

Ber. Naturhist. Ges. Hannover	140	99–120	Hannover 1998
-------------------------------	-----	--------	---------------

Paläokarst-Erscheinungen im Oberjura (Oxfordium, Dachfläche der *florigemma*-Bank, Korallenoolith, Hauptdiskontinuität) von NW-Deutschland (Süntel)

von

CARSTEN HELM

mit 5 Abbildungen und 3 Tafeln

Zusammenfassung. Am Amelungs-Berg (Süntel) streichen in Klippenprofilen Ablagerungen des Unteren bis Mittleren Korallenooliths (Oxfordium) aus. In der aus mikritischem Kalkstein bestehenden *florigemma*-Bank ist ein Fleckenriff entwickelt, das örtlich an die Dachfläche der *florigemma*-Bank angrenzt. Es besteht aus einem autochthonen Riffkern (*Thamnasteria dendroidea*-Gestrüpp und Mikrobialith), der von einem parautochthonem *Solenopora*-Biostrom mit akzessorisch auftretenden *Isastrea*-Stöcken überlagert wird. Die Dachfläche der *florigemma*-Bank weist Paläokarst-Phänomene auf. Dies sind oberflächenparallele planare Hohlräume, die miteinander und mit der Dachfläche in Verbindung stehen und Auflösungserscheinungen im Bereich der Dachfläche bis max 50 cm Tiefe aller primär aus Aragonit bestehenden Skeletteile von Organismen (Korallenstöcke, Schneckengehäuse, etc.). Nachfolgende submarine Bioerosionsprozesse gaben der Dachfläche der *florigemma*-Bank ihre endgültige Gestalt. Belegt sind Bohrmuschellöcher (*Gastrochaenolites*), Wurmbohrspuren (*Trypanites*), mannigfaltige Mikrobohrspuren in z. T. sehr dichter Anordnung, die eine hohe Populationsdichte der Erzeuger widerspiegelt, und eine inkrustierende Besiedlung durch Austern und Serpuliden. Die nachfolgend einsetzende Bedeckung und Abformung der Dachfläche der *florigemma*-Bank erfolgte mehrphasig. In einer ersten Phase füllten Onkoide fast ausschließlich aufgelöste *Isastrea*-Stöcke. Daraufhin kam es zur Ablagerung von Quarzsand, der sowohl die Hohlraumssysteme (Karstkavernen) ausfüllt als auch die Dachfläche der *florigemma*-Bank überlagert. Ebenso wurde Quarzsand in aufgelöste *Thamnasteria dendroidea*-Äste eingespült und formt diese nach.

Summary: Paleokarst phenomena in the Upper Jurassic (Oxfordian, top of the *florigemma*-Bank, Korallenoolith, Hauptdiskontinuität) in NW Germany (Süntel). – At the Amelungs-Berg (Süntel) a part of the „Korallenoolith“ sequence (Oxfordian) is exposed. The stratigraphic succession extends from the „Hauptoolith“ to the „Zwischenflözregion“. In the micritic limestone of the „*florigemma*-Bank“ a patch reef is developed. It consists of an autochthonous part (*Thamnasteria dendroidea* thicket and microbialite), which is overlain by a parautochthonous *Solenopora* biostrome with a few *Isastrea* colonies. The „*florigemma*-Bank“ is separated from the overlying sandstone of the „Zwischenflözregion“ by an erosional unconformity, the „Hauptdiskontinuität“. At the contact, paleokarst phenomena can be observed: The top of the *florigemma*-Bank is interspersed by flat karst cavities several centimeters to decimeters in size. Furthermore, all aragonite shells and coral colonies are

leached. Erosional phenomena were formed subaerially or in the tidal zone. After a transgression, bioerosion by marine organisms (*Gastrochaenolites*, *Trypanites* and a high diversity and abundance of microborers) took place. Encrusting fauna (oysters, serpulids) colonized the scalloped karst surface. Sedimentary features of the overlying beds indicate that truncation occurred during several phases. At first, dissolved *Isastrea* colonies were filled up with oncoids. Later on clastic influx increased. Quartz grains accumulated in karst cavities and in leached *Thamnasteria dendroidea* branches. The same detrital material also overlies the erosional unconformity.

