
In115	0	0,33	0,18	0,40	0,02	0,24	0,07	0,33	0,41	0,29
Sn118	0,66	1,05	0,20	1,87	1,21	1,27	0,81	1,56	2,48	0,76
Sb121	1,47	1,67	1,10	4,37	2,31	2,31	1,77	1,77	1,86	0,83
Te	4,43	3,53	0	11,70	0	3,63	6,82	5,36	3,19	4,81
I	37,80	30,69	30,10	51,58	47,98	41,85	30,50	30,87	74,87	77,46
Cs	0,21	0,15	0,31	0,44	0,59	0,63	0,44	0,32	0,25	0,04
Ba	36,15	94,21	215,11	2667,17	62,48	248,54	1462,44	14,35	159,02	7,56
Hf178	1,32	0,24	1,95	6,50	0,96	1,94	2,27	0	2,01	1,77
Ta181	0,42	0,16	1,08	1,62	0,48	0,55	1,19	0,40	0,92	0,19
W182	0,47	0	0,85	3,99	1,05	1,29	3,91	0,99	1,61	1,51
Re	2,18	0,36	4,88	5,86	2,75	3,08	3,61	0	2,88	1,64
Tl203	0	0,06	1,24	2,18	1,24	2,48	3,40	2,83	0,37	1,06
Tl205	0,34	0	0,29	2,44	0,99	1,03	2,05	0	1,33	0,59
Pb204	17,81	26,61	111,00	413,38	23,48	75,88	674,58	7,64	50,29	5,44
Pb206	13,69	34,15	142,21	558,01	24,80	102,00	914,19	6,45	64,35	2,85
Pb207	12,69	30,03	131,53	512,52	21,64	93,34	840,71	6,70	58,23	3,46
Pb208	13,14	31,50	136,06	533,55	22,80	98,76	869,74	6,44	60,27	2,87
Bi	0,39	0,29	1,46	6,13	1,09	1,89	4,87	0,55	1,03	0,12
Th	4,18	3,70	5,14	8,77	3,58	3,60	1,61	0,85	1,53	0,14
U238	0,05	0,37	0,40	1,34	0,43	0,50	0,68	0,38	0,53	0

Anhang 5.1: Analyse-Ergebnisse der Elektronenstrahlen-Mikrosonde (EMS)

Haupt- und Spurenelemente

Lokalität Waggon Pass, Canning Basin, Westaustralien

Stromatolith-Thrombolith-Mounds, Probe CAN 18/3 (2000), Virgin Hills Formation, Famenne

Daten zu Anhang 5.1A bis 5.1D

Beprobung mikrobieller Krusten (autochthoner, peloidaler Mikrit und interpartikulärer Zement)

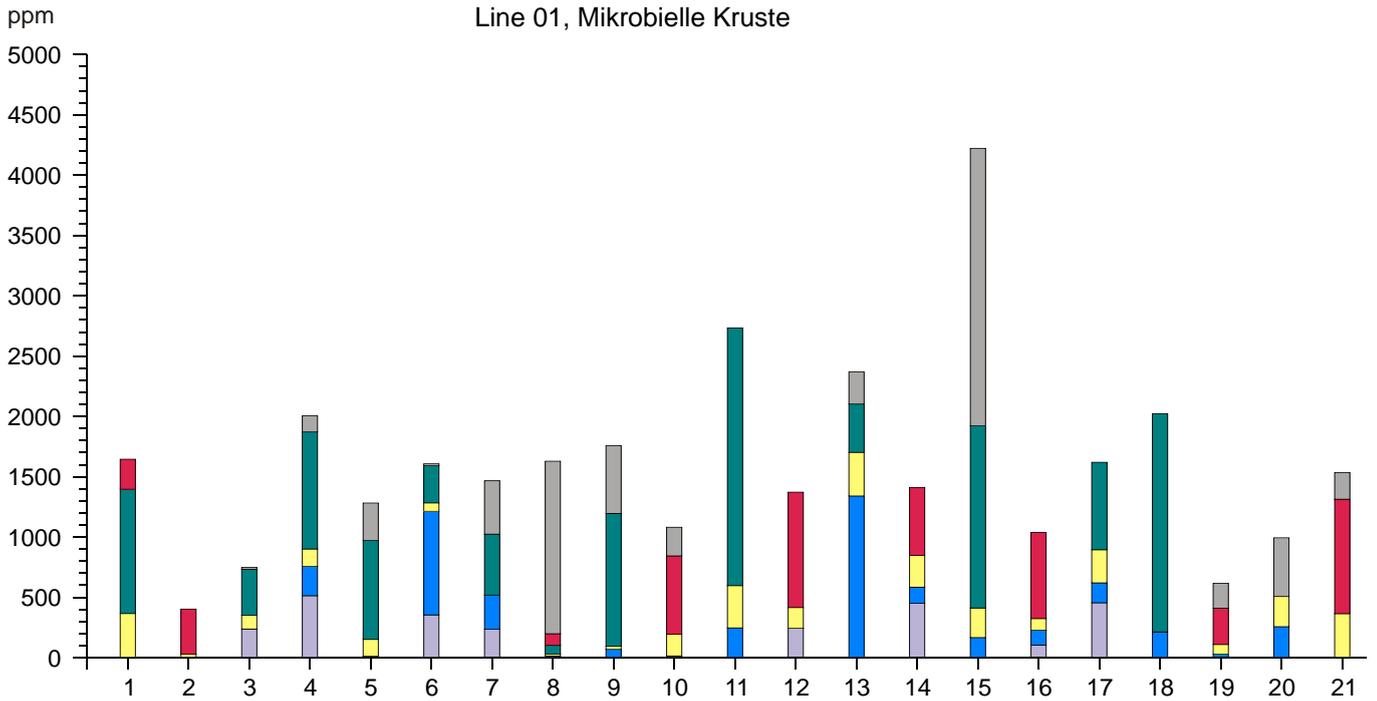
Datenline – Probe	Probenmaterial	Si [Gew.-%]	Mg [Gew.-%]	Ca [Gew.-%]	Ba [ppm]	Mn [ppm]	Sr [ppm]	Fe [ppm]	S [ppm]	Co [ppm]	Pb [ppm]
Line 01-01	peloidaler Mikrit, Zement	0,19	0,33	39,15	0	0	366	1030	0	249	0
Line 01-02	peloidaler Mikrit, Zement	0,00	0,00	40,49	0	0	29	0	0	375	0
Line 01-03	peloidaler Mikrit, Zement	0,09	0,05	40,02	238	0	114	382	0	0	15
Line 01-04	peloidaler Mikrit, Zement	0,07	0,02	40,28	514	242	145	970	0	0	133
Line 01-05	peloidaler Mikrit, Zement	0,56	0,12	39,47	0	14	138	821	0	0	310
Line 01-06	peloidaler Mikrit, Zement	0,05	0,22	39,81	355	859	69	308	0	0	15
Line 01-07	Fe/Mn-Kruste	0,03	0,03	40,30	236	283	0	506	0	0	442
Line 01-08	Fe/Mn-Kruste	0,07	0,06	40,05	14	0	17	71	0	97	1430
Line 01-09	Fe/Mn-Kruste	0,08	0,19	39,81	0	70	25	1101	0	0	561
Line 01-10	peloidaler Mikrit, Zement	0,01	0,08	40,31	15	0	179	0	0	651	237
Line 01-11	peloidaler Mikrit, Zement	0,52	0,42	38,91	0	247	351	2135	0	0	0
Line 01-12	peloidaler Mikrit, Zement	0,16	0,23	40,14	245	0	171	0	0	957	0
Line 01-13	peloidaler Mikrit, Zement	0,02	0,24	40,15	0	1341	362	400	0	0	265
Line 01-14	peloidaler Mikrit, Zement	0,04	0,09	40,23	451	135	264	0	0	563	0
Line 01-15	Fe/Mn-Kruste	0,17	0,13	39,75	0	167	245	1511	0	0	2299
Line 01-16	Fe/Mn-Kruste	0,00	0,21	40,05	105	123	96	0	0	714	0
Line 01-17	Fe/Mn-Kruste	0,04	0,21	40,15	455	165	275	725	0	0	0
Line 01-18	Fe/Mn-Kruste	0,05	0,00	40,08	0	214	0	1807	0	0	0
Line 01-19	Fe/Mn-Kruste	0,02	0,15	40,37	0	30	80	0	0	301	206
Line 01-20	peloidaler Mikrit, Zement	0,02	0,28	40,39	0	258	250	0	0	0	486
Line 01-21	peloidaler Mikrit, Zement	0,03	0,27	40,40	0	0	365	0	0	949	221
Line 02-01	peloidaler Mikrit, Zement	0,02	0,10	40,44	228	753	141	851	0	0	215
Line 02-02	peloidaler Mikrit, Zement	0,02	0,09	40,44	0	291	157	202	0	967	0
Line 02-03	peloidaler Mikrit, Zement	0,00	0,08	40,48	87	0	77	0	0	854	14
Line 02-04	peloidaler Mikrit, Zement	0,12	0,11	40,26	0	333	102	1626	0	0	927
Line 02-05	peloidaler Mikrit, Zement	0,20	0,07	40,06	0	59	109	1851	0	0	385
Line 02-06	peloidaler Mikrit, Zement	0,02	0,11	40,39	0	1418	316	446	0	0	0
Line 02-07	peloidaler Mikrit, Zement	0,20	0,21	39,64	0	490	360	1300	0	0	0
Line 02-08	peloidaler Mikrit, Zement	0,02	0,26	40,41	0	0	338	0	0	1142	14
Line 02-09	peloidaler Mikrit, Zement	0,02	0,18	39,70	445	844	11	395	0	0	186
Line 02-10	peloidaler Mikrit, Zement	0,04	0,09	40,05	0	0	13	850	0	92	384
Line 02-11	peloidaler Mikrit, Zement	0,06	0,10	41,26	150	72	174	602	0	0	57
Line 03-01	radial-fibröser Zement	0,02	0,27	40,43	0	192	228	979	0	163	0
Line 03-02	radial-fibröser Zement	0,03	0,25	39,55	111	69	136	171	0	0	412
Line 03-03	radial-fibröser Zement	0,02	0,22	40,04	0	0	263	719	0	102	114
Line 03-04	radial-fibröser Zement	0,01	0,12	40,10	0	0	0	5	0	0	284
Line 03-05	radial-fibröser Zement	0,00	0,06	40,28	0	166	825	0	0	548	470
Line 03-06	radial-fibröser Zement	0,00	0,21	40,24	1961	88	381	26	0	51	114
Line 03-07	radial-fibröser Zement	0,05	0,12	40,21	0	115	37	238	0	0	0
Line 03-08	radial-fibröser Zement	0,00	0,15	40,46	0	176	0	0	0	1350	15
Line 03-09	radial-fibröser Zement	0,00	0,14	41,07	377	180	300	0	0	473	0

Fortsetzung nächste Seite

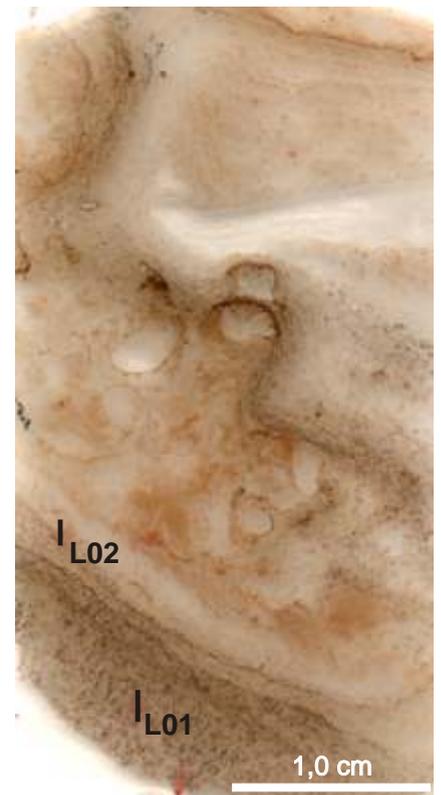
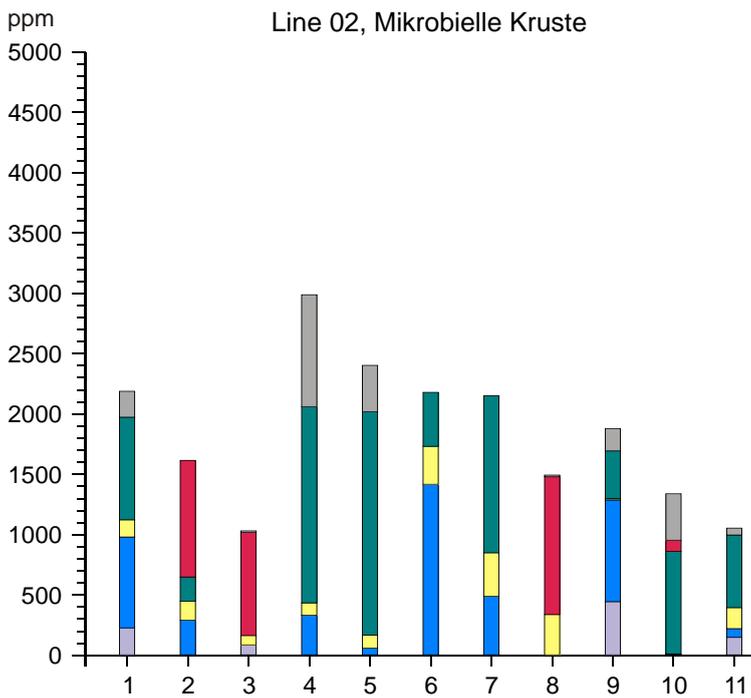
Anhang

Datenline - Probe	Probenmaterial	Si [Gew.-%]	Mg [Gew.-%]	Ca [Gew.-%]	Ba [ppm]	Mn [ppm]	Sr [ppm]	Fe [ppm]	S [ppm]	Co [ppm]	Pb [ppm]
Line 04-01	peloidaler Mikrit, Zement	0,02	0,17	40,67	662	935	240	0	0	398	186
Line 04-02	peloidaler Mikrit, Zement	0,00	0,25	40,18	340	2542	120	10	0	108	286
Line 04-03	peloidaler Mikrit, Zement	0,08	0,33	40,60	0	155	325	269	0	0	0
Line 04-04	peloidaler Mikrit, Zement	0,11	0,14	40,25	206	1316	32	862	0	2	0
Line 04-05	peloidaler Mikrit, Zement	0,03	0,34	40,18	770	142	330	208	0	130	157
Line 04-06	peloidaler Mikrit, Zement	0,02	0,11	40,25	112	2197	122	982	0	60	71
Line 04-07	peloidaler Mikrit, Zement	0,02	0,30	40,05	0	0	335	0	0	264	0
Line 04-08	peloidaler Mikrit, Zement	0,15	0,30	39,55	0	501	388	1438	0	0	0
Line 04-09	peloidaler Mikrit, Zement	0,01	0,30	40,07	487	279	233	0	0	730	57
Line 04-10	peloidaler Mikrit, Zement	0,04	0,31	39,80	434	200	359	0	0	1133	143
Line 04-11	peloidaler Mikrit, Zement	0,00	0,09	40,02	0	158	58	280	0	1456	157
Line 04-12	peloidaler Mikrit, Zement	0,19	0,35	39,37	238	223	244	1204	0	272	0
Line 04-13	peloidaler Mikrit, Zement	0,14	0,24	39,83	0	0	135	1174	0	0	0
Line 04-14	peloidaler Mikrit, Zement	0,02	0,11	40,50	109	34	169	0	0	870	0

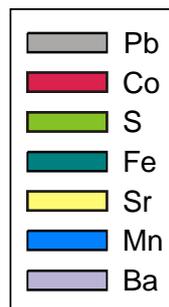
A)



B)

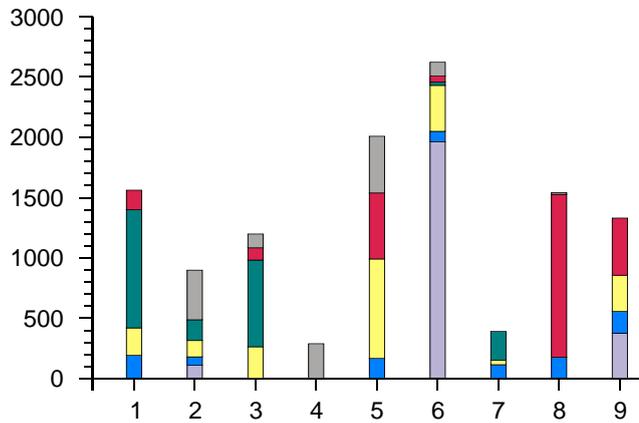


Anhang 5.1A und 5.1B: Spurenelementverteilung der Probe Can 18/3 (2000), Waggon Pass, South Lawford Range, Westaustralien



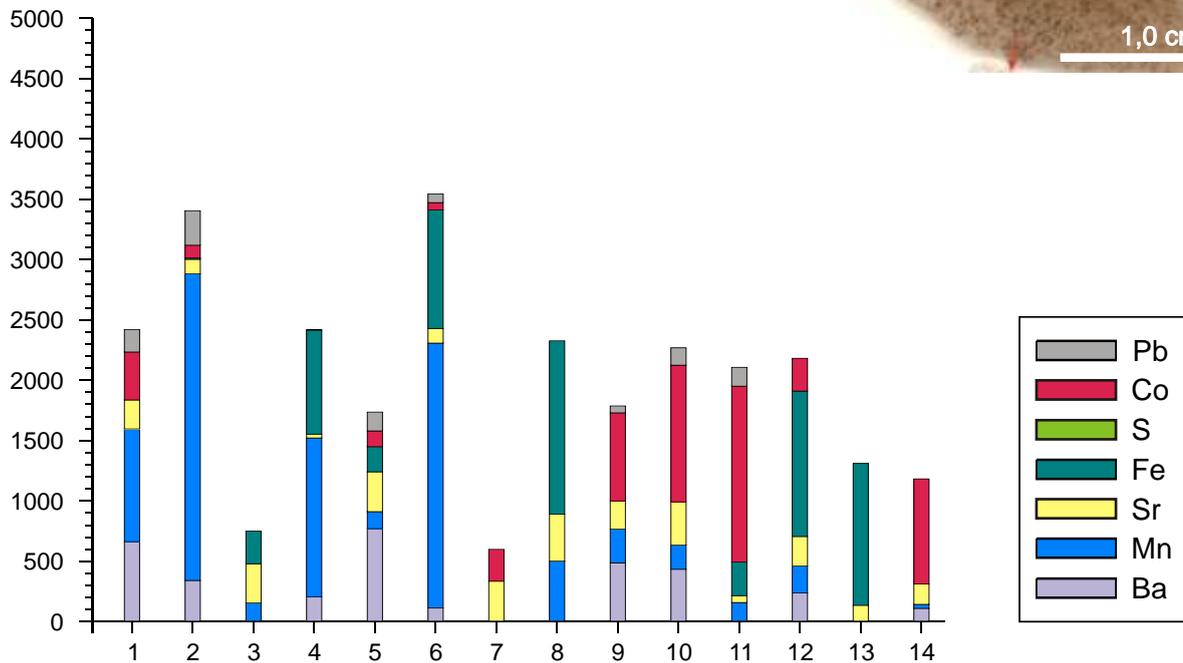
C)

Line 03, Radial-fibröser Zement (Sklerose)



D)

Line 04, Mikrobielle Kruste



Anhang 5.1C und 5.1D: Spurenelementverteilung der Probe Can 18/3 (2000), Waggon Pass, South Lawford Range, Westaustralien

Anhang 5.2: Analyse-Ergebnisse der Elektronenstrahlen-Mikrosonde (EMS)

Haupt- und Spurenelemente

Lokalität Waggon Pass, Canning Basin, Westaustralien

Dendrolithischer Mikrobialith, Probe WAG 4/00, Virgin Hills Formation, Famenne

Daten zu Anhang 5.2A bis 5.2C

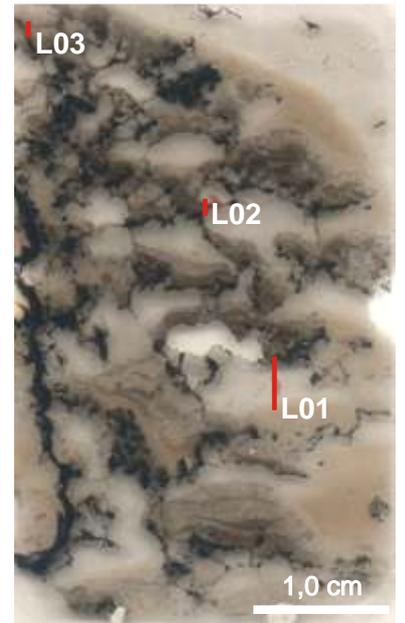
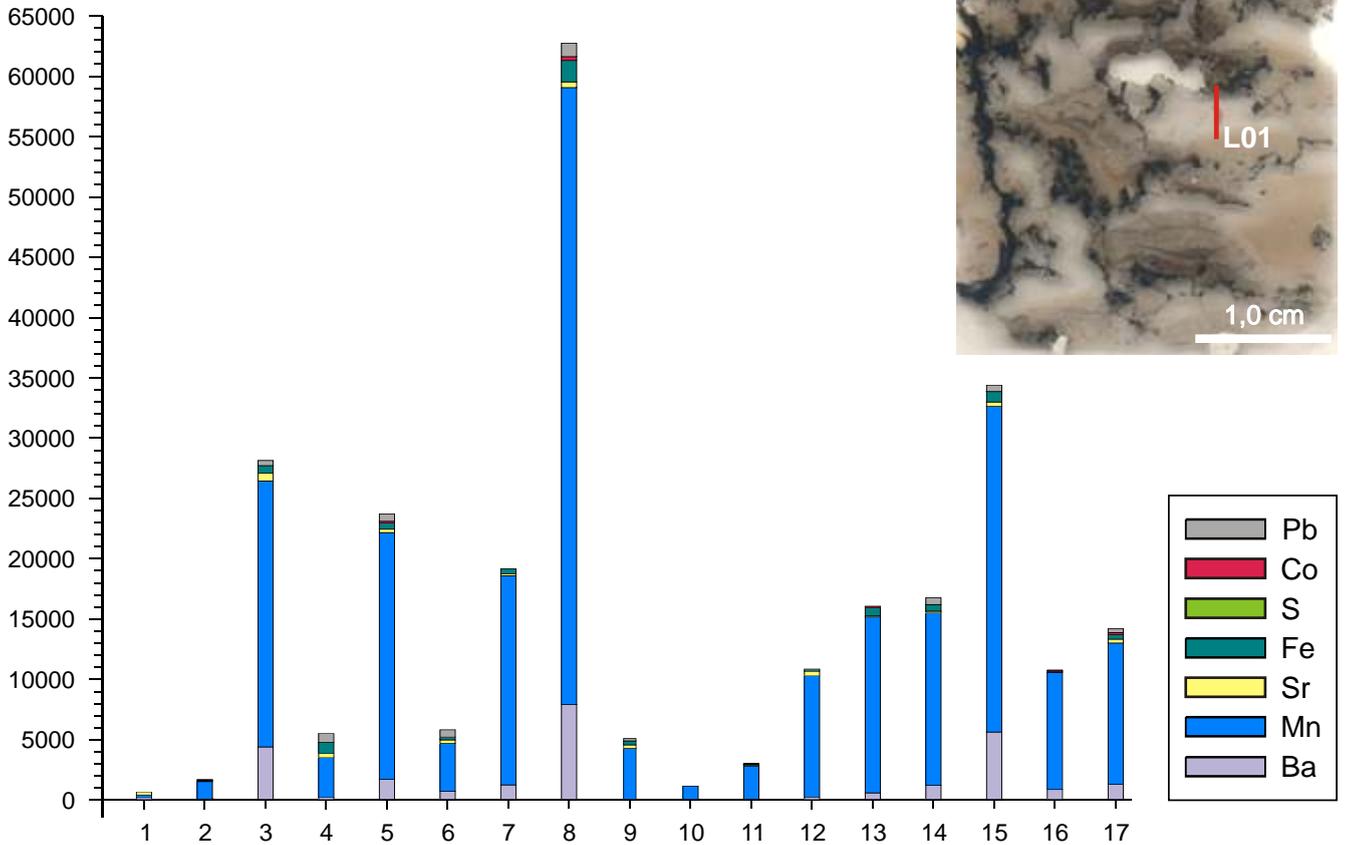
Beprobung von Mikrobialith (autochthoner Mikrit der Mn/Fe-Kruste) und Hohlraumzement