1. Einleitung

Die **Hauptdiskontinuität** (sensu FREITAG 1969: 7, vergl. LORENZ 1975: 441) oder **Hauptemersion** (z. B. SIMON 1969) ist eine Erosionsdiskordanz, die im Süntel-Gebiet über der *florigemma*-Bank den Unteren und Mittleren Korallenoolith voneinander abgrenzt (SCHULZE 1975: 56). Nach THIENHAUS (1969: 239) und MÖNNIG & BERTLING (1995: 97) zeigt sie den Höhepunkt einer regressiven Phase an.

Diese Fläche wird im Vergleich zu anderen Unstetigkeitsflächen im Oberjura von NW-Deutschland als die am weitesten verbreitete angesehen (z. B. HOYER 1965). Sie läßt sich nach E bis Hannover verfolgen (KLÜPFEL 1931: 81). Sie greift erosiv in Richtung W zunehmend in ältere Gesteine ein (LORENZ 1975: 440–441) und schneidet im Wiehengebirge die Heersumer Schichten (KOERT 1927: 82; THIENHAUS 1957: 54).

Die Hauptdiskontinuität ist die einzige Diskontinuität im Korallenoolith, bei der die Länge der Sedimentationsunterbrechung und Erosion abgeschätzt werden kann. Die unterschiedliche quantitative und qualitative Zusammensetzung der Mikrofauna (Foraminiferen und Ostrakoden) spricht nach STINDER (1991: 70–71) im östlichen Wesergebirge für einen Hiatus von mindestens zwei Zonen Dauer zwischen dem Ablagerungszeitraum der *florigemma*-Bank und den hangenden Schichten (Sandstein der Zwischenflözregion).

Die Erosionsfläche ist im westlichen Süntel reliefiert (KAISER 1979: 37, Abb. 45). Aus dem Wiehengebirge sind „napfförmige Vertiefungen“ bekannt (LORENZ 1975: 441). SCHOTT (1930: 22) berichtet von „Auswaschungen“ und einer „wellig ausgefurchten Grenze zwischen Heersumer Schichten und Wiehengebirgsquarzit“. Anbohrungen sind mehrfach beschrieben worden (KAISER 1979: 37; STINDER 1991: 91; THIENHAUS 1969: 239). Austernbewuchs erwähnen KAISER (1979: 37) und KLÜPFEL (1931: 80) aus dem Süntel-Gebiet. Imprägnation der Oberfläche mit Eisen- und Manganverbindungen sind weit verbreitet (KLÜPFEL 1931: 80; KAISER 1979: 37, Abb. 45).

In der Literatur wird diskutiert, ob die Erosion submarin oder subaerisch ablief. KLÜPFEL (1931) und THIENHAUS (1969: 239) machen eine zeitweilige Verlandung für den Bereich des Wesergebirges wahrscheinlich (Emersion!). GRAMANN et al. (1997: 168, 222) setzen die „Emersionen der damaligen Beschreibungen“ einschließlich des „Hauptemersionshorizontes“ generell mit „Sedimentationsstillständen“ gleich. Sie weisen ebenso auf terrestrische Bodenbildung an der Basis des Mittleren Korallenooliths im Weser- und Wiehengebirge hin (GRAMANN et al. 1997: 191–192), geben aber keine näheren Angaben.