Datenline – Probe	Probenmaterial	Si [Gew.-%]	Mg [Gew.-%]	Ca [Gew.-%]	Ba [ppm]	Mn [ppm]	Sr [ppm]	Fe [ppm]	S [ppm]	Co [ppm]	Pb [ppm]
Line 01-01	Blockzement	0,00	0,46	39,87	318	237	228	0	0	0	0
Line 01-02	Blockzement	0,02	0,33	39,98	152	1465	80	0	0	13	58
Line 01-03	Blockzement	0,33	0,39	37,84	4400	22047	637	633	0	0	416
Line 01-04	Blockzement	0,35	0,37	38,97	334	3335	313	934	0	0	716
Line 01-05	Blockzement	0,77	0,35	37,19	1721	20451	279	534	0	127	588
Line 01-06	Blockzement	0,02	0,35	39,52	744	3969	288	221	0	0	614
Line 01-07	Blockzement	0,02	0,40	38,05	1269	17325	161	417	0	0	0
Line 01-08	Blockzement	0,11	0,39	35,25	7920	51142	475	1772	0	323	1105
Line 01-09	Blockzement	0,20	0,49	39,27	0	4305	274	333	0	0	186
Line 01-10	Blockzement	0,01	0,30	40,02	0	1165	0	0	0	0	0
Line 01-11	Blockzement	0,03	0,37	39,94	0	2851	101	53	0	0	14
Line 01-12	Blockzement	0,05	0,30	39,36	359	10081	367	130	0	0	58
Line 01-13	Blockzement	0,11	0,36	38,25	608	14574	106	681	0	103	0
Line 01-14	Blockzement	0,17	0,38	38,35	1220	14340	107	542	0	180	557
Line 01-15	Blockzement	0,19	0,35	37,56	5645	26994	365	862	0	6	500
Line 01-16	Blockzement	0,03	0,39	39,05	885	9696	85	298	0	64	71
Line 01-17	Blockzement	0,04	0,31	38,65	1330	11701	312	362	0	182	329
Line 02-01	Mn/Fe-Kruste: Mikrit	0,00	0,11	40,65	0	0	0	52	0	0	15
Line 02-02	Mn/Fe-Kruste: Mikrit	0,01	0,56	39,80	4	53	113	24	0	0	0
Line 02-03	Mn/Fe-Kruste: Mikrit	0,02	0,53	39,71	0	111	184	0	0	1445	356
Line 02-04	Mn/Fe-Kruste: Mikrit	0,00	0,50	39,88	124	110	125	0	0	0	498
Line 02-05	Mn/Fe-Kruste: Mikrit	0,00	0,47	39,88	4	0	0	0	0	0	0
Line 02-06	Mn/Fe-Kruste: Mikrit	0,39	0,51	39,37	108	447	199	1644	0	132	0
Line 02-07	Mn/Fe-Kruste: Mikrit	0,06	0,21	40,25	425	442	117	0	0	22	0
Line 02-08	Mn/Fe-Kruste: Mikrit	0,10	0,61	39,36	357	1932	224	178	0	245	428
Line 02-09	Mn/Fe-Kruste: Mikrit	0,23	0,31	40,24	125	1046	168	683	0	6	0
Line 02-10	Mn/Fe-Kruste: Mikrit	0,14	0,32	30,50	18608	68501	903	726	0	332	1958
Line 03-01	Mn/Fe-Kruste: Mikrit	0,03	0,22	40,96	263	0	89	47	0	0	0
Line 03-02	Blockzement	0,00	0,34	40,19	824	3973	93	332	0	0	228
Line 03-03	Blockzement	0,78	0,31	39,41	89	1649	269	1002	0	0	0
Line 03-04	Mn/Fe-Kruste: Mikrit	0,00	0,86	39,43	0	0	131	37	0	277	0
Line 03-05	Mn/Fe-Kruste: Mikrit	0,00	0,34	39,97	0	0	184	54	0	0	200
Line 03-06	Mn/Fe-Kruste: Mikrit	0,00	0,32	40,18	0	34	0	83	0	1210	0

A)

ppm

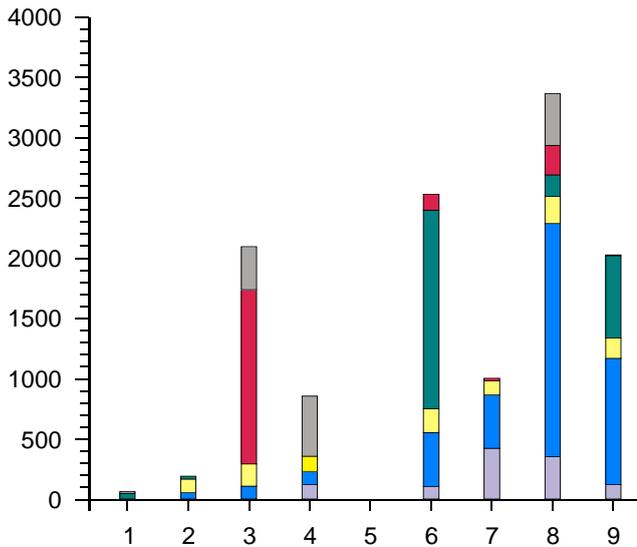
Line 01, Blockzement



B)

ppm

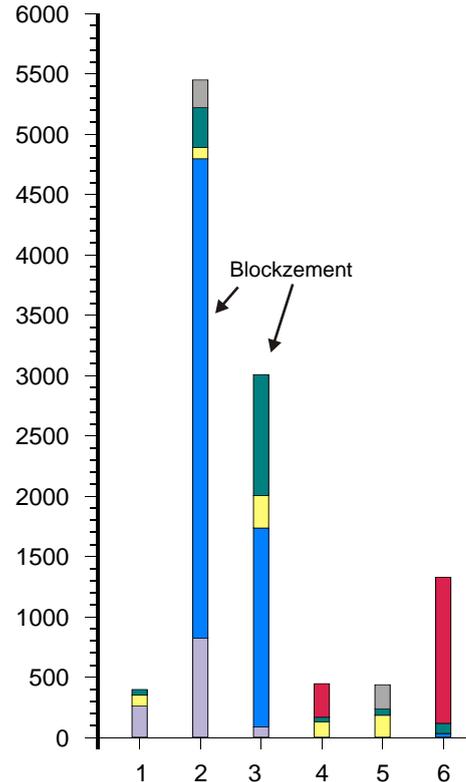
Line 02, Mikrobielle Kruste



C)

ppm

Line 03, Mikrobielle Kruste



Anhang 5.2A bis 5.2C: Spurenelementverteilung der Probe WAG 4/00, Waggon Pass, South Lawford Range, Westaustralien

Anhang 5.3: Analyse-Ergebnisse der Elektronenstrahlen-Mikrosonde (EMS)

Haupt- und Spurenelemente

Lokalität 371 B, Canning Basin, Westaustralien

Frutexites-Niveau, Probe FT020800/8 (= FT8), Virgin Hills Formation, Famenne

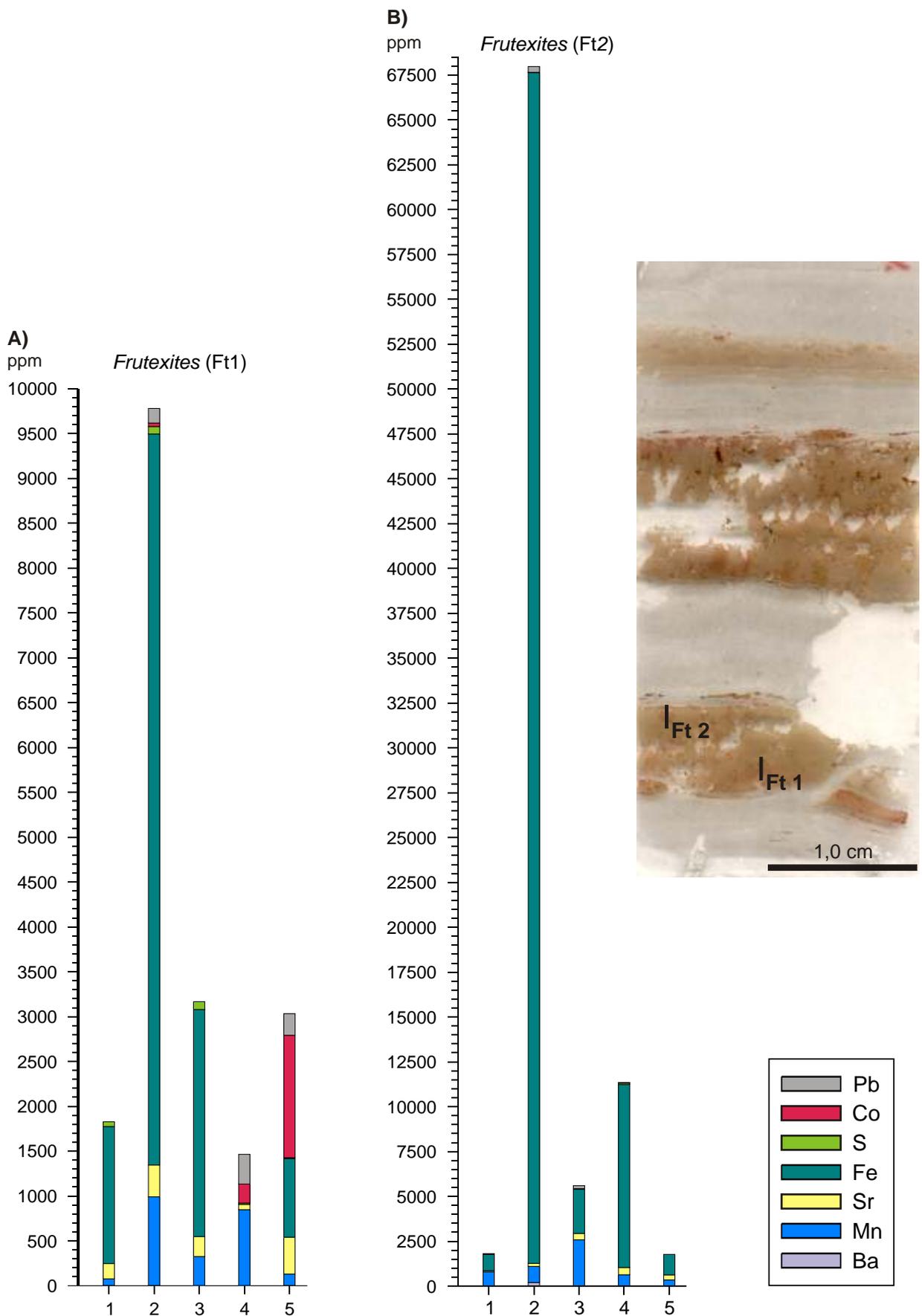
Daten zu Anhang 5.3A bis 5.3H

Datenline – Probe	Probenmaterial	Si [Gew.-%]	Mg [Gew.-%]	Ca [Gew.-%]	Ba [ppm]	Mn [ppm]	Sr [ppm]	Fe [ppm]	S [ppm]	Co [ppm]	Pb [ppm]
Line ft1-01	<i>Frutexites</i> -Struktur, Mikrit	0,04	0,33	40,63	0	77	170	1528	53	0	0
Line ft1-02	<i>Frutexites</i> -Struktur, Mikrit	1,15	0,27	36,22	0	991	354	8150	83	39	162
Line ft1-03	<i>Frutexites</i> -Struktur, Mikrit	0,35	0,31	39,58	0	326	222	2531	87	0	0
Line ft1-04	<i>Frutexites</i> -Struktur, Mikrit	0,01	0,18	40,39	0	848	58	0	14	213	330
Line ft1-05	<i>Frutexites</i> -Struktur, Mikrit	0,04	0,36	40,55	0	131	411	876	10	1365	239
Line ft2-01	<i>Frutexites</i> -Struktur, Mikrit	0,02	0,23	40,82	0	800	63	901	0	53	0
Line ft2-02	<i>Frutexites</i> -Struktur, Mikrit	1,01	0,22	32,47	202	892	173	66366	15	6	328
Line ft2-03	<i>Frutexites</i> -Struktur, Mikrit	0,29	0,15	40,27	0	2579	356	2457	29	9	169
Line ft2-04	<i>Frutexites</i> -Struktur, Mikrit	0,73	0,43	38,54	0	629	410	10200	83	30	0
Line ft2-05	<i>Frutexites</i> -Struktur, Mikrit	0,09	0,25	40,23	0	347	276	1145	0	0	0
Line ft3-01	<i>Frutexites</i> -Struktur, Mikrit	0,47	0,36	38,74	46	269	466	5122	48	0	63
Line ft3-02	<i>Frutexites</i> -Struktur, Mikrit	0,46	0,33	39,27	0	603	326	2590	126	52	0
Line ft3-03	<i>Frutexites</i> -Struktur, Mikrit	1,10	0,46	37,15	24	599	222	7764	190	87	0
Line ft3-04	<i>Frutexites</i> -Struktur, Mikrit	4,11	0,51	29,38	147	350	441	24341	419	35	22
Line ft3-05	<i>Frutexites</i> -Struktur, Mikrit	0,57	0,13	40,19	0	114	36	2231	0	0	0
Line ft4-01	<i>Frutexites</i> -Struktur, Mikrit	0,33	0,11	39,33	24	1175	42	2387	194	84	35
Line ft4-02	<i>Frutexites</i> -Struktur, Mikrit	0,39	0,36	39,89	0	121	278	3615	276	119	0
Line ft4-03	<i>Frutexites</i> -Struktur, Mikrit	1,09	0,25	37,59	484	628	408	4678	355	63	84
Line ft4-04	<i>Frutexites</i> -Struktur, Mikrit	0,73	0,42	39,01	401	129	333	1161	39	4	0
Line ft4-05	<i>Frutexites</i> -Struktur, Mikrit	0,00	0,16	40,68	0	163	678	0	0	917	63

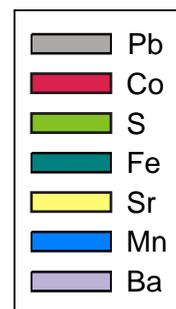
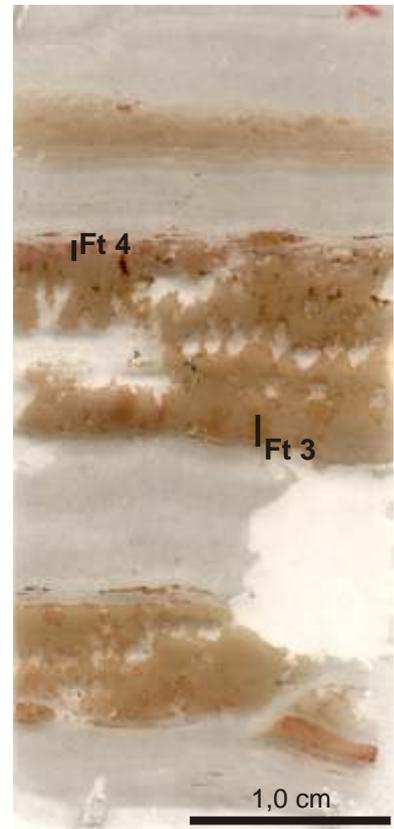
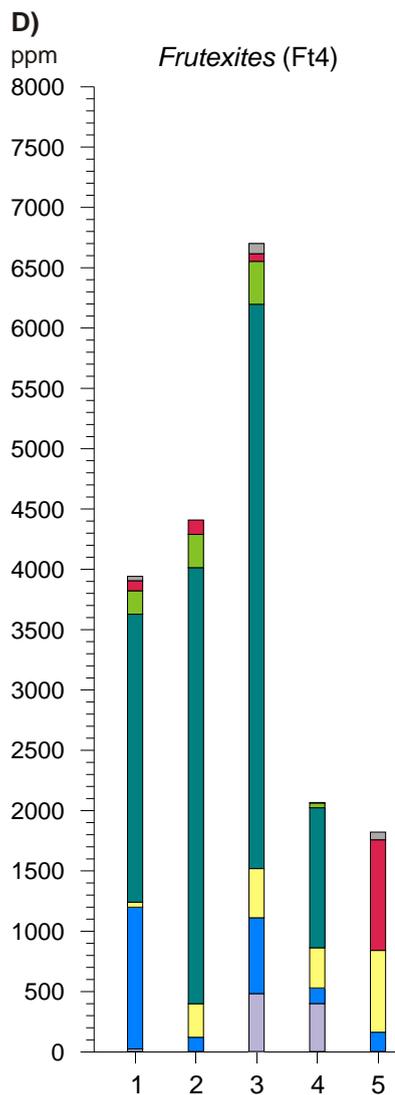
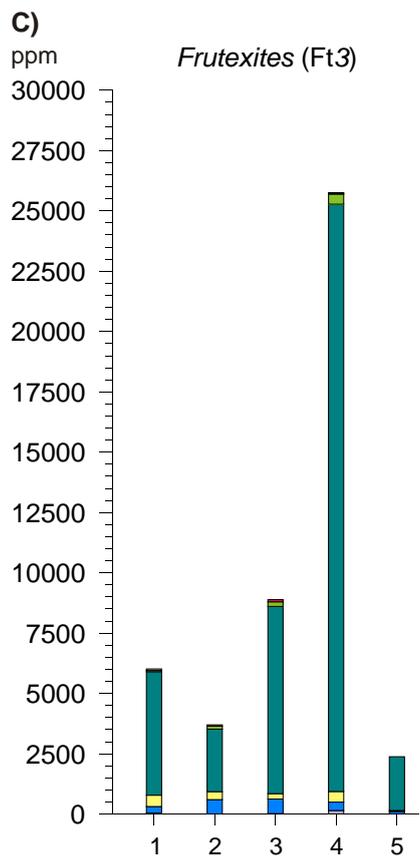
Fortsetzung nächste Seite

Anhang

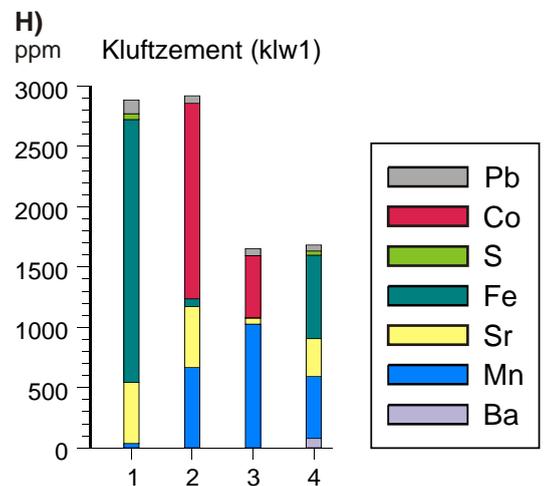
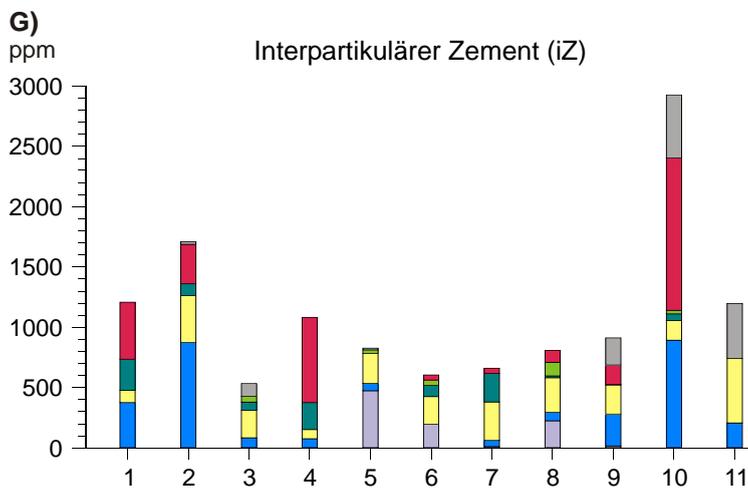
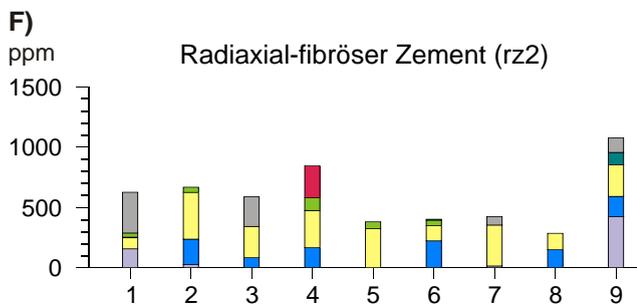
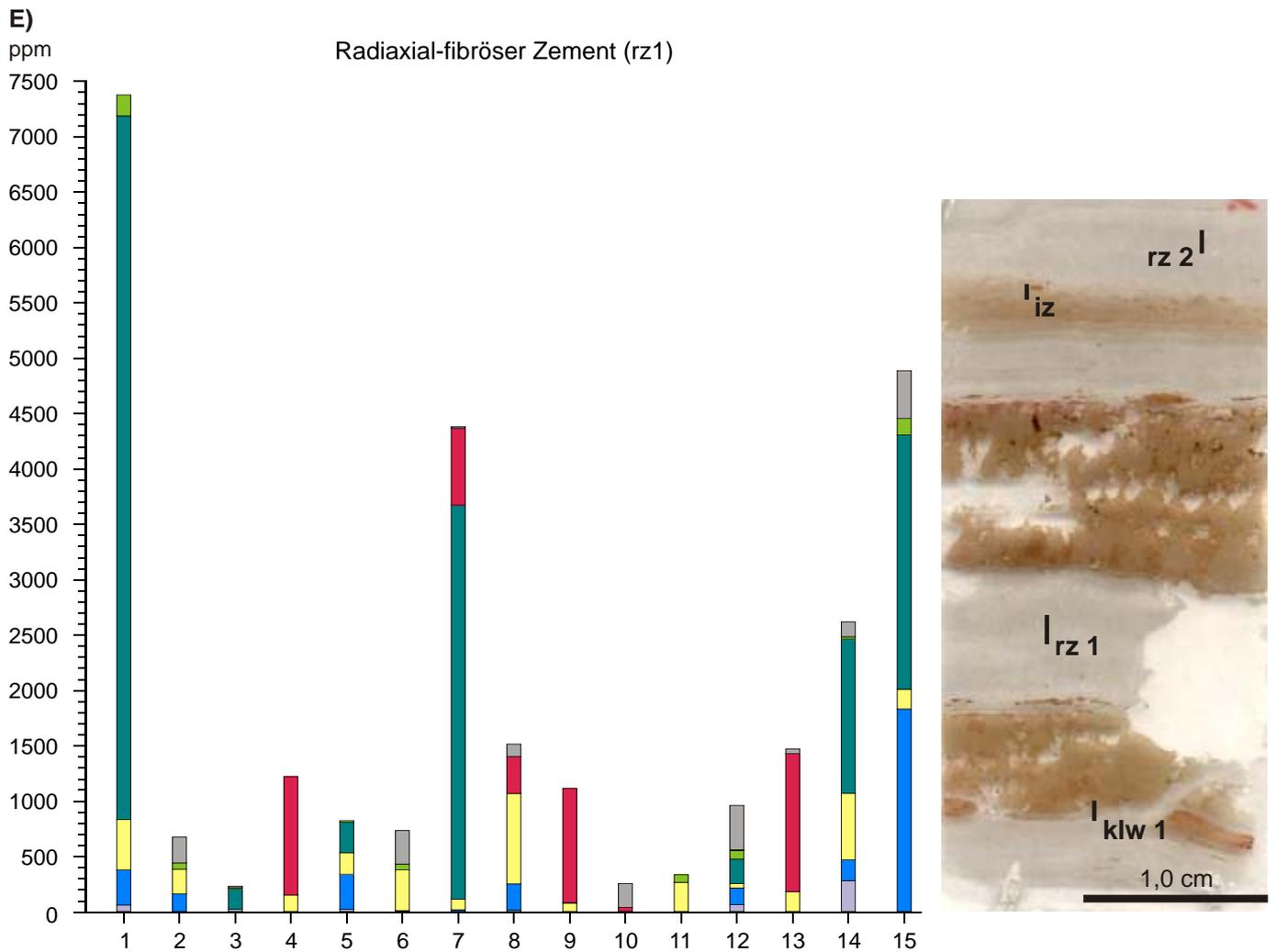
Datenline – Probe	Probenmaterial	Si [Gew.-%]	Mg [Gew.-%]	Ca [Gew.-%]	Ba [ppm]	Mn [ppm]	Sr [ppm]	Fe [ppm]	S [ppm]	Co [ppm]	Pb [ppm]
Line rz1-01	radiaxial-fibröser Zement	0,85	0,50	38,37	64	318	454	6353	190	0	0
Line rz1-02	radiaxial-fibröser Zement	0,02	0,27	40,86	0	165	222	0	58	0	232
Line rz1-03	radiaxial-fibröser Zement	0,01	0,13	40,94	27	0	0	183	10	0	14
Line rz1-04	radiaxial-fibröser Zement	0,01	0,15	40,85	0	0	154	0	0	1068	0
Line rz1-05	radiaxial-fibröser Zement	0,02	0,13	41,38	27	316	193	275	14	0	0
Line rz1-06	radiaxial-fibröser Zement	0,00	0,22	40,95	0	13	367	0	53	0	303
Line rz1-07	radiaxial-fibröser Zement	0,02	0,31	40,72	0	21	95	3559	0	695	14
Line rz1-08	radiaxial-fibröser Zement	0,02	0,14	41,09	20	235	816	0	0	333	112
Line rz1-09	radiaxial-fibröser Zement	0,02	0,11	41,06	0	0	80	0	5	1030	0
Line rz1-10	radiaxial-fibröser Zement	0,00	0,22	40,58	0	0	0	0	0	41	217
Line rz1-11	radiaxial-fibröser Zement	0,01	0,12	40,62	0	0	269	0	68	0	0
Line rz1-12	radiaxial-fibröser Zement	0,00	0,17	40,94	67	151	40	221	77	7	400
Line rz1-13	radiaxial-fibröser Zement	0,00	0,28	40,37	0	0	184	0	0	1246	43
Line rz1-14	radiaxial-fibröser Zement	0,00	0,37	40,56	284	190	599	1394	19	0	134
Line rz1-15	radiaxial-fibröser Zement	0,33	0,35	39,19	0	1834	179	2297	150	0	430
Line rz2-01	radiaxial-fibröser Zement	0,01	0,35	40,60	158	0	92	5	34	0	338
Line rz2-02	radiaxial-fibröser Zement	0,02	0,35	40,53	28	210	387	0	44	0	0
Line rz2-03	radiaxial-fibröser Zement	0,02	0,21	40,54	0	86	258	0	0	0	245
Line rz2-04	radiaxial-fibröser Zement	0,00	0,40	40,21	0	168	307	0	106	263	0
Line rz2-05	radiaxial-fibröser Zement	0,02	0,09	41,10	0	0	324	0	58	0	0
Line rz2-06	radiaxial-fibröser Zement	0,01	0,27	40,52	0	224	128	0	44	9	0
Line rz2-07	radiaxial-fibröser Zement	0,00	0,22	40,77	16	0	338	0	0	0	71
Line rz2-08	radiaxial-fibröser Zement	0,02	0,15	41,21	0	150	136	0	0	0	0
Line rz2-09	radiaxial-fibröser Zement	0,03	0,39	41,16	424	169	262	103	0	0	119
Line iz-01	interpartikulärer Zement	0,00	0,14	40,46	0	376	102	258	0	472	0
Line iz-02	interpartikulärer Zement	0,01	0,15	40,56	0	875	389	96	0	329	21
Line iz-03	interpartikulärer Zement	0,22	0,30	39,59	0	84	228	68	48	0	106
Line iz-04	interpartikulärer Zement	0,01	0,20	40,31	0	77	77	223	0	707	0
Line iz-05	interpartikulärer Zement	0,10	0,28	40,00	474	61	249	0	29	0	14
Line iz-06	interpartikulärer Zement	0,00	0,23	40,28	197	0	228	94	44	42	0
Line iz-07	interpartikulärer Zement	0,02	0,29	39,85	12	51	319	236	0	43	0
Line iz-08	interpartikulärer Zement	0,02	0,31	40,00	226	71	285	16	111	99	0
Line iz-09	interpartikulärer Zement	0,01	0,32	40,24	17	264	242	0	5	160	226
Line iz-10	interpartikulärer Zement	0,01	0,18	40,46	0	894	162	57	29	1262	521
Line iz-11	interpartikulärer Zement	0,01	0,24	40,53	0	208	533	0	0	0	458
Line klw1-01	radiaxial-fibröser Zement	0,74	0,32	39,25	0	37	506	2179	48	0	113
Line klw1-02	Blockzement	0,00	0,07	41,04	0	667	506	64	0	1620	63
Line klw1-03	Blockzement	0,02	0,11	40,43	0	1027	49	0	5	514	57
Line klw1-04	radiaxial-fibröser Zement	0,18	0,34	40,15	79	514	313	693	34	0	49



Anhang 5.3A und 5.3B: Spurenelementverteilung der Probe FT020800/8 (= FT8) - *Frutexites*-Horizont, Profil 371B, South Lawford Range, Westaustralien



Anhang 5.3C und 5.3D: Spurenelementverteilung der Probe FT020800/8 (= FT8) - *Frutexites*-Horizont, Profil 371B, South Lawford Range, Westaustralien



Anhang 5.3E bis 5.3H: Spurenelementverteilung der Probe FT020800/8 (= FT8) - *Frutexites*-Horizont, Profil 371B, South Lawford Range, Westaustralien

Anhang 5.4: Analyse-Ergebnisse der Elektronenstrahlen-Mikrosonde (EMS)

Haupt- und Spurenelemente

Lokalität 371 B, Canning Basin, Westaustralien,

Feinkörnig-agglutinierter Stromatolith, Probe C260700/1, Lower Marker Bed,

Virgin Hills Formation, Frasne/Famenne-Grenze

Daten zu Anhang 5.4A bis 5.4C; Beprobung von autochthonem Mikrit und Zement

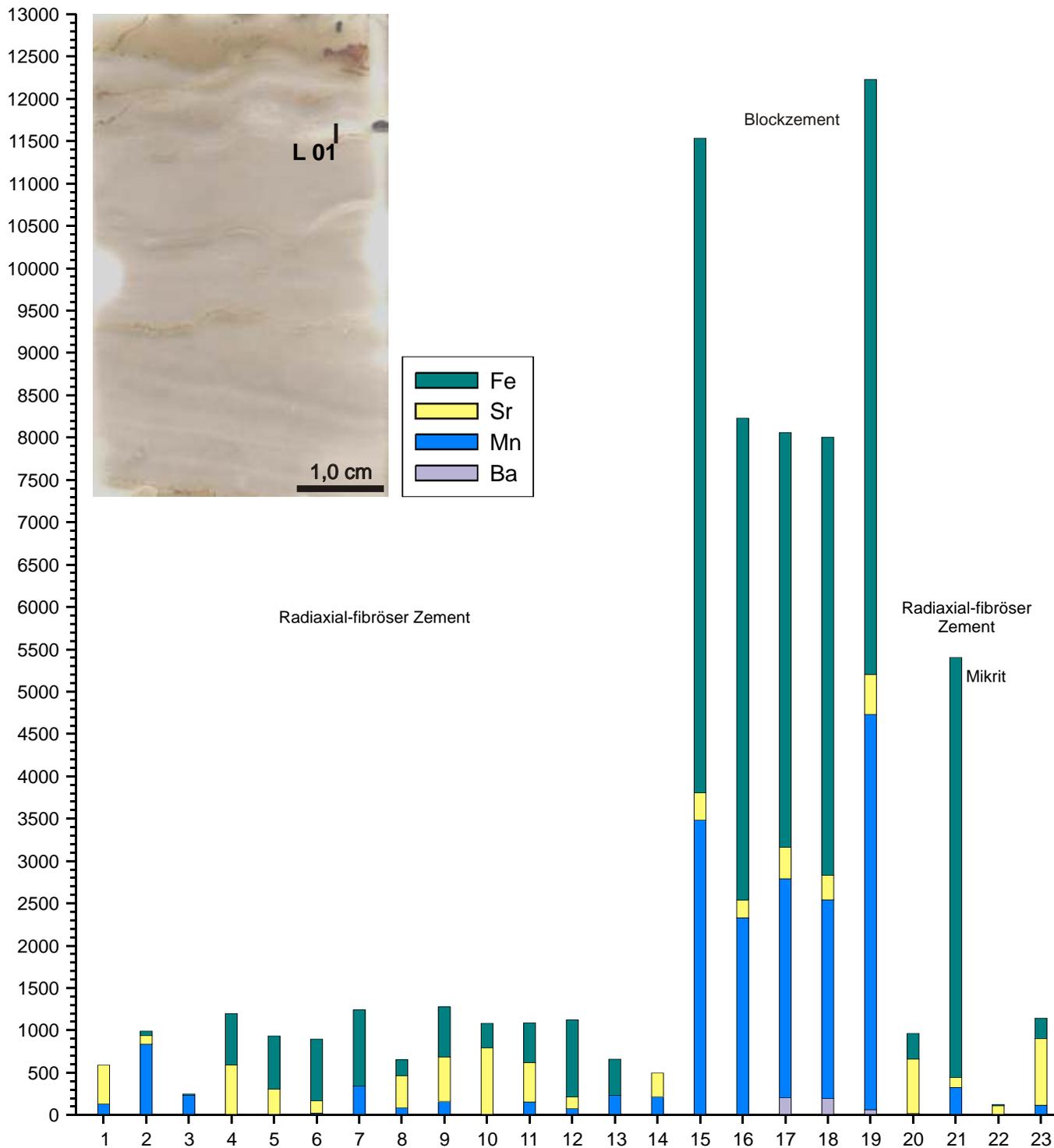
Datenline - Probe	Probenmaterial	Si [Gew.-%]	Mg [Gew.-%]	Ca [Gew.-%]	Ba [ppm]	Mn [ppm]	Sr [ppm]	Fe [ppm]
Line 01-01	radial-fibröser Zement	0,00	0,70	39,13	0	132	457	0
Line 01-02	radial-fibröser Zement	0,00	0,09	40,37	0	836	102	54
Line 01-03	radial-fibröser Zement	0,00	0,17	40,12	0	232	0	16
Line 01-04	radial-fibröser Zement	0,00	0,32	40,06	0	0	592	606
Line 01-05	radial-fibröser Zement	0,01	0,06	40,39	0	0	305	629
Line 01-06	radial-fibröser Zement	0,00	0,68	39,75	0	23	144	730
Line 01-07	radial-fibröser Zement	0,02	0,28	40,09	0	341	0	901
Line 01-08	radial-fibröser Zement	0,00	0,35	40,28	0	85	381	187
Line 01-09	radial-fibröser Zement	0,00	0,04	40,60	0	163	525	591
Line 01-10	radial-fibröser Zement	0,00	0,03	40,62	0	0	795	288
Line 01-11	radial-fibröser Zement	0,00	0,01	40,41	0	155	465	466
Line 01-12	radial-fibröser Zement	0,00	0,22	40,52	0	77	135	909
Line 01-13	radial-fibröser Zement	0,00	0,12	40,39	0	232	0	427
Line 01-14	radial-fibröser Zement	0,00	0,07	40,31	0	217	279	0
Line 01-15	Blockzement	0,00	0,07	39,30	0	3483	322	7731
Line 01-16	Blockzement	0,00	0,07	39,67	0	2330	212	5688
Line 01-17	Blockzement	0,00	0,06	39,64	206	2585	372	4895
Line 01-18	Blockzement	0,00	0,07	39,65	197	2345	288	5175
Line 01-19	Blockzement	0,00	0,07	39,62	63	4667	474	7024
Line 01-20	radial-fibröser Zement	0,00	0,15	39,49	18	0	643	303
Line 01-21	roter Mikrit	0,00	0,24	39,23	9	317	118	4957
Line 01-22	radial-fibröser Zement	0,00	0,26	39,61	0	0	110	16
Line 01-23	radial-fibröser Zement	0,00	0,15	40,25	0	116	787	241

Einzelmess- punkte	Probenmaterial	Si [Gew.-%]	Mg [Gew.-%]	Ca [Gew.-%]	Ba [ppm]	Mn [ppm]	Sr [ppm]	Fe [ppm]
Mk-01	autochthoner Mikrit	0,00	0,18	40,30	0	8	68	0
Mk-02	autochthoner Mikrit	0,01	0,24	39,69	27	217	144	738
Mk-03	autochthoner Mikrit	0,03	0,34	39,90	0	77	254	645
Mk-04	autochthoner Mikrit	0,10	0,42	31,25	152	728	626	9814
Mk-05	autochthoner Mikrit	0,09	0,19	37,55	170	15	711	249
Mk-06	autochthoner Mikrit	0,00	0,17	40,08	0	341	135	1344
Rz-01	radial-fibröser Zement	0,05	0,22	39,54	0	503	178	660
Rz-02	radial-fibröser Zement	0,00	0,15	39,95	224	85	25	132
Rz-03	radial-fibröser Zement	0,00	0,28	39,83	188	0	0	16
Rz-04	radial-fibröser Zement	0,00	0,29	40,07	0	62	288	2859
Rz-05	radial-fibröser Zement	0,00	0,30	39,72	269	85	389	47
Rz-06	radial-fibröser Zement	0,00	0,38	39,75	0	0	364	23
Rz-07	radial-fibröser Zement	0,00	0,18	39,67	63	124	118	101
Rz-08	radial-fibröser Zement	0,00	0,23	40,51	0	0	135	1267
Rz-09	radial-fibröser Zement	0,00	0,05	39,27	260	1927	178	4608

A)

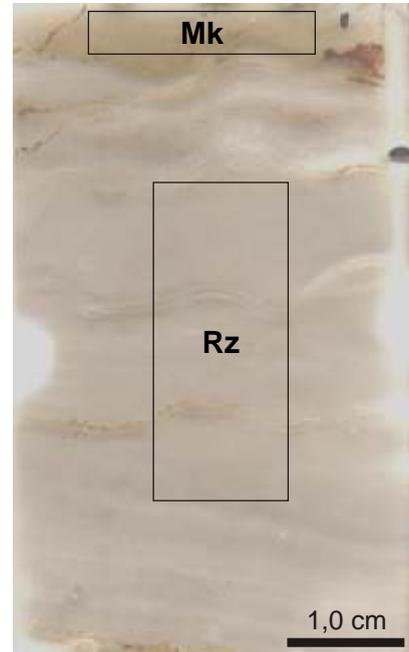
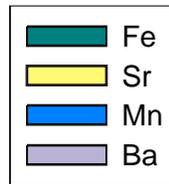
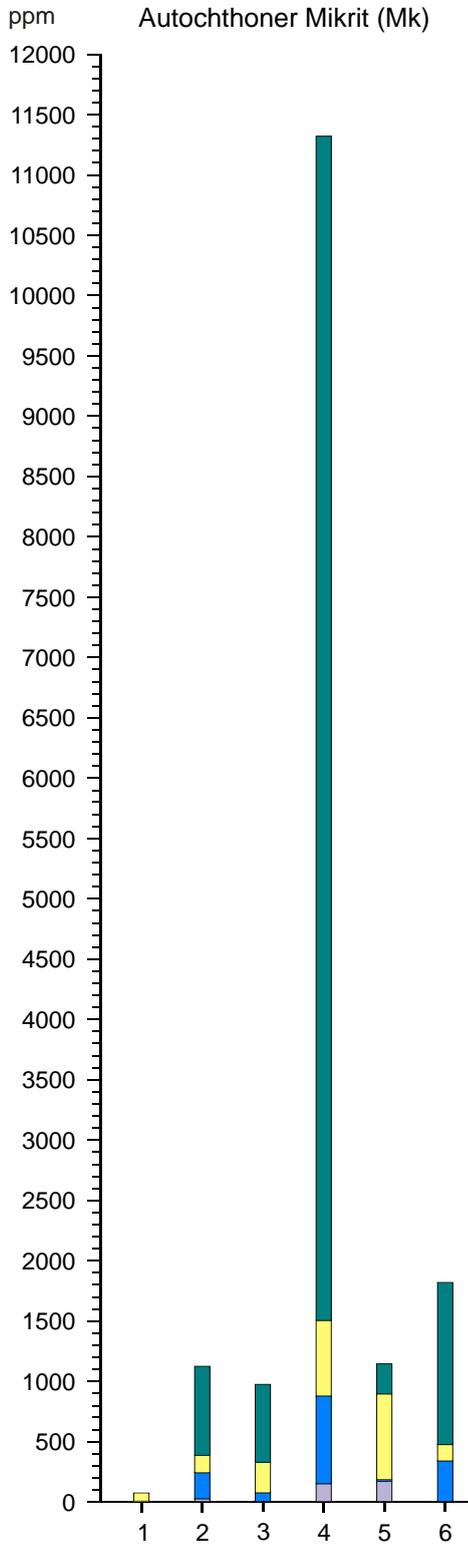
ppm

Line 01, Zement

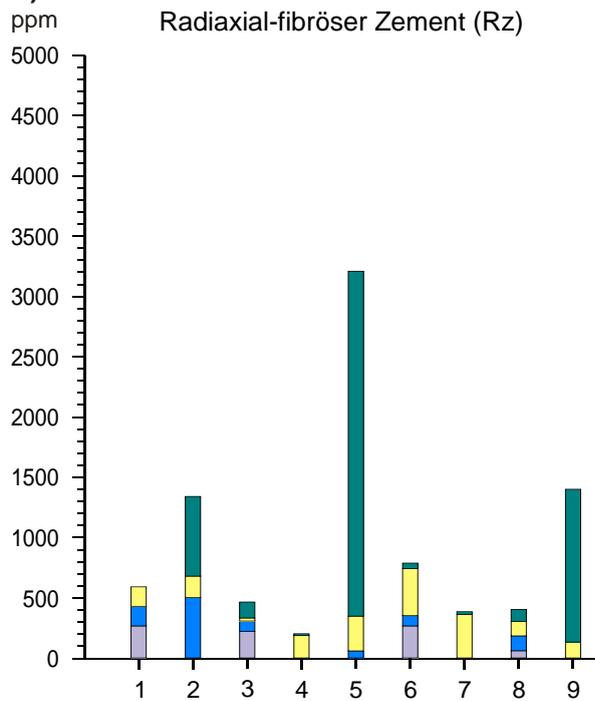


Anhang 5.4A: Spurenelementverteilung der Probe C260700/1 - Lower Marker Bed, Feinkörnig-agglutiniertes Stromatolith unterhalb des *Frutexites*-Horizontes, Profil 371B, South Lawford Range, Westaustralien

B)
Autochthoner Mikrit (Mk)



C)
Radial-fibröser Zement (Rz)



Anhang 5.4B und 5.4C: Spurenelementverteilung der Probe C260700/1 - Lower Marker Bed, Feinkörnig-agglutinerter Stromatolith, Profil 371B, South Lawford Range, Westaustralien, Einzelmessungen im markierten Bereich

Anhang 6.1: Probenliste

Die Proben sind am Geowissenschaftlichen Zentrum der Georg-August-Universität Göttingen (GZG), Abteilung Geobiologie hinterlegt