Die erste Beschreibung lateritischer Verwitterungsböden in Zusammenhang mit Karstrillen und -schlotten erfolgt durch VALETON (1957). Sie beschreibt 3 Verwitterungsprofile vom nördlichen Harzvorland (Goslar). Ein Horizont liegt innerhalb der Korallenoolith-Schichtfolge (VALETON 1957: Abb. 2); allerdings fehlen weitere Angaben zur Stratigraphie. GLASHOFF (1959) berichtet von Bodenbildungen (Braunlehm, Laterit), die im Wesergebirge (Ostwand des Eisenerztagebaues Wülper Egge) in Karstspalten des Hauptooliths erhalten sind und von Sedimenten, die er als Ablagerungen der *florigemma*-Bank betrach-

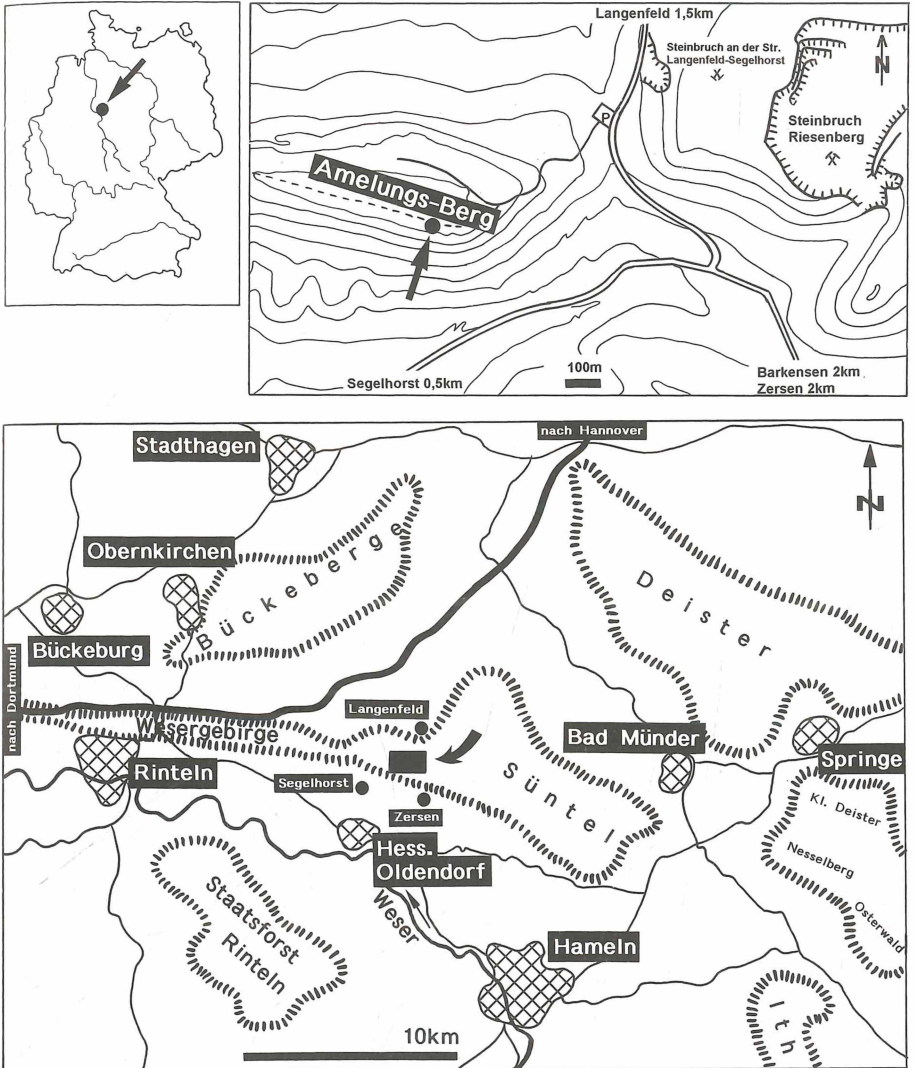


Abb. 1: Lage des Aufschlusses.