Lokalität Wapet C, South Lawford Range, Canning Basin, Westaustralien

Proben- bezeichnung	Profilhorizont / Stratigraphie	Material und Fazies
WpC 1A	07 / Virgin Hills Fm., unt. Famenne	Cephalopoden-Wackestone; Biomikrit
WpC 1B	07 / Virgin Hills Fm., unt. Famenne	agglutinierter Thrombolith mit lagigem Fenstergefüge (M8a); Biomikrit
WpC 2	07 / Virgin Hills Fm., unt. Famenne	agglutinierter Thrombolith mit lagigem Fenstergefüge (M8a), Biomikrit
WpC 3	12 / Virgin Hills Fm., unt. Famenne	agglutinierter Thrombolith mit lagigem Fenstergefüge (M8a), Biomikrit
WpC 4	16 / Virgin Hills Fm., unt. Famenne	Cephalopoden-Wackestone; sandiger Biomikrit
WpC 5	19 / Virgin Hills Fm., unt. Famenne	Cephalopoden-Wackestone mit Übergang zum thrombolithischem Gefüge; sandiger Biomikrit
WpC 6	22 / Virgin Hills Fm., unt. Famenne	Schlecht sortierter Intraklasten-Rudstone; schlecht ausgewaschener Intrasparrit
WpC 7	25 / Virgin Hills Fm., unt. Famenne	Cephalopoden-Wackestone mit Übergang zum thrombolithischem Gefüge; sandiger Biomikrit
WpC 9	39 / Virgin Hills Fm., unt. Famenne	agglutinierter Thrombolith (M8c)
WpC 10	43 / Virgin Hills Fm., unt. Famenne	grobkörnig-agglutinierter Stromatolith (M1)
WpC 11	45 / Virgin Hills Fm., unt. Famenne	Cephalopoden-Wackestone; sandiger Biomikrit
WpC 12	47 / Virgin Hills Fm., unt. Famenne	Ooid-Peloid-führender Bioklasten-Wackestone, Ooid-Peloid-Bioklasten Grainstone
WpC 13	47 / Virgin Hills Fm., unt. Famenne	Ooid-Peloid-führender Bioklasten-Wackestone, Ooid-Peloid-Bioklasten Grainstone
WpC 14	47 / Virgin Hills Fm., unt. Famenne	grobkörnig-agglutinierter Stromatolith (M1)
WpC 15	47 / Virgin Hills Fm., unt. Famenne	grobkörnig-agglutinierter Stromatolith (M1)
WpC 16A, 16B	52 / Virgin Hills Fm., unt. Famenne	siliziklasten-reicher Thrombolith mit Übergang zu; sandiger Pelmikrit
WpC 17	60 / Virgin Hills Fm., unt. Famenne	agglutinierter Porifera-Thrombolith (M8c)
WpC 18	64 / Virgin Hills Fm., unt. Famenne	Cephalopoden-Porifera-Thrombolith (M8d)
WpC 19	64 / Virgin Hills Fm., unt. Famenne	Cephalopoden-Porifera-Thrombolith (M8d)
WpC 20	64 / Virgin Hills Fm., unt. Famenne	Cephalopoden-Porifera-Thrombolith (M8d)
WpC 21	92 / Bugle Gap Fm., unt. Famenne	Intraklasten-Bioklasten-Grainstone; Intrabiosparit
WpC 22	107 / Bugle Gap Fm., unt. Famenne	Crinoiden-Packstone; Biopelmikrit
WpC 23	107 / Bugle Gap Fm., unt. Famenne	Crinoiden-Packstone; Biopelmikrit
WpC 24	107 / Bugle Gap Fm., unt. Famenne	Grobkörnig-agglutinierter Thrombolith (M3)
WpC 25	107 / Bugle Gap Fm., unt. Famenne	Grobkörnig-agglutinierter Thrombolith (M3)
WpC 26	107 / Bugle Gap Fm., unt. Famenne	Grobkörnig-agglutinierter Thrombolith (M3)
WpC 27	107 / Bugle Gap Fm., unt. Famenne	Grobkörnig-agglutinierter Thrombolith (M3)
WpC 28	107 / Bugle Gap Fm., unt. Famenne	Grobkörnig-agglutinierter Thrombolith (M3)

Anhang 6.2: Probenliste

Die Proben sind am Geowissenschaftlichen Zentrum der Georg-August-Universität Göttingen (GZG), Abteilung Geobiologie, hinterlegt

Lokalität Casey Falls, South Lawford Range, Canning Basin, Westaustralien

Proben- bezeichnung	Profilhorizont / Stratigraphie	Material, Fazies
CFT270700/01	01 / Virgin Hills Fm., ob. Frasne	Siliziklasten-Bioklasten-Packstone
CFT270700/02	01 / Virgin Hills Fm., ob. Frasne	Siliziklasten-Bioklasten-Packstone
CFT270700/03	03 / Virgin Hills Fm., ob. Frasne	Siliziklasten-Bioklasten-Packstone
CFT270700/04 - 07	Top 07 und Basis 08 / Virgin Hills Fm., unt. Famenne	feinkörniger Stromatolith (M4), umkrustet Bioklasten und/oder Cephalopoden-Crinoiden Wackstone bzw. -Floatstone
FCFT300700/01 - 13	Top 07 und Basis 08 / Virgin Hills Fm., unt. Famenne	feinkörniger Stromatolith (M4), umkrustet Bioklasten und/oder Cephalopoden-Crinoiden Wackstone bzw. -Floatstone
FCF 07, 09, 12, 13	Top 07 und Basis 08 / Virgin Hills Fm., unt. Famenne	feinkörniger Stromatolith (M4), umkrustet Bioklasten und/oder Cephalopoden-Crinoiden Wackstone bzw. -Floatstone
CF 17, 20	Top 07 und Basis 08 / Virgin Hills Fm., unt. Famenne	feinkörniger Stromatolith (M4), umkrustet Bioklasten und/oder Cephalopoden-Crinoiden Wackstone bzw. -Floatstone
CFT270700/09	08 / Virgin Hills Fm., Famenne	Siliziklasten-Bioklasten-Wackestone, breckziiert
CFT270700/11	08 / Virgin Hills Fm., Famenne	Siliziklasten-Bioklasten-Wackestone
CFT270700/12	08 / Virgin Hills Fm., Famenne	Siliziklasten-Bioklasten-Wackestone
CFT270700/14	08 / Virgin Hills Fm., Famenne	Siliziklasten-Bioklasten-Wackestone
CFT270700/15	08 / Virgin Hills Fm., Famenne	feinkörnig-agglutiniertes Stromatolith (M2)
CFT270700/16	08 / Virgin Hills Fm., Famenne	Siliziklasten-Bioklasten-Wackestone, breckziiert
CFT270700/19	09 / Virgin Hills Fm., Famenne	feinkörniger Stromatolith (M4)
CFT280700/01	10 / Virgin Hills Fm., Famenne	Lithoklasten-Bioklasten-Packstone
CFC280700/01	11 / Virgin Hills Fm., Famenne	Lithoklastenreiche Bioklasten-Wackestone / Floatstone
CFT280700/06	11 / Virgin Hills Fm., Famenne	Lithoklasten-Bioklasten-Packstone / -Rudstone
CFT280700/11	12 / Virgin Hills Fm., Famenne	Lithoklasten-Bioklasten-Packstone / -Rudstone
CFC280700/04	12 / Virgin Hills Fm., Famenne	Brachiopoden-Crinoiden-Packstone
CFT280700/12	12 / Virgin Hills Fm., Famenne	Bioklasten-reicher Porifera-Thrombolith (M5c)
CFC280700/05	12 / Virgin Hills Fm., Famenne	Bioklasten-reicher Porifera-Thrombolith (M5c)
CFC290700/01	12 / Virgin Hills Fm., Famenne	Porifera-Thrombolith-Breckzie (M5b)
CFC290700/02	12 / Virgin Hills Fm., Famenne	Porifera-Thrombolith mit Fenstergefüge (M5a)
CFC290700/03	12 / Bugle Gap Limestone, Famenne	Porifera-Thrombolith-Breckzie (M5b)
CFC290700/05	12 / Bugle Gap Limestone, Famenne	Porifera-Thrombolith-Breckzie (M5b)
CFC290700/08	12 / Bugle Gap Limestone, Famenne	Porifera-Thrombolith mit Fenstergefüge (M5a)
CFC290700/09	12 / Bugle Gap Limestone, Famenne	Porifera-Thrombolith mit Fenstergefüge (M5a)
CFC290700/10	12 / Bugle Gap Limestone, Famenne	Porifera-Thrombolith mit Fenstergefüge (M5a)
CFC290700/20	12 / Bugle Gap Limestone, Famenne	Porifera-Thrombolith-Breckzie (M5b)
CFC290700/21	13 / Bugle Gap Limestone, Famenne	Porifera-Thrombolith mit Fenstergefüge (M5a)
CFC290700/22	13 / Bugle Gap Limestone, Famenne	Porifera-Thrombolith mit Fenstergefüge (M5a)
CFC290700/23	13 / Bugle Gap Limestone, Famenne	Porifera-Thrombolith mit Fenstergefüge (M5a)
CFC290700/26	13 / Bugle Gap Limestone, Famenne	Porifera-Thrombolith mit Fenstergefüge (M5a)
CFC290700/29	14 / Bugle Gap Limestone, Famenne	Porifera-Thrombolith (M5) u. Lithoklasten- Bioklasten-Packstone, breckziiert
CFC300700/01 - 03	14 / Bugle Gap Limestone, Famenne	Porifera-Thrombolith (M5) u. Lithoklasten- Bioklasten-Packstone, breckziiert

Anhang 6.3: Probenliste

Die Proben sind am Geowissenschaftlichen Zentrum der Georg-August-Universität Göttingen (GZG), Abteilung Geobiologie, hinterlegt

Lokalität 371 B, South Lawford Range, Canning Basin, Westaustralien

Proben- bezeichnung	Profilhorizont / Stratigraphie	Material, Fazies
371-190700/2	01 / Virgin Hills Fm., ob. Frasn	siliziklasten-reicher Wackestone
371-C190700/1	02 / Virgin Hills Fm., ob. Frasn	siliziklasten-reicher Mudstone mit Zement-verfüllten Klüften
371-T190700/1, 2	02 / Virgin Hills Fm., ob. Frasn	siliziklasten-reicher Mudstone mit Zement-verfüllten Klüften
371-190700/3	02 / Virgin Hills Fm., ob. Frasn	siliziklasten-reicher Mudstone mit Zement-verfüllten Klüften
371-T190700/3, 4	04 / Virgin Hills Fm., ob. Frasn	siliziklasten-reicher Mudstone und Wackestone mit Zement-verfüllten Klüften
371-FT020800/1,2	04 / Virgin Hills Fm., ob. Frasn	dunkelroter Mudstone mit Zement-verfüllten Klüften
371-C020800/2	04 / Virgin Hills Fm., ob. Frasn	feinkörniger Stromatolith (M4)
371-T240700/2	07 / Virgin Hills Fm., ob. Frasn	feinkörniger Stromatolith (M4)
371-T240700/1	07 / Virgin Hills Fm., ob. Frasn	feinkörniger Stromatolith (M4)
371-T240700/3	Basis 09 / Virgin Hills Fm., ob. Frasn	Bioklasten-Siliziklasten-Packstone, Zement-Lagen
371-T240700/4	Basis 09 / Virgin Hills Fm., ob. Frasn	Bioklasten-Siliziklasten-Packstone, Zement-Lagen
371-T240700/5	Basis 09 / Virgin Hills Fm., ob. Frasn	agglutinerter Thrombolith (M8)
371-C020800/4-13	Top 09 / Virgin Hills Fm., ob. Frasn	agglutinerter Thrombolith (M8)
371-C260700/1a	14 / Virgin Hills Fm., unt. Famenne	feinkörnig-agglutinerter Stromatolith (M2)
371-C260700/13, 14	14 / Virgin Hills Fm., unt. Famenne	feinkörnig-agglutinerter Stromatolith (M2)
371-T240700/13	15 / Virgin Hills Fm., unt. Famenne	Bioklasten-Wackestone und Lithoklasten-Packstone
371-C260700/3-5	16 / Virgin Hills Fm., unt. Famenne	feinkörnig-agglutinerter Stromatolith (M2)
371-C260700/6b	16 / Virgin Hills Fm., unt. Famenne	Bioklasten-Wackestone
371-C260700/7-10	16 / Virgin Hills Fm., unt. Famenne	feinkörnig-agglutinerter Stromatolith (M2)
371-T240700/14	16 / Virgin Hills Fm., unt. Famenne	feinkörnig-agglutinerter Stromatolith (M2)
371-C020800/1	16 / Virgin Hills Fm., unt. Famenne	agglutinerter Thrombolith (M8)
371-MT250700/3,5,7	16 / Virgin Hills Fm., unt. Famenne	Mudstone mit Zement-verfüllten Klüften
371-FT020800/7, 8	16 / Virgin Hills Fm., unt. Famenne	Mudstone mit <i>Frutexites</i> -Strukturen und Zementlagen
371-T240700/15 - 17	17 / Virgin Hills Fm., unt. Famenne	Wackestone

Anhang 6.4: Probenliste

Die Proben sind am Geowissenschaftlichen Zentrum der Georg-August-Universität Göttingen (GZG), Abteilung Geobiologie, hinterlegt

Lokalität Waggon Pass, South Lawford Range, Canning Basin, Westaustralien

Proben- bezeichnung	Profilhorizont / Stratigraphie	Material, Fazies
WPVHT010800/19	Basis des Profils, Virgin Hills Fm., Famenne	Zementlagen und Internmikrit (Mudstone)
WPT010800/2A, 2B	05 / Virgin Hills Fm., Famenne	Crinoiden-Wackestone
WPT010800/3A, 3B	07 / Virgin Hills Fm., Famenne	Crinoiden-Bioklasten-Wackestone
WPT010800/4	11 / Virgin Hills Fm., Famenne	Crinoiden-Bioklasten-Wackestone
WPT010800/5	17 / Virgin Hills Fm., Famenne	Crinoiden-Bioklasten-Wackestone
WPT010800/6	20 / Virgin Hills Fm., Famenne	Crinoiden-Bioklasten-Wackestone
WPT010800/7	21 / Virgin Hills Fm., Famenne	Crinoiden-Bioklasten-Wackestone
WPT010800/8	24 / Virgin Hills Fm., Famenne	Feinkörniger Stromatolith (M4)
WPT010800/9-11	25 / Virgin Hills Fm., Famenne	Mudstone, dendrolithischer Mikrobialith (M7)
WAG 4/00	25 / Virgin Hills Fm., Famenne	Mudstone, dendrolithischer Mikrobialith (M7)
WAG 5/00	25 / Virgin Hills Fm., Famenne	Mudstone, mikrobielle Fe/Mn-Krusten, lagig
WPT010800/12	26 / Virgin Hills Fm., Famenne	Stromatolith-Thrombolith-Mound (M6)
WPC010800/3	26 / Virgin Hills Fm., Famenne	Stromatolith-Thrombolith-Mound (M6)
CAN18/3 (2000)	26 / Virgin Hills Fm., Famenne	Stromatolith-Thrombolith-Mound (M6)
CAN 12/00	26 / Virgin Hills Fm., Famenne	Stromatolith mit Übergang zum dendrolithischen Mikrobialith
WPC010800/4	28 / Virgin Hills Fm., Famenne	agglutinerter Thrombolith (M8)
WPC010800/5	28 / Virgin Hills Fm., Famenne	agglutinerter Thrombolith (M8)
WPC010800/6	28 / Virgin Hills Fm., Famenne	agglutinerter Thrombolith (M8), breckziert
WPC010800/7	28 / Virgin Hills Fm., Famenne	agglutinerter Thrombolith (M8), breckziert
WPT010800/13	30 / Virgin Hills Fm., Famenne	Crinoiden-Wackestone
WPC010800/8	33 / Virgin Hills Fm., Famenne	agglutinerter Thrombolith (M8), Übergang zum Bioklasten-Wackestone
WPC010800/9-14	33 / Virgin Hills Fm., Famenne	agglutinerter Thrombolith (M8)
WPT010800/14	35 / Virgin Hills Fm., Famenne	Bioklasten-Lithoklasten-Packstone
WPT010800/15	36 / Virgin Hills Fm., Famenne	Bioklasten-Lithoklasten-Packstone
WPC010800/16	36 / Virgin Hills Fm., Famenne	agglutinerter Thrombolith (M8)
WPC010800/19, 20	40 / Virgin Hills Fm., Famenne	agglutinerter Thrombolith (M8), Übergang zum Bioklasten-Lithoklasten-Packstone

Anhang 6.5: Probenliste

Die Proben sind am Geowissenschaftlichen Zentrum der Georg-August-Universität Göttingen (GZG), Abteilung Geobiologie, hinterlegt

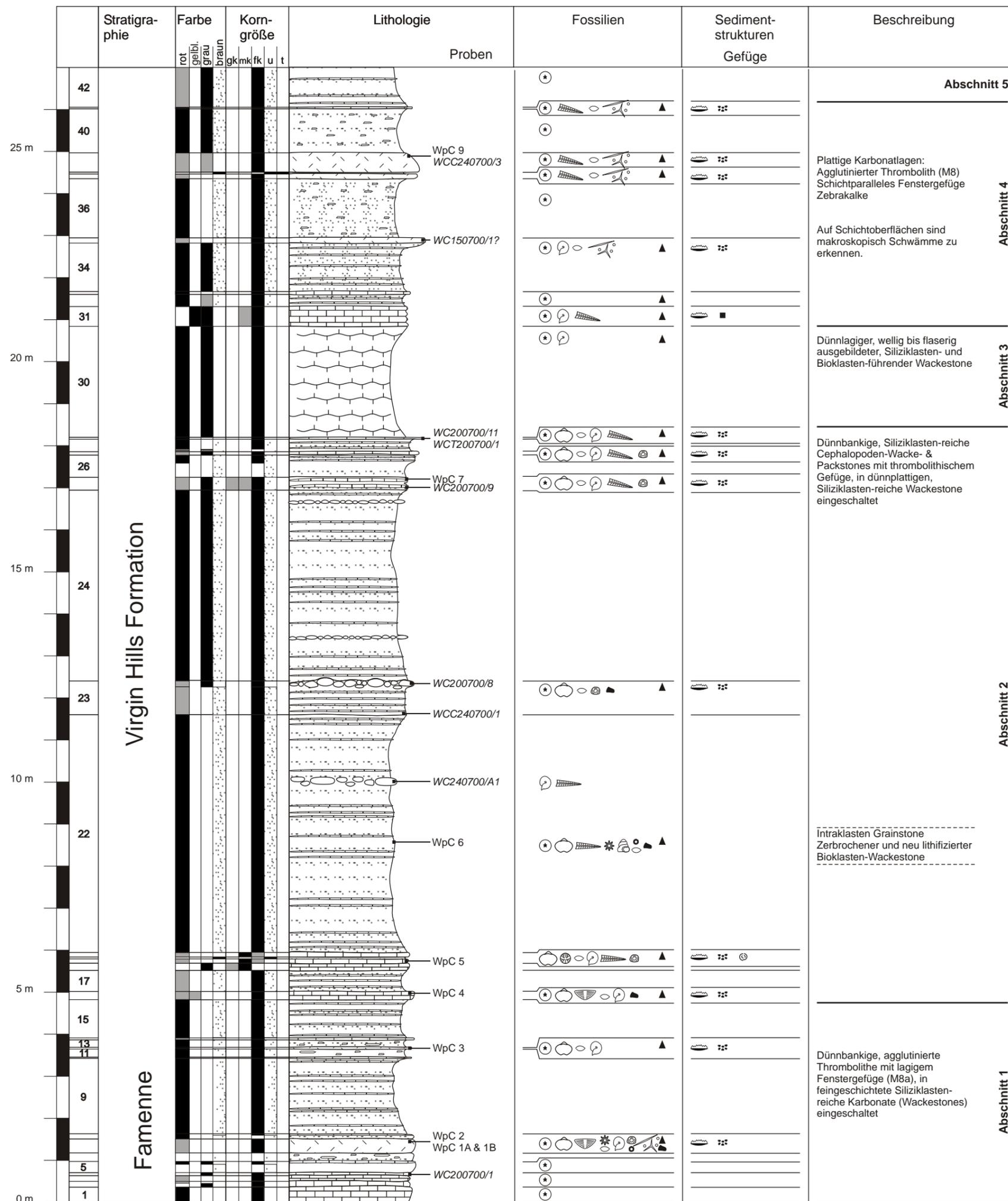
Lokalität Steinbruch Banc Noir, Boulonnais, Frankreich

Proben- bezeichnung	Stratigraphie	Material, Fazies
Boul 2	Membre du Griset, Formation de Blacourt, unt. <i>P. varvus</i> , Givet	<i>Rothpletzella</i> -Mud Mound; Framestone und Bindstone; dicht gepackter Biomikrit
Boul 95 / o. Nr. (A)	Membre du Griset, Formation de Blacourt, unt. <i>P. varvus</i> , Givet	<i>Rothpletzella</i> -Mud Mound; Framestone, Packstone und Bindstone; Biomikrit
Boul 95 / o. Nr. (B)	Membre du Griset, Formation de Blacourt, unt. <i>P. varvus</i> , Givet	<i>Rothpletzella</i> -Mud Mound; Framestone, Wackestone, und Bindstone; Biomikrit
Boul 95 / A3	Membre du Griset, Formation de Blacourt, unt. <i>P. varvus</i> , Givet	<i>Rothpletzella</i> -Mud Mound; Wackestone und Bindstone; Biomikrit
Boul 95 / A5 (A)	Membre du Griset, Formation de Blacourt, unt. <i>P. varvus</i> , Givet	<i>Rothpletzella</i> -Mud Mound; Framestone und Wackestone; dicht gepackter Biomikrit, und Biomikrit
Boul 95 / A5 (B)	Membre du Griset, Formation de Blacourt, unt. <i>P. varvus</i> , Givet	<i>Rothpletzella</i> -Mud Mound; Framestone, Wackestone, und Bindstone; Biomikrit
Boul 95 / A6	Membre du Griset, Formation de Blacourt, unt. <i>P. varvus</i> , Givet	<i>Rothpletzella</i> -Mud Mound; Framestone, Packstone, und Bindstone; Biomikrit
Boul 95 / A7	Membre du Griset, Formation de Blacourt, unt. <i>P. varvus</i> , Givet	Stromatolith; Bindstone; Pelmikrit
Boul 95 / A34	Membre du Griset, Formation de Blacourt, unt. <i>P. varvus</i> , Givet	Stromatolith; Bindstone und Mudstone; Pelmikrit
B14	Membre du Griset, Formation de Blacourt, unt. <i>P. varvus</i> , Givet	<i>Rothpletzella</i> -Mud Mound; Framestone, Wackestone, und Bindstone; Biomikrit
B17	Membre du Griset, Formation de Blacourt, unt. <i>P. varvus</i> , Givet	<i>Rothpletzella</i> -Mud Mound; Framestone, Packstone, und Bindstone; dicht gepackter Biomikrit
Boul 95 / 35	Membre du Griset, Formation de Blacourt, unt. <i>P. varvus</i> , Givet	<i>Rothpletzella</i> -Mud Mound; Framestone, Wackestone und Bindstone; Biomikrit
Boul 95 (j)	Membre du Griset, Formation de Blacourt, unt. <i>P. varvus</i> , Givet	<i>Rothpletzella</i> -Mud Mound; Framestone, Wackestone und Bindstone; Biomikrit