tet, transgressiv überlagert werden. Er stuft die Entstehung des Paläokarsts zeitlich falsch ein, indem er den Zeitpunkt der Verkarstung dem „Haupt-Emersionshorizont“ zuspricht. Nach seiner Beschreibung muß die Verkarstungsphase aber einer älteren Diskontinuität zugerechnet werden, da die Erosionsfläche von der *florigemma*-Bank überlagert ist: „Hierauf transgrediert die Florigemma-Bank nahezu unbeeinflusst, nur in direkter Nähe der Spalte enthält sie an der Basis aufgearbeitetes Material“ (GLASHOFF 1959: 106). „Lateritische Bodenbildungen“ erwähnen MÖNNIG & BERTLING (1995: 97, 106) vom temporären Autobahnaufschluß bei Luhden (zwischen Obernkirchen und Rinteln). Auch diese Bildungen werden der Hauptdiskontinuität zugesprochen (MÖNNIG & BERTLING

1995: 106). Dagegen schließt KAISER (1979: 36) für das Arbeitsgebiet (Amelungsberg) eine Anhebung der *florigemma*-Bank über den Meeresspiegel aus, da „keine Anzeichen, wie etwa Bodenbildungen“ vorliegen.

Hier sollen weitere Phänomene von Paläokarst („burried paleokarst“ sensu WRIGHT 1982) geschildert werden, die an die Hauptdiskontinuität gebunden sind. Sie geben einen direkten Hinweis auf subaerische Exposition (Emersion) relativ kurz nach Ablagerung der unterlagernden *florigemma*-Bank.

2. Lage des Aufschlusses und regionale Geologie

Der bearbeitete Aufschluß (R: 3518525; H: 5785075), eine Felsklippe (Abb. 2), liegt am S-Hang des Amelungs-Berges unterhalb des Gipfelbereichs (Abb. 1), etwa 50 m östlich der Klufthöhle „Kupferkuhle“ (FABISCH 1996: Abb. 11). Der Amelungs-Berg ist westlicher Ausläufer des Naturschutzgebietes „Hohenstein“ und befindet sich östlich des Wesergebirges im westlichen Süntel ca. 35 km südwestlich Hannover (Abb. 1). Der Süntel bildet dabei eine breite NW–SE gestreckte Mulde mit flach nach SE einfallender Muldenachse (SCHULZE 1975: 10). Die hier austreichenden, vorwiegend oberjurassischen Gesteine stehen zumeist sölhig an (HOYER 1965: 13). Das Wesergebirge bildet die nördliche Flanke (mit flach nach NE einfallenden Schichten) einer herzynisch streichenden Struktur, der Nordwestfälisch-Lippischen Schwelle (STINDER 1991: 5) bzw. Nordwestfalen-Lippe-Scholle nach GRAMANN et al. (1997: Abb. 6). Den Übergang zum Süntel bildet ein tektonisch zerstückeltes Gebiet (SCHULZE 1975: 10).



Abb. 2: Geländeansicht der am S-Hang des Amelungsberges austreichenden *florigemma*-Bank. Der mehlig-weiß anwitternde Kalkstein der *florigemma*-Bank wird vom Sandstein der Zwischenflözregion überlagert. Die Schichtgrenze (Hauptdiskontinuität) ist als scharfe Erosionsfläche ausgebildet.

Verwitterungsresistente Karbonatgesteine des Korallenooliths bilden eine markante Schichtstufe und daher die Kammlinie im Wesergebirge und Süntel (KAISER 1979: 29). Sie bedingen Steilabfälle zum Wesertal (SCHULZE 1975: 10). Die Schichtstufe ist intensiv erosiv zerschnitten; der Verlauf der Täler zeichnet häufig Verwerfungen nach. Dadurch wurde der Amelungs-Berg bereits zum „Ausliegerberg“ und ist umlaufend durch Täler vom Schichtstufenrand getrennt (FABISCH 1996: 28, Abb. 10; KAISER 1979: 3).

3. Stratigraphischer Überblick (Abb. 3)

Im Aufschluß ist ein Teil der Korallenoolith-Schichtfolge erschlossen (Abb. 3). Dort stehen Gesteine des Hauptooliths, der *florigemma*-Bank und der Zwischenflözregion an. *Florigemma*-Bank und Zwischenflözregion sind durch eine markante Erosionsfläche (Hauptdiskontinuität) voneinander abgegrenzt.

Die Schichtfolge ist auf einer Lateralerstreckung von 29 m aufgeschlossen und fällt mit etwa 4° nach N ein.

Der Hauptoolith ist als oolithischer Kalkstein ausgebildet, der zum Top hin graduell in „Groboolith“ (KAISER 1979: 35; KLÜPFEL 1931: 78) übergeht. Für den „Groboolith“, der das Liegende des Fleckenriffes (s. u.) bildet, ist das Massenaufreten der porostromaten Cyanobakterie *Cayeuxia* bezeichnend. Sie wächst den Komponenten auf und umkrustet sie oder entwickelt „büschelige“ Thalli bis 1 cm Durchmesser.

Darüber folgt dichter, bituminöser Kalkstein der hier am Amelungsberg 4 m mächtigen *florigemma*-Bank. Innerhalb der *florigemma*-Bank ist ein Fleckenriff entwickelt, dessen Wachstum durch die Existenz eines sekundären Hartgrunds („Groboolith“) und Mangelsedimentation initiiert wurde. Es besteht aus einem autochthonem Riffkern und einem parautochthonem Biostrom (*Solenopora*-Biostrom). Der Riffkern setzt sich aus der ramosen Koralle *Thamnasteria dendroidea* und Mikrobialith (Thrombolith), der die buschförmig-verzweigten Korallen stabilisiert, zusammen. Beide nehmen etwa den gleichen Flächenanteil ein. *Thamnasteria dendroidea*-Kolonien wachsen übereinander und nebeneinander und bilden ein Korallendickicht (*Thamnasteria dendroidea*-Gestrüpp), das auf wenigen Metern Lateralerstreckung bis zur Dachfläche der *florigemma*-Bank hinaufreicht (Taf. 1/3). Der Riffkern ist weitflächig vom *Solenopora*-Biostrom überlagert, das die Oberfläche des Riffkerns nachformt. Nach oben wird das Biostrom durch die Hauptdiskontinuität begrenzt. Das *Solenopora*-Biostrom besteht aus knolligen, bis 15 cm großen *Solenopora*-Thalli, untergeordnet aus *Isastrea*-Stöcken. Seitlich bzw. oberhalb des Fleckenriffes schließt sich der riffnahe Sedimentationsbereich an. Hier tritt dichter, massiger Kalkstein auf, dem ein dünnplattig-flaseriger Kalksteinhorizont eingeschaltet ist. Riffschutt ist – besonders in der Nähe des Riffkerns – häufig eingestreut, hat aber nie gesteinsbildende Bedeutung. Lokal liegt autochthones *Thamnasteria dendroidea*-Gestrüpp vor. Onkoide sind in bis dm-großen Linsen angereichert. Der Kalkstein des riffnahen Sedimentationsbereichs weist eine hohe Fossilichte auf (Muscheln, Schnecken, Brachiopoden, Seeigelstacheln, *Solenopora*-Thalli). Nerineen und Kleingastropoden bilden im Dachbereich der *florigemma*-Bank einen Anreicherungs-horizont („Nerineenbank“, vergl. Taf. 3/1). Die „Nerineenbank“ überlagert das *Solenopora*-Biostrom. Nach E greift sie immer tiefer in die *florigemma*-Bank ein und folgt mehr oder weniger der Form der Riffoberfläche. Dort, wo sich der Riffkern bis zum Dachbereich der *florigemma*-Bank durchsetzt, ist die „Nerineenbank“ darüber in dieser morphologischen Hochposition bereits abgetragen.

Die nachstehend näher charakterisierte Dachfläche der *florigemma*-Bank stellt eine Erosionsfläche dar, an der der Riffkern, das *Solenopora*-Biostrom oder der riffnahe Sedimentationsbereich scharf gegen den Sandstein der Zwischenflözregion im Hangenden abgegrenzt wird.