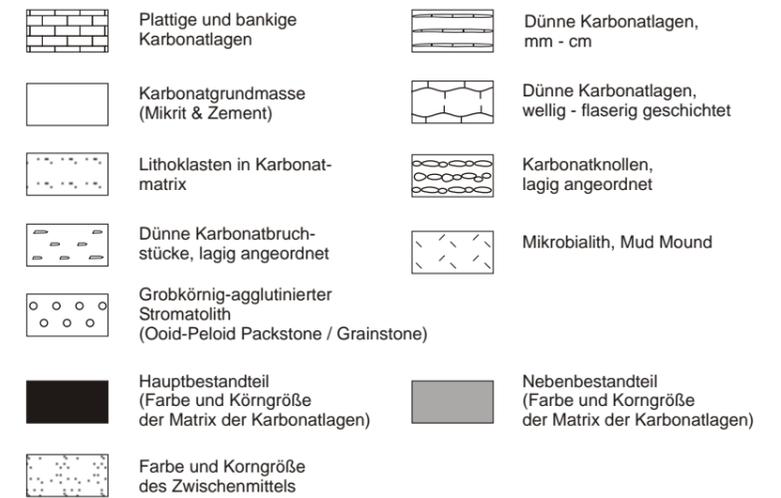
Anhang 7.1a:

Profil: Wapet C

Profilhöhe (m): 0 - 27



Legende

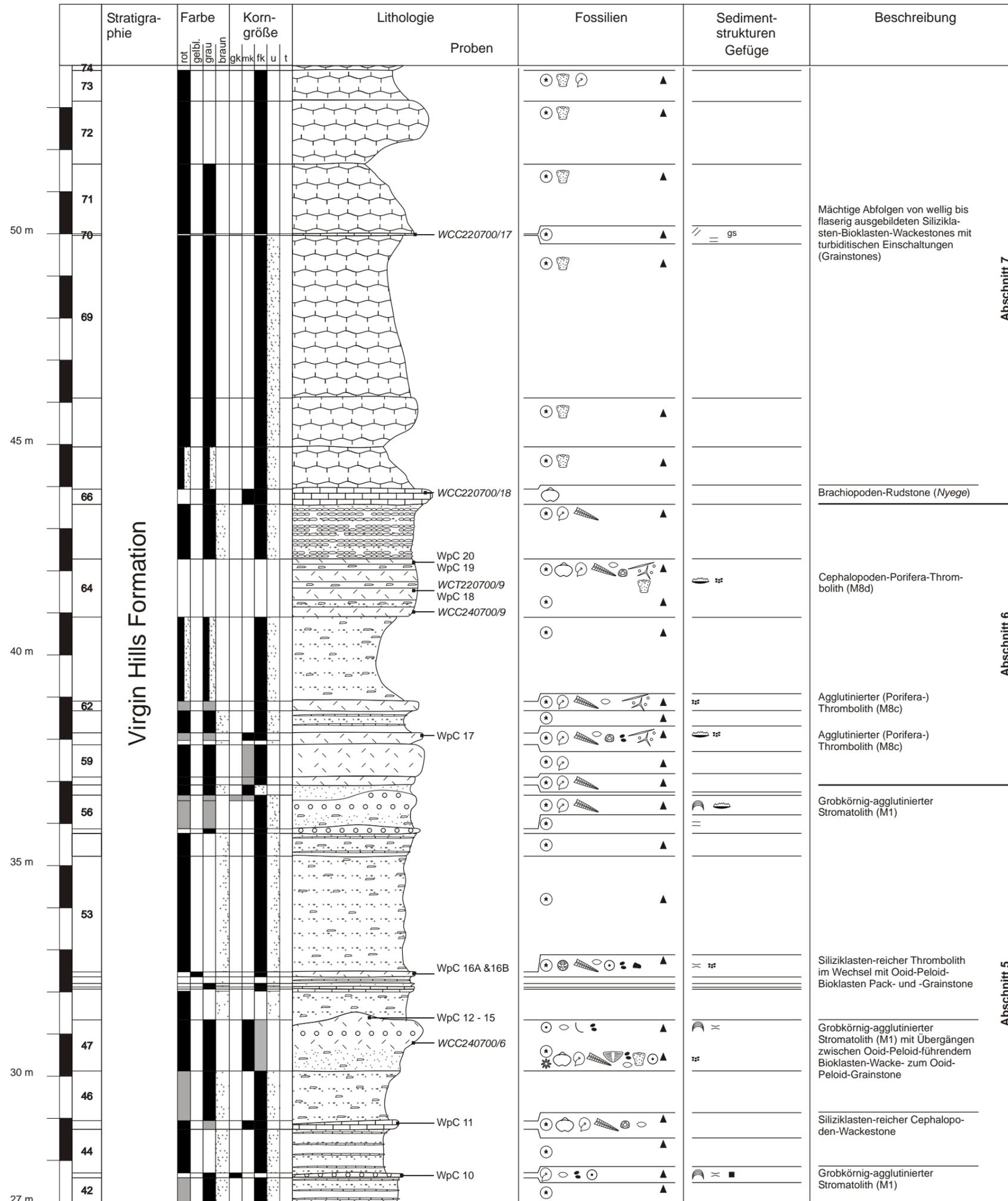


- | | | | |
|----|---------------------------|---|--------------------------|
| gk | grobkristallin | u | Silt |
| mk | mittelkristallin | t | Ton |
| fk | feinkristallin | | |
| | Stromatactis | | Ammonoideen |
| | Thrombolithisches Gefüge | | Orthocone Nautiloideen |
| | Stromatolithisches Gefüge | | Gastropoden |
| | Lamination | | Bivalven |
| | Schrägschichtung | | Brachiopoden |
| | Flaserschichtung | | Ostracoden |
| gs | Gradierte Schichtung | | Bryozoen |
| ■ | Pyrit | | Trilobiten |
| ▲ | Lithoklasten | | Demospongiae / Skleren |
| ▲ | Intraklasten | | Hexactinellida / Skleren |
| ⊙ | Bioturbation | ● | Terebella |
| | | ⊙ | Serpeln |
| | | ⊙ | Ooide |
| | | ● | Peloide |
| | | | Rothpletzella |
| | | | Renalcis |
| | Rugose Korallen | | |
| | Tabulate Korallen | | |
| | Heterokorallen | | |
| ⊙ | Crinoiden | | |
| ✱ | Echinodermenklasten | | |
| | Tentakuliten | | |
- WpC 2 bearbeitete Proben
WC200700/1 nicht bearbeitete Proben

Anhang 7.1b:

Profil: Wapet C

Profilhöhe (m): 27 - 54



Legende

- | | | | |
|--|---|--|---|
| | Plattige und bankige Karbonatlagen | | Dünne Karbonatlagen, mm - cm |
| | Karbonatgrundmasse (Mikrit & Zement) | | Dünne Karbonatlagen, wellig - flaserig geschichtet |
| | Lithoklasten in Karbonatmatrix | | Karbonatknollen, lagig angeordnet |
| | Dünne Karbonatbruchstücke, lagig angeordnet | | Mikrobalith, Mud Mound |
| | Grobkörnig-agglutiniertes Stromatolith (Ooid-Peloid Packstone / Grainstone) | | |
| | Hauptbestandteil (Farbe und Korngröße der Matrix der Karbonatlagen) | | Nebenbestandteil (Farbe und Korngröße der Matrix der Karbonatlagen) |
| | Farbe und Korngröße des Zwischenmittels | | |

- | | | | |
|----|------------------|---|------|
| gk | grobkristallin | u | Silt |
| mk | mittelkristallin | t | Ton |
| fk | feinkristallin | | |

- | | | | |
|----|---------------------------|---|--------------------------|
| | Stromatactis | | Ammonoideen |
| | Thrombolithisches Gefüge | | Orthocone Nautiloideen |
| | Stromatolithisches Gefüge | | Gastropoden |
| | Lamination | | Bivalven |
| | Schrägschichtung | | Brachiopoden |
| | Flaserschichtung | | Ostracoden |
| gs | Gradierte Schichtung | | Bryozoen |
| ■ | Pyrit | | Trilobiten |
| ▲ | Lithoklasten | | Demospongiae / Skleren |
| ▲ | Intraklasten | | Hexactinellida / Skleren |
| ⊙ | Bioturbation | ● | Terebella |
| | Rugose Korallen | ⊙ | Serpeln |
| | Tabulate Korallen | ⊙ | Ooide |
| | Heterokorallen | ● | Peloide |
| ⊙ | Crinoiden | | Rothpletzella |
| | Echinodermenklasten | | Renalcis |
| | Tentakuliten | | |

- | | |
|-------------|--------------------------|
| WpC 2 | bearbeitete Proben |
| WCC200700/1 | nicht bearbeitete Proben |

Abschnitt 7

Abschnitt 6

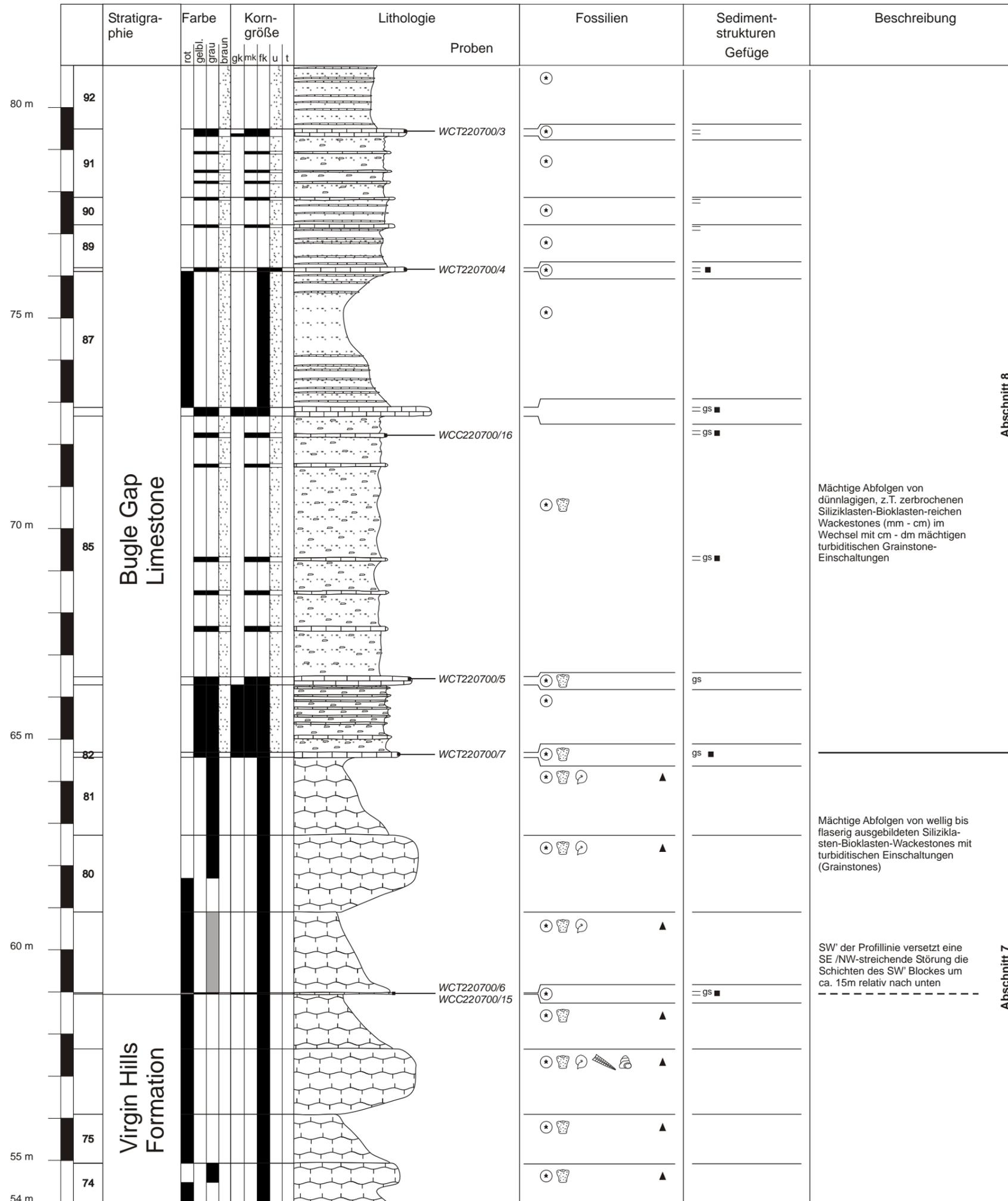
Abschnitt 5

Virgin Hills Formation

Anhang 7.1c:

Profil: Wapet C

Profilhöhe (m): 54 - 81



Abschnitt 8

Abschnitt 7

Legende

	Plattige und bankige Karbonatlagen		Dünne Karbonatlagen, mm - cm
	Karbonatgrundmasse (Mikrit & Zement)		Dünne Karbonatlagen, wellig - flaserig geschichtet
	Lithoklasten in Karbonatmatrix		Karbonatknollen, lagig angeordnet
	Dünne Karbonatbruchstücke, lagig angeordnet		Mikrobialith, Mud Mound
	Grobkörnig-agglutinierter Stromatolith (Ooid-Peloid Packstone / Grainstone)		
	Hauptbestandteil (Farbe und Korngröße der Matrix der Karbonatlagen)		Nebenbestandteil (Farbe und Korngröße der Matrix der Karbonatlagen)
	Farbe und Korngröße des Zwischenmittels		

gk	grobkristallin	u	Silt
mk	mittelkristallin	t	Ton
fk	feinkristallin		

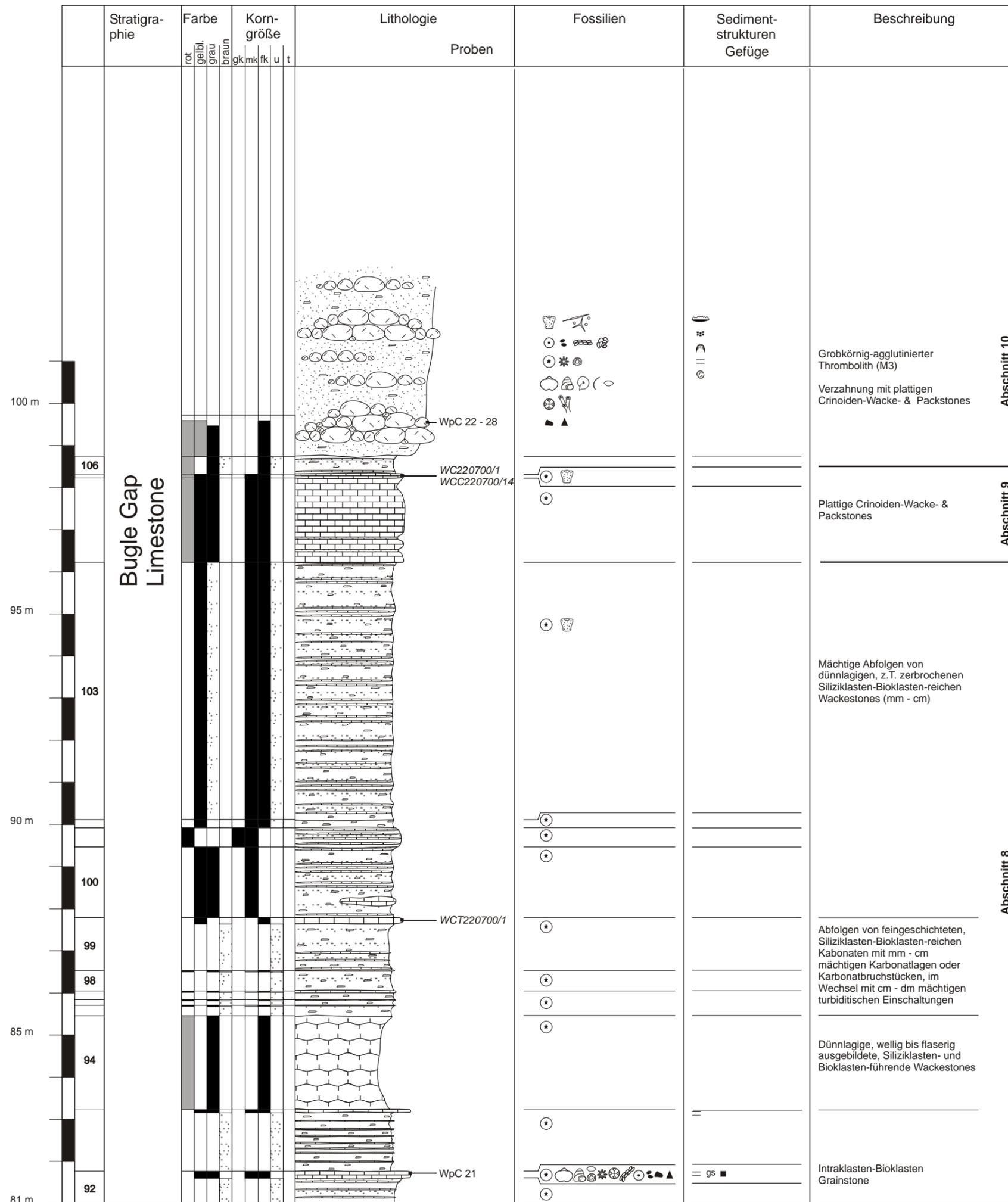
	Stromatactis		Ammonoideen
	Thrombolithisches Gefüge		Orthocone Nautiloideen
	Stromatolithisches Gefüge		Gastropoden
	Lamination		Bivalven
	Schrägschichtung		Brachiopoden
	Flaserschichtung		Ostracoden
gs	Gradierte Schichtung		Bryozoen
■	Pyrit		Trilobiten
▲	Lithoklasten		Demospongiae / Skleren
▲	Intraklasten		Hexactinellida / Skleren
⊙	Bioturbation	●	Terebella
	Rugose Korallen	⊙	Serpeln
	Tabulate Korallen	⊙	Ooide
	Heterokorallen	●	Peloide
⊙	Crinoiden		Rothpletzella
	Echinodermenklasten		Renalcis
	Tentakuliten		

WpC 2 bearbeitete Proben
 WC200700/1 nicht bearbeitete Proben

Anhang 7.1d:

Profil: Wapet C

Profilhöhe (m): 81 - 103



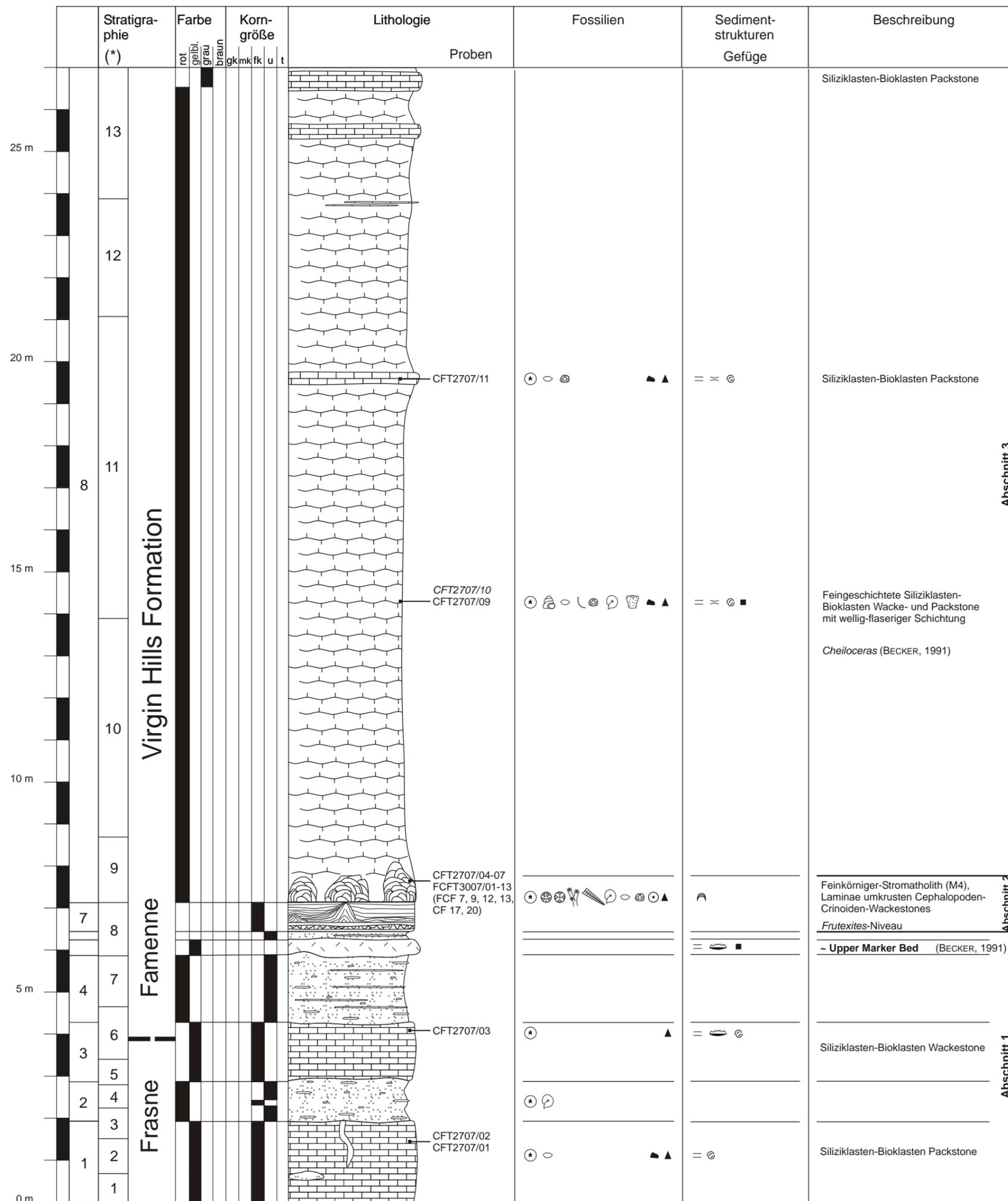
Legende

	Plattige und bankige Karbonatlagen		Dünne Karbonatlagen, mm - cm
	Karbonatgrundmasse (Mikrit & Zement)		Dünne Karbonatlagen, wellig - flaserig geschichtet
	Lithoklasten in Karbonatmatrix		Karbonatknollen, lagig angeordnet
	Dünne Karbonatbruchstücke, lagig angeordnet		Mikrobialith, Mud Mound
	Grobkörnig-agglutinerter Stromatolith (Ooid-Peloid Packstone / Grainstone)		
	Hauptbestandteil (Farbe und Körngröße der Matrix der Karbonatlagen)		Nebenbestandteil (Farbe und Körngröße der Matrix der Karbonatlagen)
	Farbe und Körngröße des Zwischenmittels		

gk	grobkristallin	u	Silt
mk	mittelkristallin	t	Ton
fk	feinkristallin		

	Stromatactis		Ammonoideen
	Thrombolithisches Gefüge		Orthocone Nautiloideen
	Stromatolithisches Gefüge		Gastropoden
	Lamination		Bivalven
	Schrägschichtung		Brachiopoden
	Flaserschichtung		Ostracoden
gs	Gradierte Schichtung		Bryozoen
■	Pyrit		Trilobiten
▲	Lithoklasten		Demospongiae / Skleren
▲	Intraklasten		Hexactinellida / Skleren
⊙	Bioturbation	●	Terebella
		⊙	Serpeln
	Rugose Korallen	⊙	Ooide
	Tabulate Korallen	●	Peloide
	Heterokorallen		Rothpletzella
⊙	Crinoiden		Renalcis
✱	Echinodermenklasten		
	Tentakuliten		

WpC 2 bearbeitete Proben
WCC200700/1 nicht bearbeitete Proben

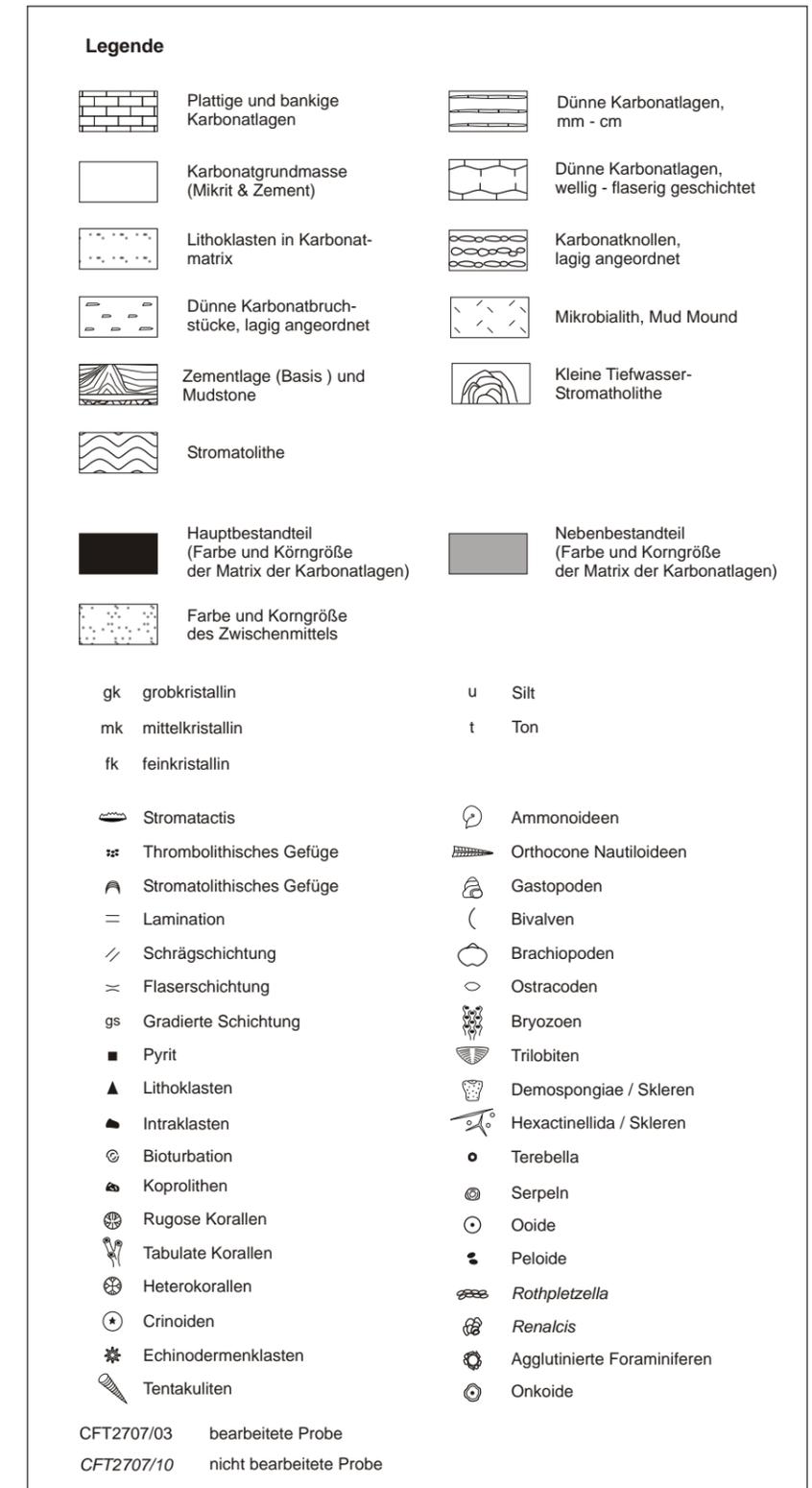


Anhang 7.2a:

Profil: Casey Falls

Profilhöhe (m): 0 - 27

(*) Nummerierung nach Becker et al., 1991

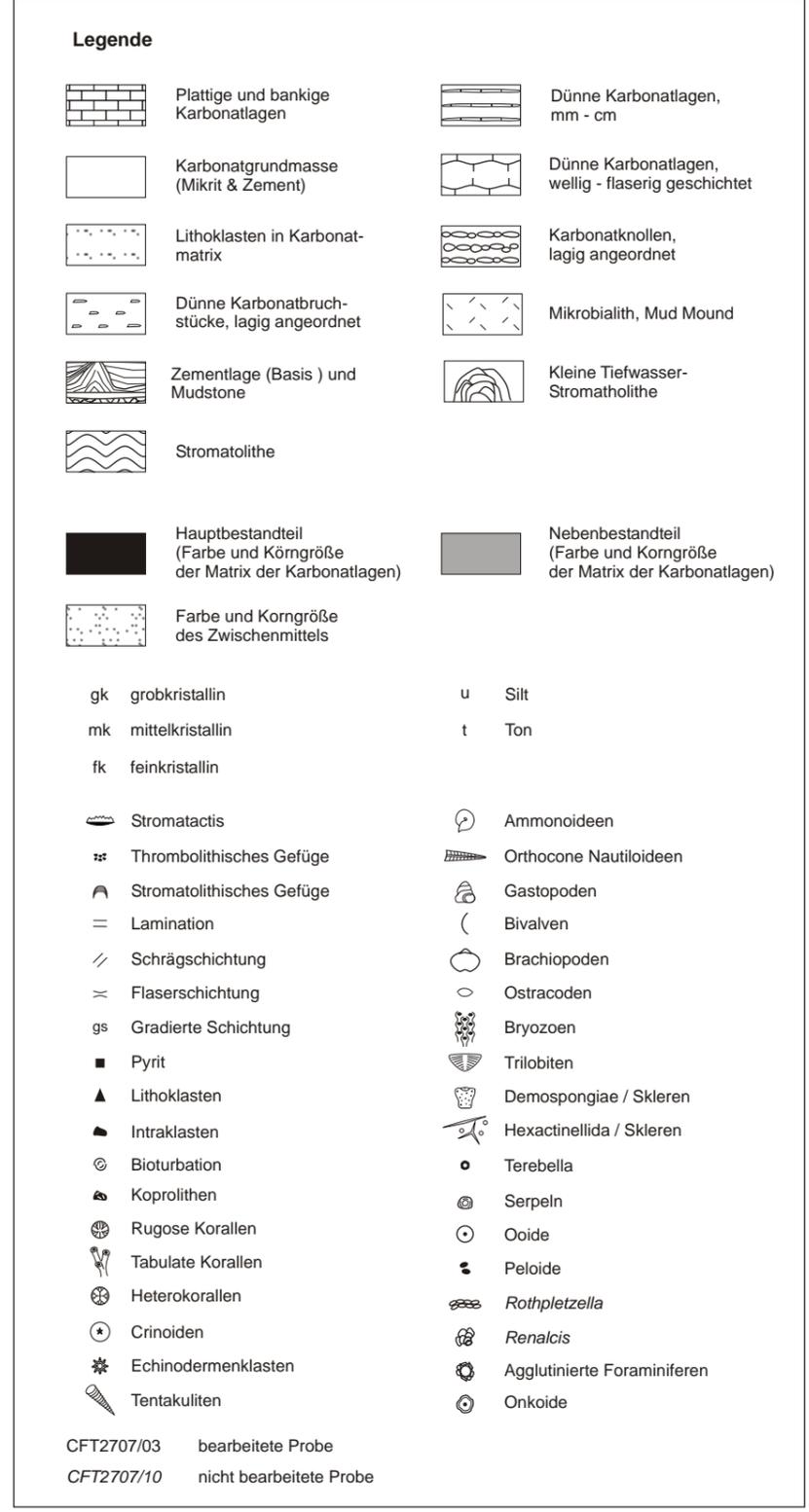
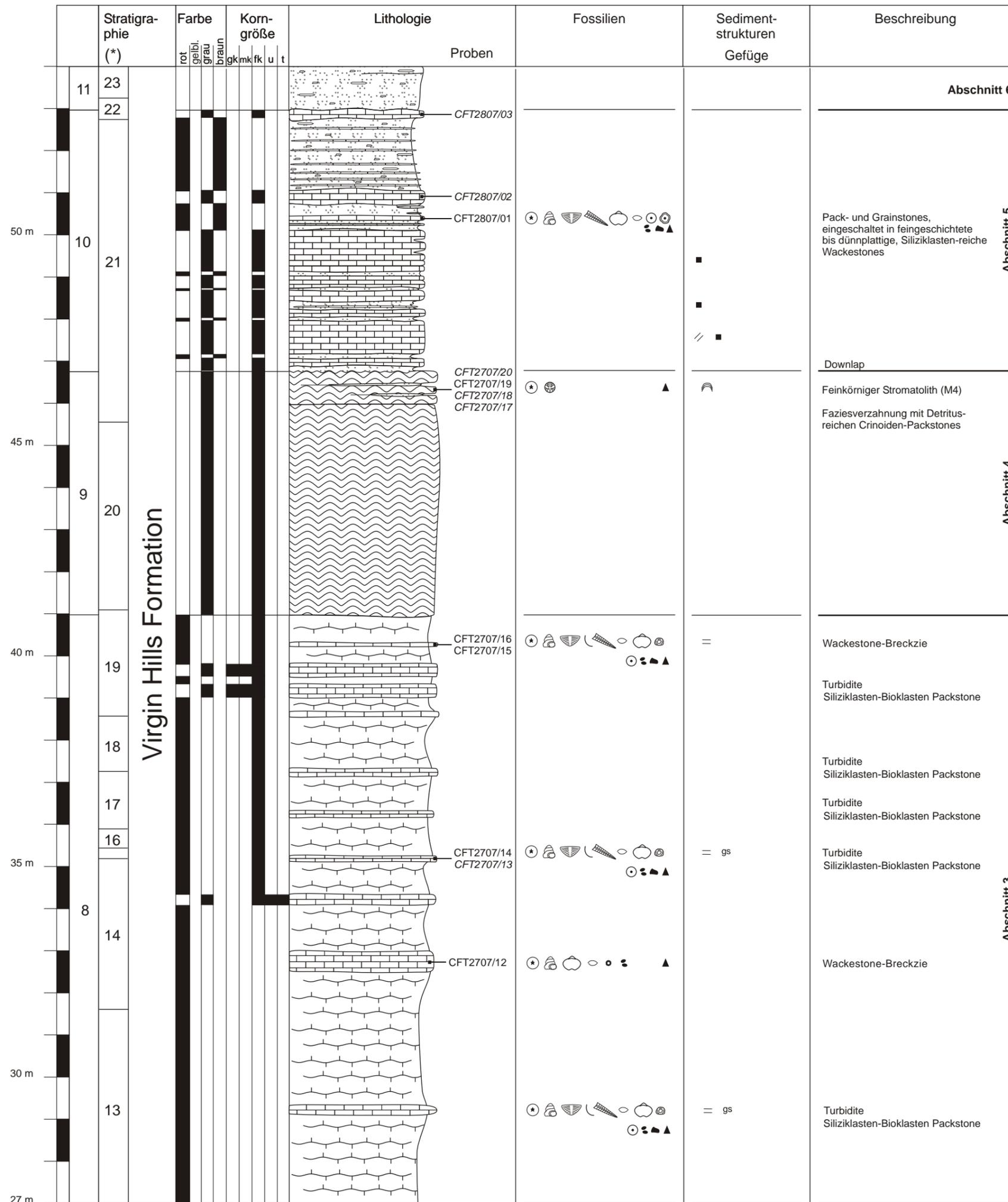


Anhang 7.2b:

Profil: Casey Falls

Profilhöhe (m): 27 - 54

(*) Nummerierung nach Becker et al., 1991

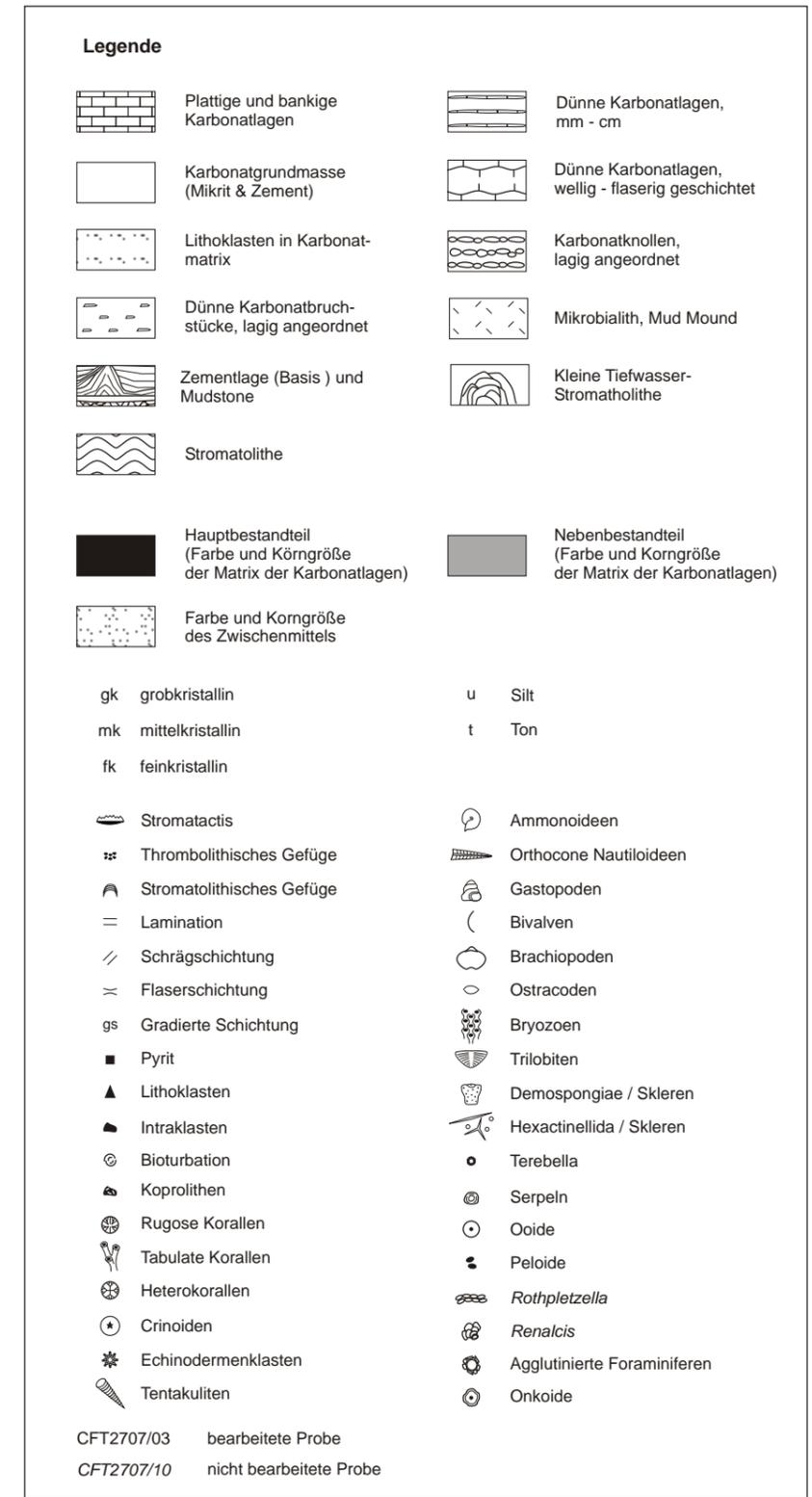
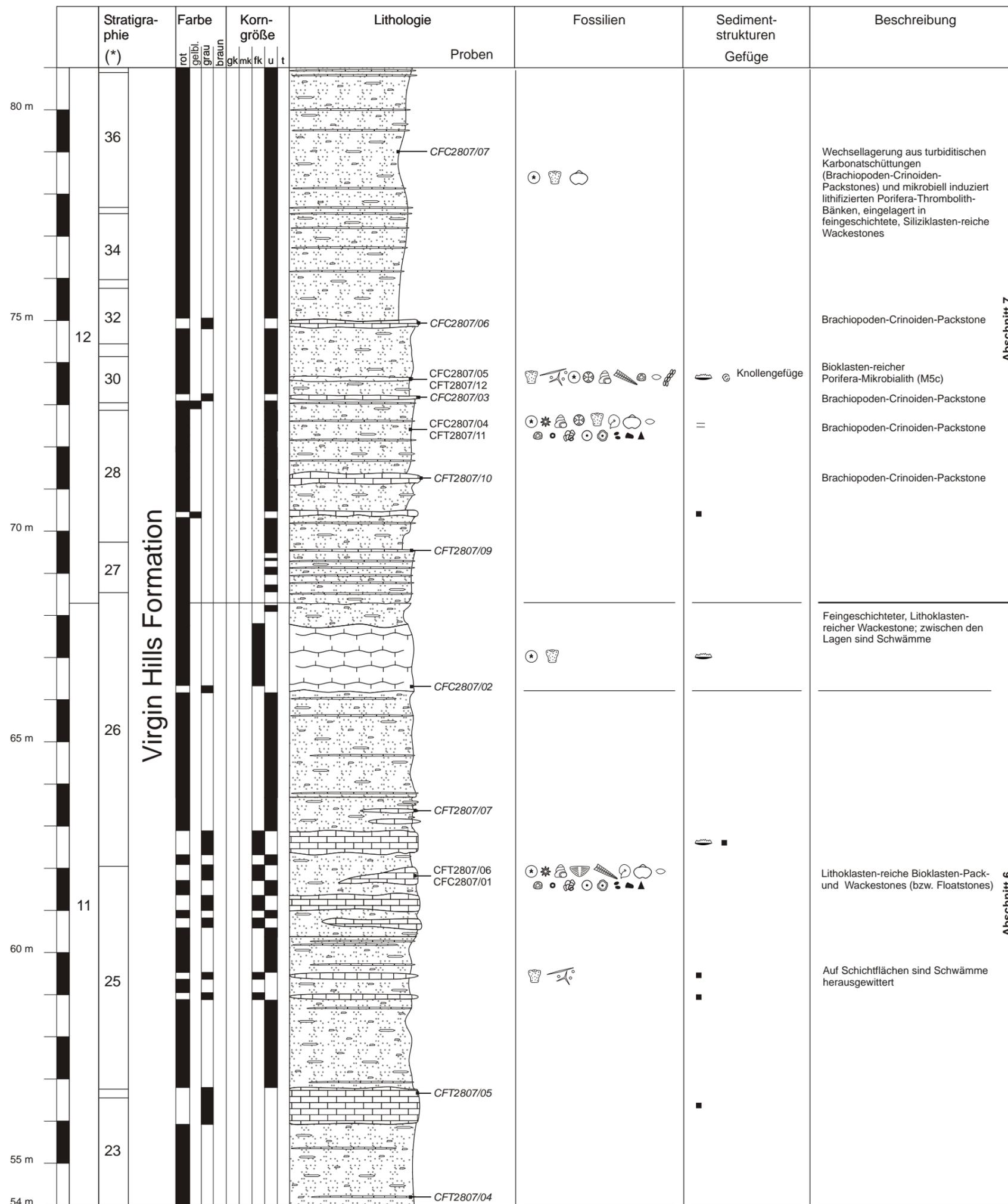


Anhang 7.2c:

Profil: Casey Falls

Profilhöhe (m): 54 - 81

(*) Nummerierung nach Becker et al., 1991

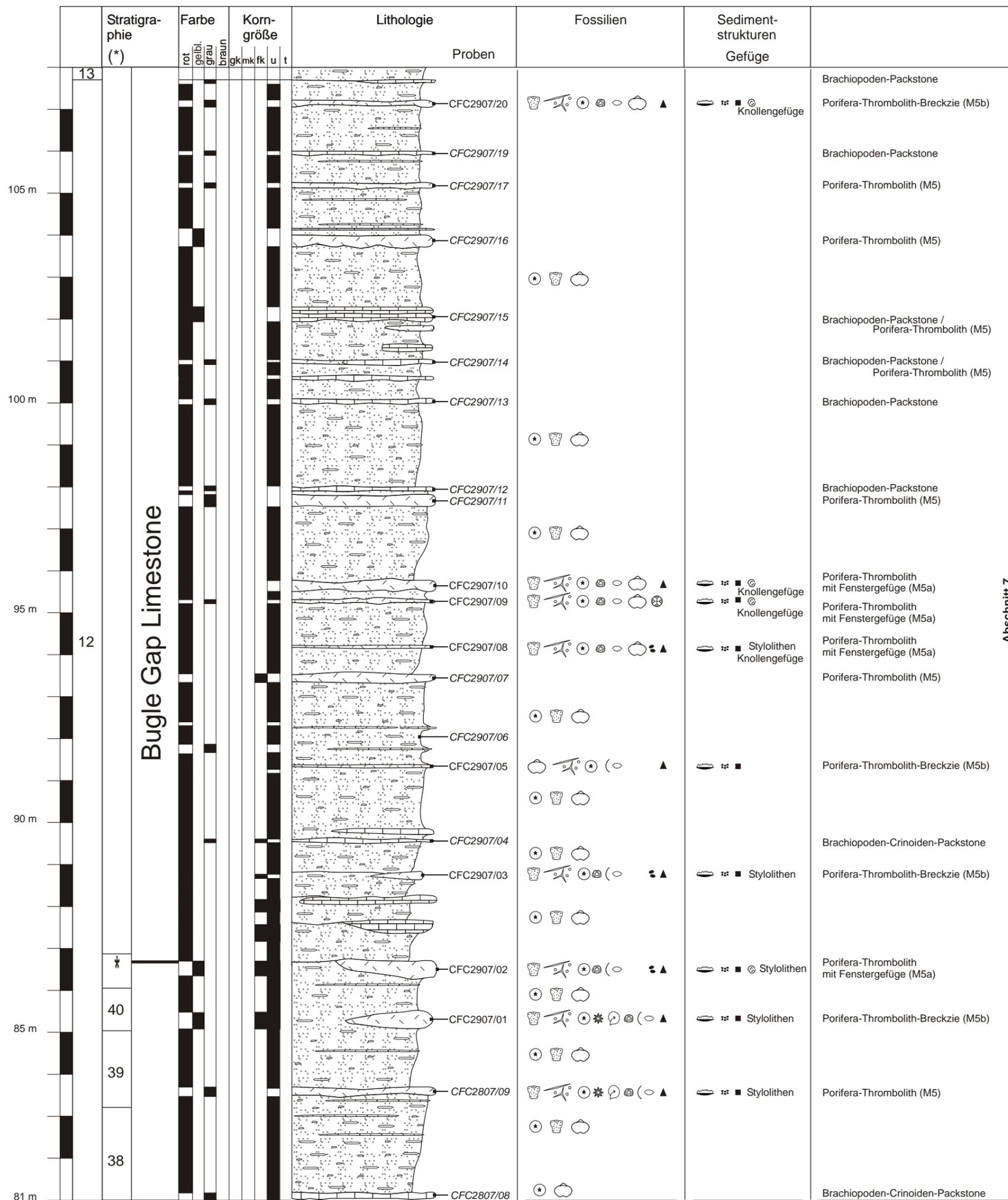


Anhang 7.2d:

Profil: Casey Falls

Profilhöhe (m): 81 - 108

(*) Nummerierung nach Becker et al., 1991



Abschnitt 7

Legende

	Plattige und bankige Karbonatlagen		Dünne Karbonatlagen, mm - cm
	Karbonatgrundmasse (Mikrit & Zement)		Dünne Karbonatlagen, wellig - flaserig geschichtet
	Lithoklasten in Karbonatmatrix		Karbonatknollen, lagig angeordnet
	Dünne Karbonatbruchstücke, lagig angeordnet		Mikrobalith, Mud Mound
	Zementlage (Basis) und Mudstone		Kleine Tiefwasser-Stromatolithen
	Stromatolithe		
	Hauptbestandteil (Farbe und Korngröße der Matrix der Karbonatlagen)		Nebenbestandteil (Farbe und Korngröße der Matrix der Karbonatlagen)
	Farbe und Korngröße des Zwischenmittels		

gk	grobkristallin	u	Silt
mk	mittelkristallin	t	Ton
fk	feinkristallin		

	Stromatactis		Ammonoideen
	Thrombolithisches Gefüge		Orthocone Nautiloideen
	Stromatolithisches Gefüge		Gastropoden
	Lamination		Bivalven
	Schrägschichtung		Brachiopoden
	Flaserschichtung		Ostracoden
gs	Gradierte Schichtung		Bryozoen
	Pyrit		Trilobiten
	Lithoklasten		Demospongiae / Skleren
	Intraklasten		Hexactinellida / Skleren
	Bioturbation		Terebella
	Koprolithen		Serpeln
	Rugose Korallen		Ooide
	Tabulate Korallen		Peloide
	Heterokorallen		Rothpletzella
	Crinoiden		Renalcis
	Echinodermenklasten		Agglutinierte Foraminiferen
	Tentakuliten		Onkoide

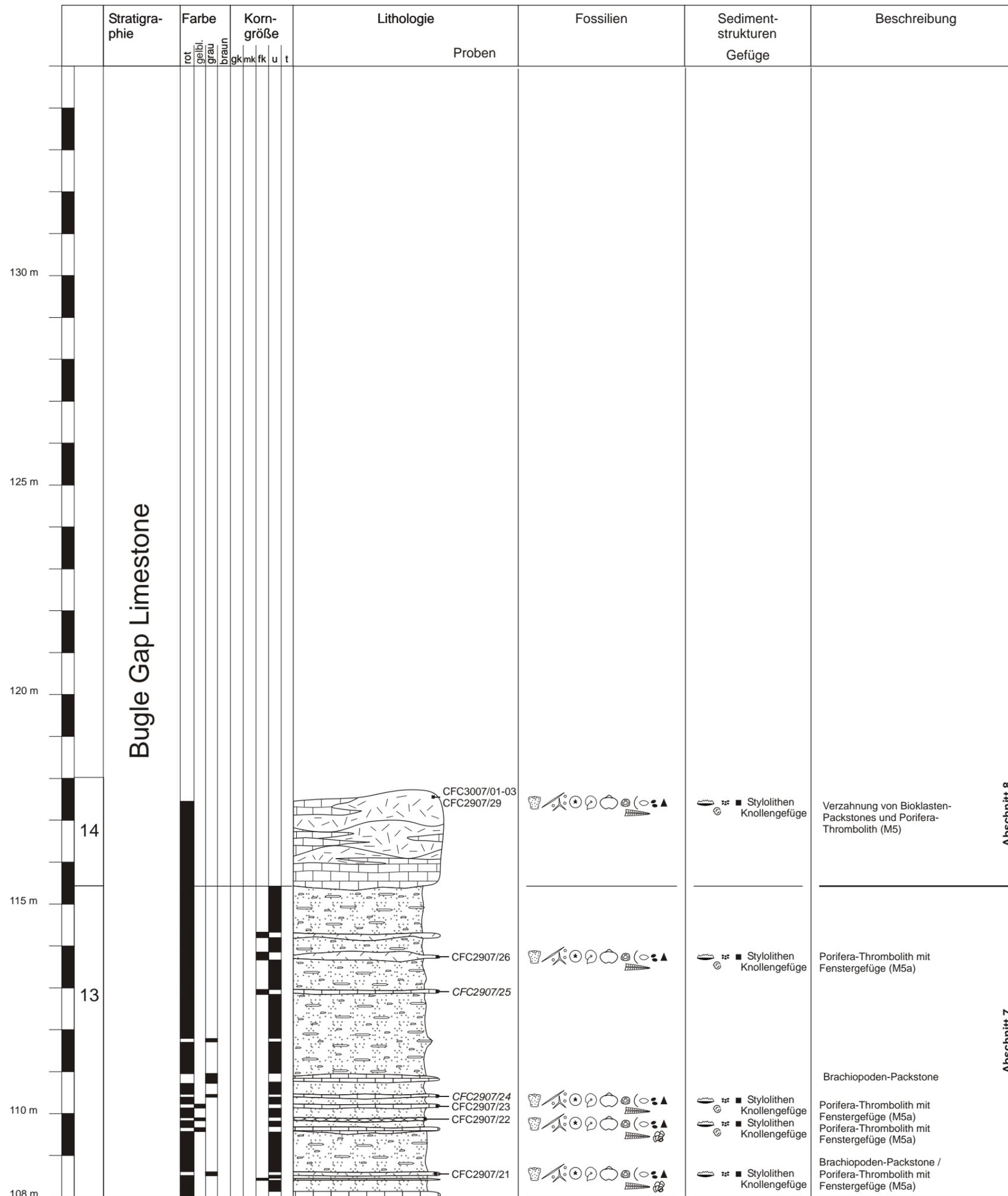
CFT2707/03 bearbeitete Probe
 CFT2707/10 nicht bearbeitete Probe

Anhang 7.2e:

Profil: Casey Falls

Profilhöhe (m): 108 - 116

(*) Nummerierung nach Becker et al., 1991



Legende

- | | | | |
|----|---|---|---|
| | Plattige und bankige Karbonatlagen | | Dünne Karbonatlagen, mm - cm |
| | Karbonatgrundmasse (Mikrit & Zement) | | Dünne Karbonatlagen, wellig - flaserig geschichtet |
| | Lithoklasten in Karbonatmatrix | | Karbonatknollen, lagig angeordnet |
| | Dünne Karbonatbruchstücke, lagig angeordnet | | Mikrobalith, Mud Mound |
| | Zementlage (Basis) und Mudstone | | Kleine Tiefwasser-Stromatolith |
| | Stromatolithe | | |
| | Hauptbestandteil (Farbe und Korngröße der Matrix der Karbonatlagen) | | Nebenbestandteil (Farbe und Korngröße der Matrix der Karbonatlagen) |
| | Farbe und Korngröße des Zwischenmittels | | |
| gk | grobkristallin | u | Silt |
| mk | mittelkristallin | t | Ton |
| fk | feinkristallin | | |
| | Stromatactis | | Ammonoideen |
| | Thrombolithisches Gefüge | | Orthocone Nautiloideen |
| | Stromatolithisches Gefüge | | Gastopoden |
| | Lamination | | Bivalven |
| | Schrägschichtung | | Brachiopoden |
| | Flaserschichtung | | Ostracoden |
| gs | Gradierte Schichtung | | Bryozoen |
| ■ | Pyrit | | Trilobiten |
| ▲ | Lithoklasten | | Demospongiae / Skleren |
| ▲ | Intraklasten | | Hexactinellida / Skleren |
| | Bioturbation | ● | Terebella |
| | Koprolithen | ⊙ | Serpeln |
| | Rugose Korallen | ○ | Ooide |
| | Tabulate Korallen | ● | Peloide |
| | Heterokorallen | | Rothpletzella |
| ⊙ | Crinoiden | | Renalcis |
| | Echinodermenklasten | | Agglutinierte Foraminiferen |
| | Tentakuliten | ⊙ | Onkoide |

CFT2707/03 bearbeitete Probe
 CFT2707/10 nicht bearbeitete Probe

Abschnitt 8

Abschnitt 7

Bugle Gap Limestone

14

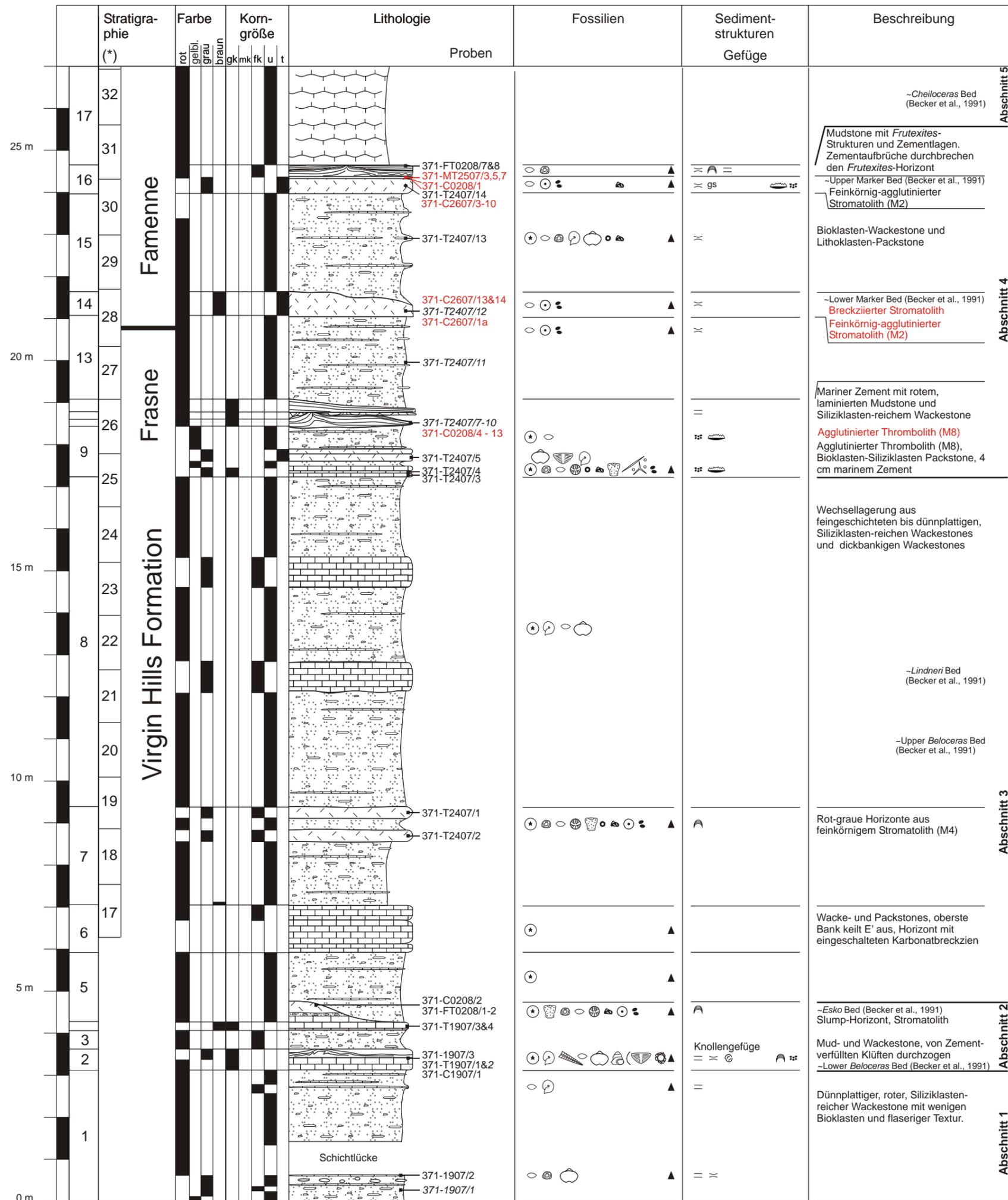
13

Anhang 7.3a:

Profil: 371 B

Profilhöhe (m): 0 - 27

(*): Nummerierung nach Becker et al., 1991



Legende

- | | | | |
|----|---|---|---|
| | Plattige und bankige Karbonatlagen | | Dünne Karbonatlagen, mm - cm |
| | Karbonatgrundmasse (Mikrit & Zement) | | Dünne Karbonatlagen, wellig - flaserig geschichtet |
| | Lithoklasten in Karbonatmatrix | | Karbonatknollen, lagig angeordnet |
| | Dünne Karbonatbruchstücke, lagig angeordnet | | Mikrobalith, Mud Mound |
| | Mariner Zement | | |
| | Hauptbestandteil (Farbe und Korngröße der Matrix der Karbonatlagen) | | Nebenbestandteil (Farbe und Korngröße der Matrix der Karbonatlagen) |
| | Farbe und Korngröße des Zwischenmittels | | |
| gk | grobkristallin | u | Silt |
| mk | mittelkristallin | t | Ton |
| fk | feinkristallin | | |
| | Stromatactis | | Ammonoideen |
| | Thrombolithisches Gefüge | | Orthocone Nautiloideen |
| | Stromatolithisches Gefüge | | Gastropoden |
| | Lamination | | Bivalven |
| | Schrägschichtung | | Brachiopoden |
| | Flaserschichtung | | Ostracoden |
| | Gradierte Schichtung | | Bryozoen |
| | Pyrit | | Trilobiten |
| | Lithoklasten | | Demospongiae / Skleren |
| | Intraklasten | | Hexactinellida / Skleren |
| | Bioturbation | | Terebella |
| | Koprolithen | | Serpeln |
| | Rugose Korallen | | Ooide |
| | Tabulate Korallen | | Peloide |
| | Heterokorallen | | Rothpletzella |
| | Crinoiden | | Renalcis |
| | Echinodermenklasten | | Agglutinierte Foraminiferen |
| | Tentakuliten | | |

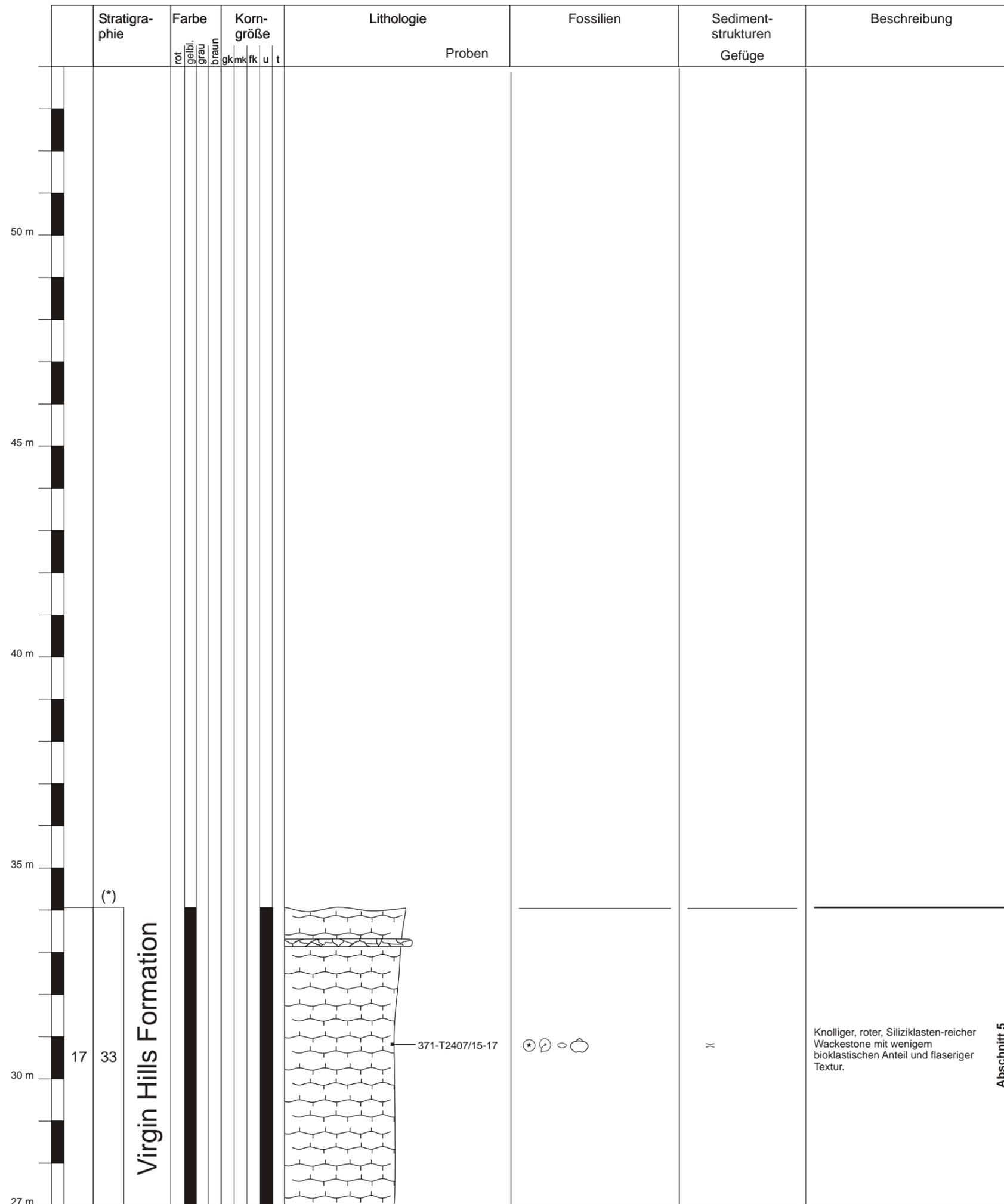
371-T2407/13 bearbeitete Probe
 371-T2407/12 nicht bearbeitete Probe
 371-C2607/13&14 gleicher Horizont, aber nicht Profil

Anhang 7.3b:

Profil: 371 B

Profilhöhe (m): 27 - 34,10

(*): Nummerierung nach Becker et al., 1991



Legende

- | | | | |
|----|---|---|---|
| | Plattige und bankige Karbonatlagen | | Dünne Karbonatlagen, mm - cm |
| | Karbonatgrundmasse (Mikrit & Zement) | | Dünne Karbonatlagen, wellig - flaserig geschichtet |
| | Lithoklasten in Karbonatmatrix | | Karbonatknollen, lagig angeordnet |
| | Dünne Karbonatbruchstücke, lagig angeordnet | | Mikrobialith, Mud Mound |
| | Mariner Zement | | |
| | Hauptbestandteil (Farbe und Korngröße der Matrix der Karbonatlagen) | | Nebenbestandteil (Farbe und Korngröße der Matrix der Karbonatlagen) |
| | Farbe und Korngröße des Zwischenmittels | | |
| gk | grobkristallin | u | Silt |
| mk | mittelkristallin | t | Ton |
| fk | feinkristallin | | |
| | Stromatactis | | Ammonoideen |
| | Thrombolithisches Gefüge | | Orthocone Nautiloideen |
| | Stromatolithisches Gefüge | | Gastropoden |
| | Lamination | | Bivalven |
| | Schrägschichtung | | Brachiopoden |
| | Flaserschichtung | | Ostracoden |
| gs | Gradierte Schichtung | | Bryozoen |
| | Pyrit | | Trilobiten |
| | Lithoklasten | | Demospongiae / Skleren |
| | Intraklasten | | Hexactinellida / Skleren |
| | Bioturbation | | Terebella |
| | Koprolithen | | Serpeln |
| | Rugose Korallen | | Ooide |
| | Tabulate Korallen | | Peloide |
| | Heterokorallen | | Rothpletzella |
| | Crinoiden | | Renalcis |
| | Echinodermenklasten | | Agglutinierte Foraminiferen |
| | Tentakuliten | | |

371-T2407/13 bearbeitete Probe
 371-T2407/12 nicht bearbeitete Probe
 371-C2607/13&14 gleicher Horizont, aber nicht Profil

Knolliger, roter, Siliziklasten-reicher Wackestone mit wenigem bioklastischen Anteil und flaseriger Textur.

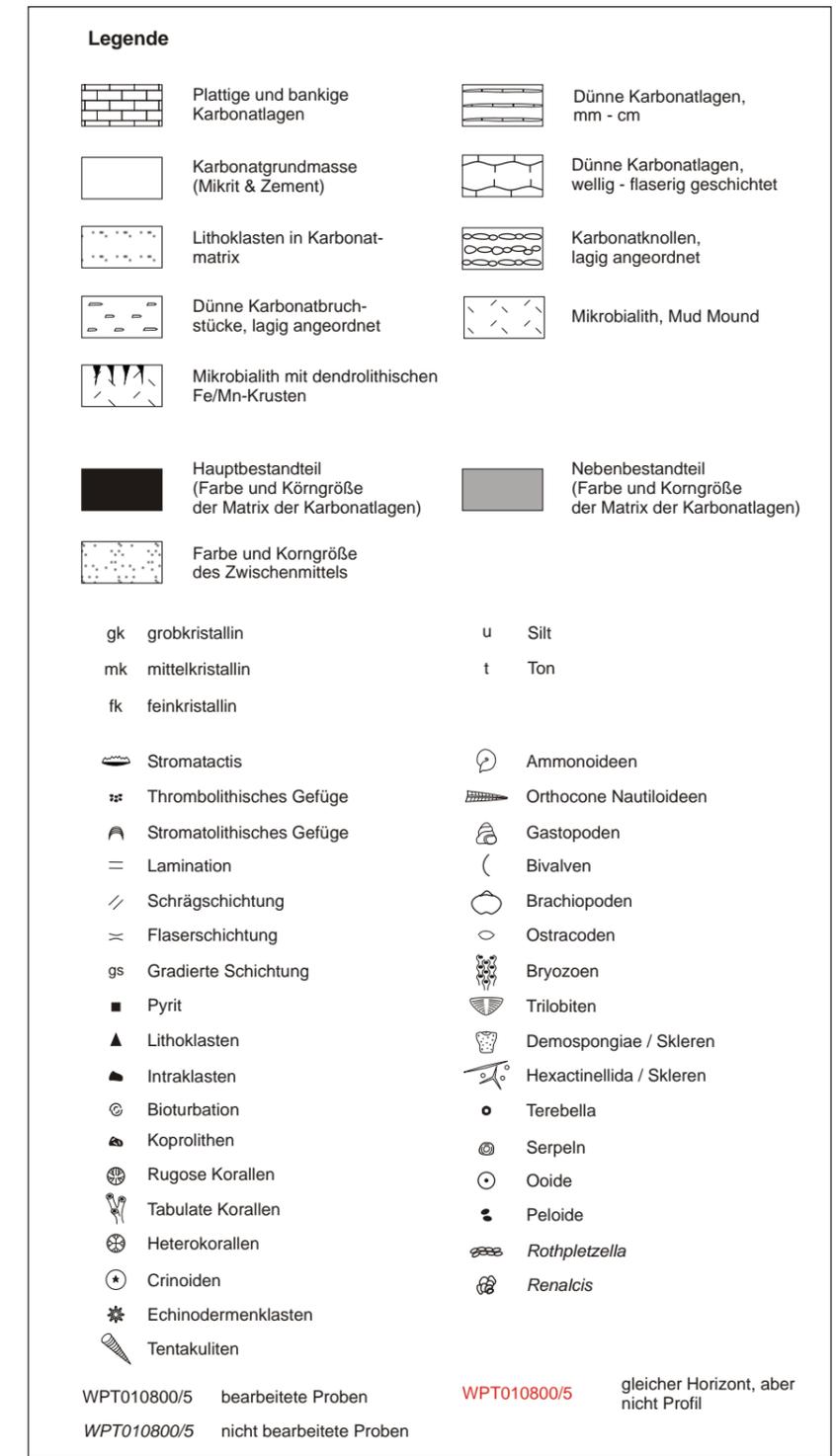
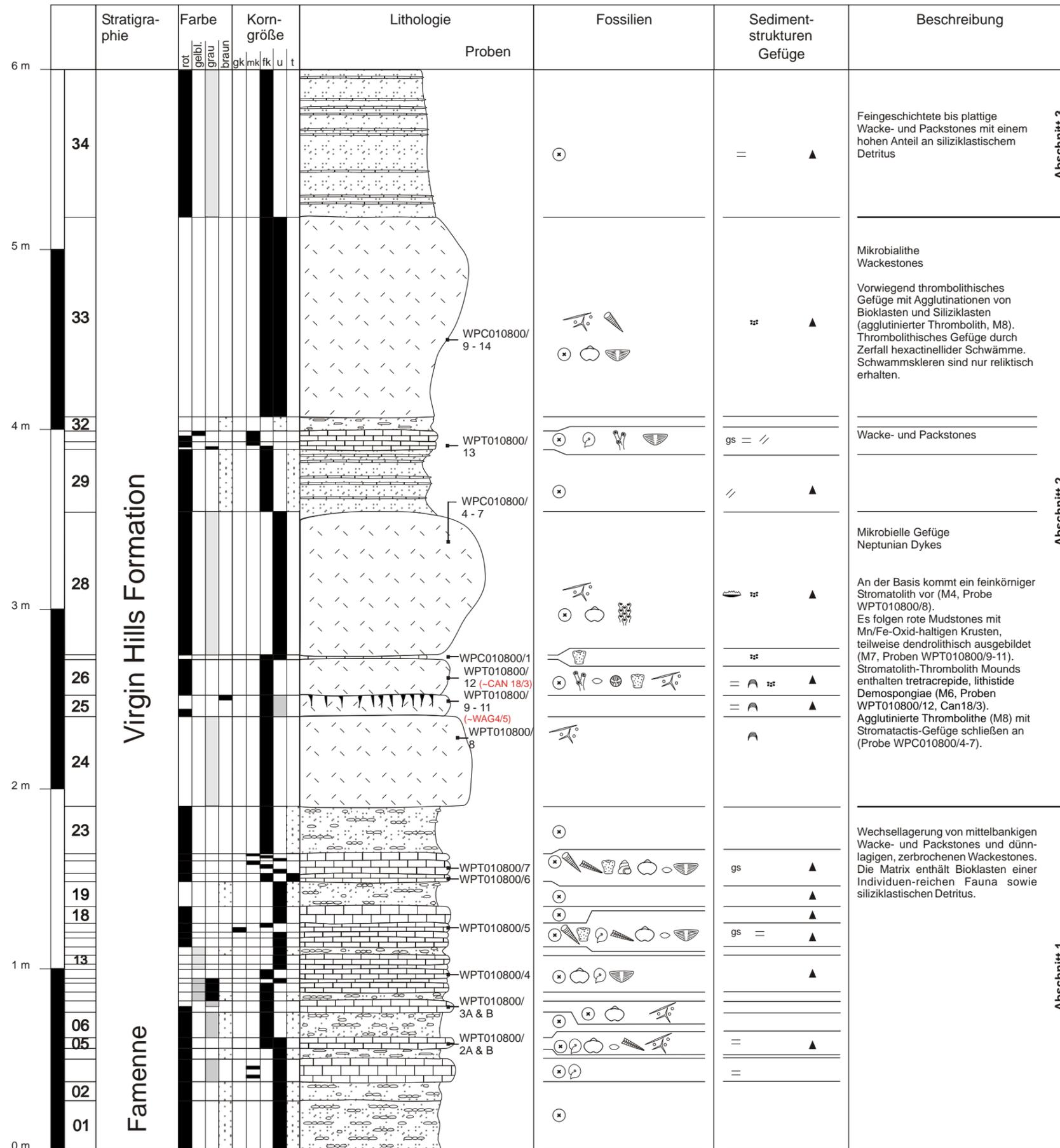
Abschnitt 5

371-T2407/15-17

Anhang 7.4a:

Profil: Waggon Pass

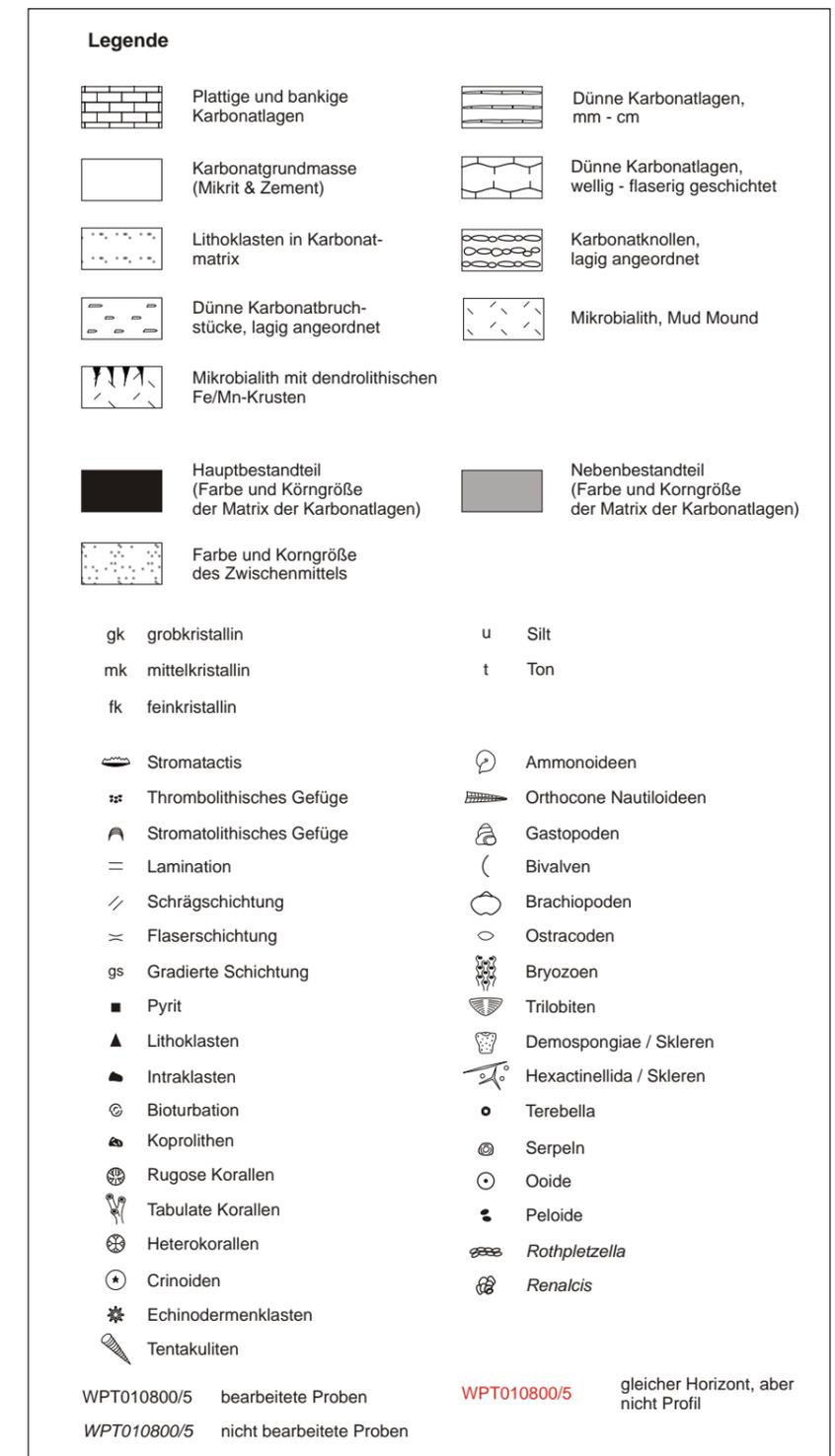
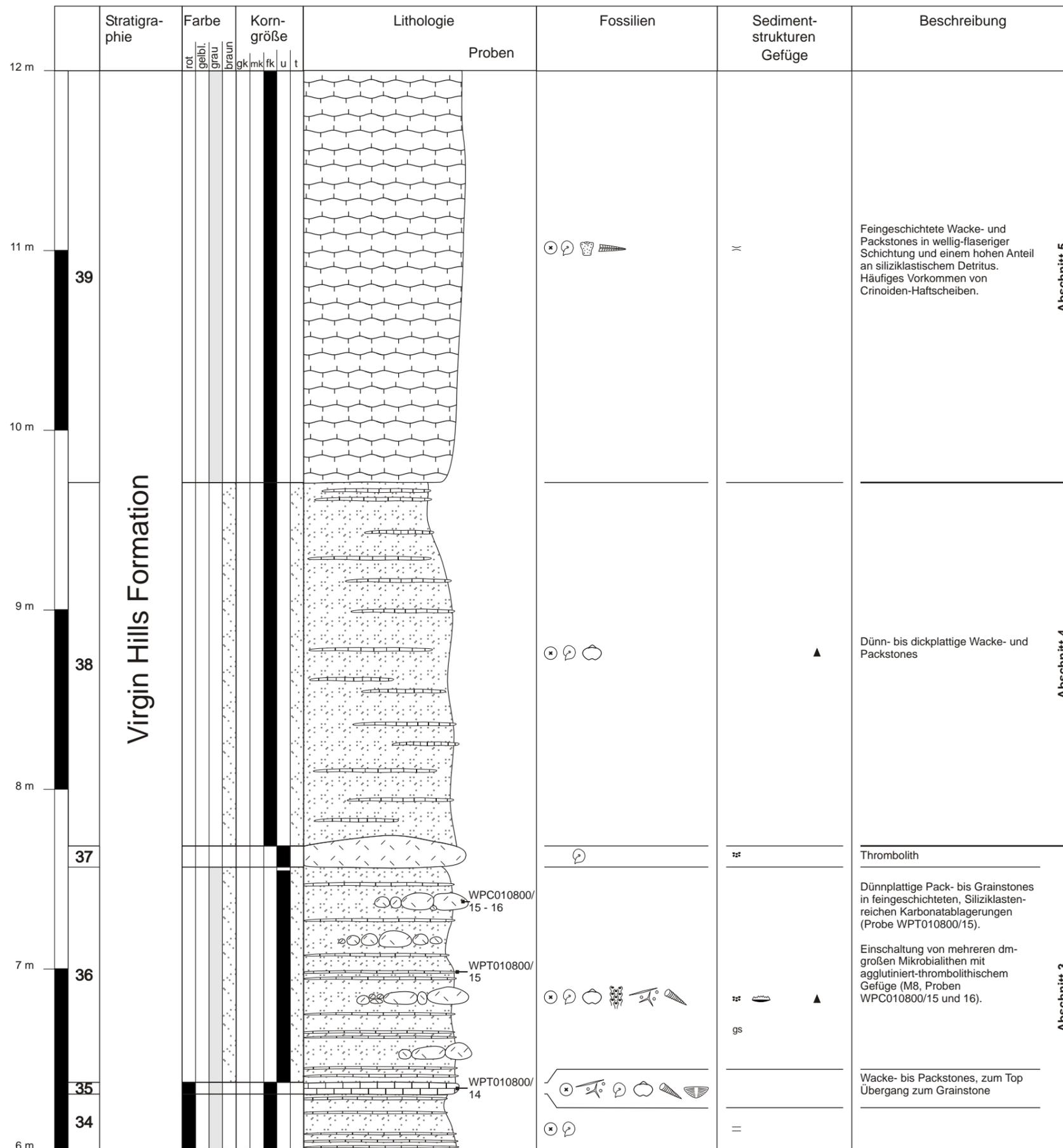
Profilhöhe (m): 0 - 6 m



Anhang 7.4b:

Profil: Waggon Pass

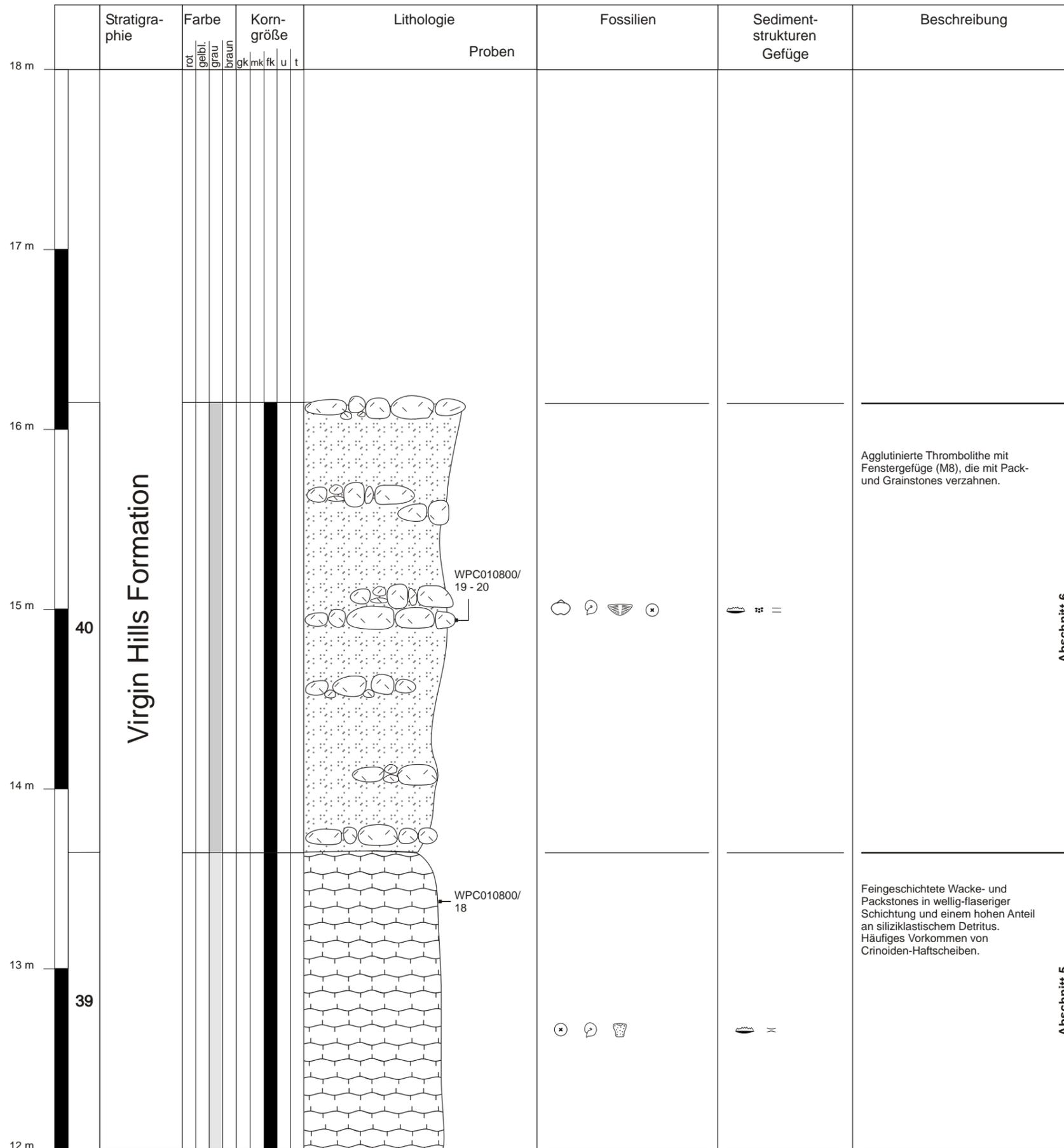
Profilhöhe (m): 6 - 12m



Anhang 7.4c:

Profil: Waggon Pass

Profilhöhe (m): 12 - 16 m



Legende

	Plattige und bankige Karbonatlagen		Dünne Karbonatlagen, mm - cm
	Karbonatgrundmasse (Mikrit & Zement)		Dünne Karbonatlagen, wellig - flaserig geschichtet
	Lithoklasten in Karbonatmatrix		Karbonatknollen, lagig angeordnet
	Dünne Karbonatbruchstücke, lagig angeordnet		Mikrobialith, Mud Mound
	Mikrobialith mit dendrolithischen Fe/Mn-Krusten		
	Hauptbestandteil (Farbe und Körngröße der Matrix der Karbonatlagen)		Nebenbestandteil (Farbe und Körngröße der Matrix der Karbonatlagen)
	Farbe und Körngröße des Zwischenmittels		

gk	grobkristallin	u	Silt
mk	mittelkristallin	t	Ton
fk	feinkristallin		

	Stromatactis		Ammonoideen
	Thrombolithisches Gefüge		Orthocone Nautiloideen
	Stromatolithisches Gefüge		Gastropoden
	Lamination		Bivalven
	Schrägschichtung		Brachiopoden
	Flaserschichtung		Ostracoden
gs	Gradierte Schichtung		Bryozoen
	Pyrit		Trilobiten
	Lithoklasten		Demospongiae / Skleren
	Intraklasten		Hexactinellida / Skleren
	Bioturbation		Terebella
	Koprolithen		Serpeln
	Rugose Korallen		Ooide
	Tabulate Korallen		Peloide
	Heterokorallen		Rothpletzella
	Crinoiden		Renalcis
	Echinodermenklasten		
	Tentakuliten		

WPT010800/5	bearbeitete Proben	WPT010800/5	gleicher Horizont, aber nicht Profil
WPT010800/5	nicht bearbeitete Proben		

Dank

Herrn Prof. Dr. J. Reitner (GZG) danke ich für die Anregung zu dieser Arbeit sowie Herrn Prof. Dr. J. Paul (GZG) für die Übernahme des Korreferats. Der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) sei für die finanzielle Unterstützung des Projekts Re 665/16 im Rahmen des Schwerpunktprogramms „Evolution des Systems Erde im jüngeren Paläozoikum im Spiegel der Sedimentgeochemie“ (SPP 1054) gedankt.

Weiterhin gilt mein Dank

- Herrn Dr. G. Arp (GZG) für die Hilfe bei der Dünnschliffmikroskopie und für seine Diskussionsbereitschaft.
- Herrn Dr. M. Joachimski (Universität Erlangen) für die Messung der stabilen Isotope.
- Herrn Prof. Dr. V. Thiel (GZG), Herrn Prof. Dr. J. Peckmann (Universität Bremen) sowie Frau U. Meliß (GZG) für die Durchführung und Interpretation der Biomarker-Analysen.
- Herrn Dr. K. Simon (GZG) für die Messung der Seltenen Erden Elemente und Spurenelemente am Laser-ICP-MS.
- Herrn Dr. A. Kronz (GZG) für die Einweisung und die Betreuung an der Elektronenstrahlen-Mikrosonde.
- Frau Dr. A. Preusser für ihre Unterstützung bei der Röntgen-Diffraktometrie.
- den KollegInnen der Abteilung Isotopengeochemie (Radiogene Isotope), die mich bei den Messungen am TIMS unterstützt haben.
- Herrn Dipl.-Geol. Torsten Vollmer für die gemeinsame Probennahme und Geländearbeit im Canning Basin, Westaustralien.
- dem Geological Survey of Western Australia sowie den Mitgliedern der Mimbi-Gemeinschaft für die Erlaubnis im Gebiet der South Lawford Range arbeiten zu dürfen.

Bei Frau Dr. Meike Caselmann, Herrn Dr. Stefan Delecat, Herrn Dr. Thomas Bode sowie Herrn Dr. Andres Quast möchte ich mich für die ebenso kurzweiligen wie konstruktiven Kaffeepausen, ihre stetige Hilfsbereitschaft und ihre vielen guten Ratschläge danken. Ohne Euch wäre die Zeit nur halb so nett gewesen.

Mein besonderer Dank gilt meinen Eltern für ihre stetige Unterstützung und ihr in mich gesetztes Vertrauen, Frau Dipl.-Geol. Meike Bielefeld für die morgendlichen Weckanrufe in der Endphase dieser Arbeit sowie Marianne Brunke, Prof. Dr. Torsten Müller, Katja Kosma, Dr. Ralf Kosma und Annette Stühmer für das Zuhören in den richtigen Augenblicken.

Lebenslauf

Cathrin Hühne

geboren in Kassel am 23.11.1971

Staatsangehörigkeit: deutsch

Schulbildung

08/1978 – 06/1988	Grund- und Gesamtschule in Baunatal
08/1988 – 06/1991	Oberstufengymnasium Oberzwehren, Kassel
08.06.1991	Allgemeine Hochschulreife (Abitur)

Hochschulausbildung und wissenschaftlicher Werdegang

10/1992 – 08/1999	Studium der Geologie/Paläontologie an der Technischen Universität Carolo-Wilhelmina zu Braunschweig
05.08.1999	Diplom in Geologie/Paläontologie an der Technischen Universität Carolo-Wilhelmina zu Braunschweig Thema der Diplomarbeit und Diplommkartierung: <i>„Stratigraphie und Tektonik im Bereich Ilsenburg“</i>
01/2000 – 09/2002	Wissenschaftliche Angestellte am Geowissenschaftlichen Zentrum der Georg-August-Universität Göttingen
01/2000 – 10/2005	Promotion am Geowissenschaftlichen Zentrum der Georg-August-Universität Göttingen Thema der Dissertation: <i>„Geochemie Porifera-reicher Mud Mounds und Mikrobialithe des Mittel- und Oberdevons (Westaustralien, Nordfrankreich)“</i>
06.10.2005	