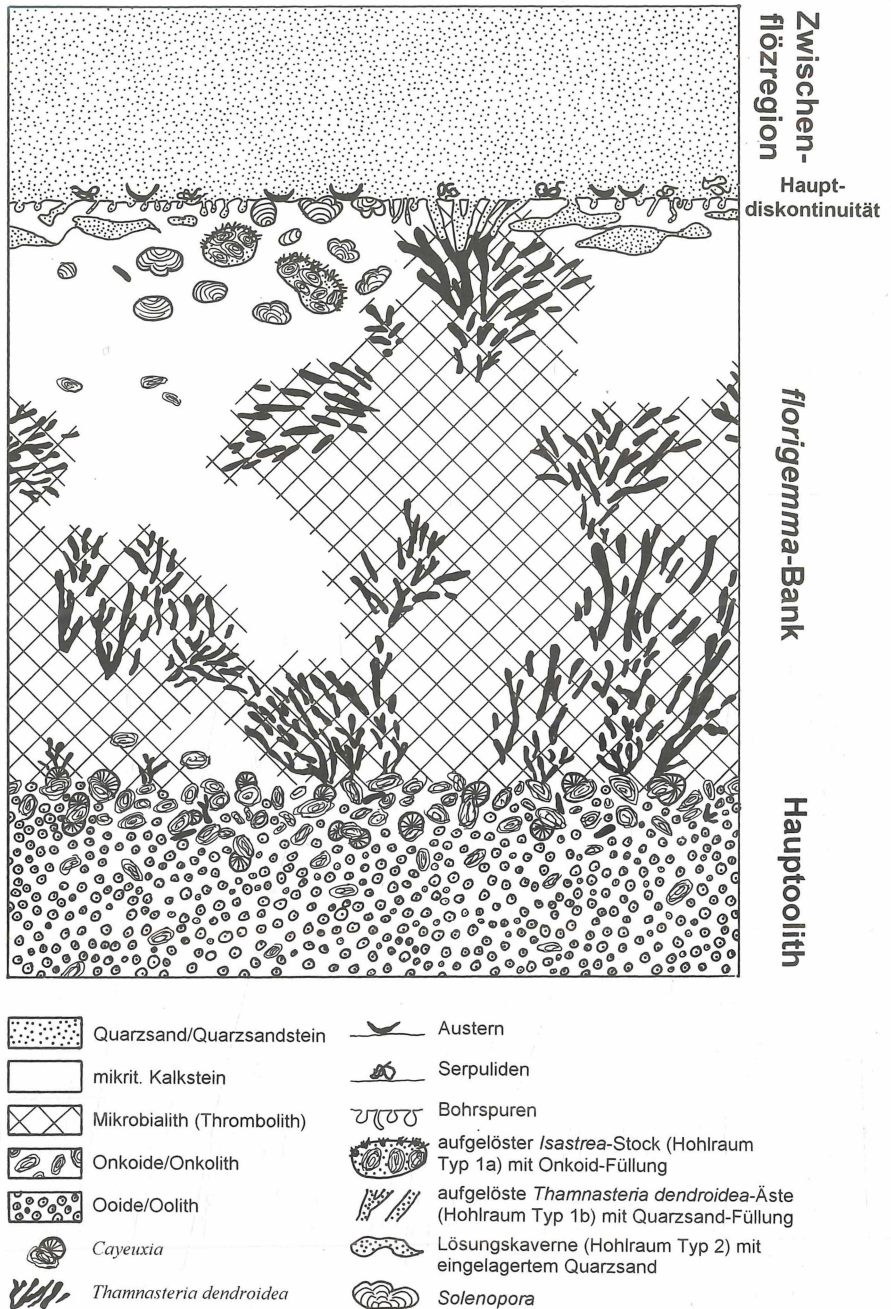


Abb. 3: Idealisiertes Profil durch den Dachbereich des Hauptooliths, die florigemma-Bank und den Liegendbereich der Zwischenflözregion am untersuchten Aufschluß.

4. Dachfläche der *florigemma*-Bank (Hauptdiskontinuität)

4.1 Methodik

Im Dachbereich der *florigemma*-Bank wurden möglichst große Proben gewonnen, denen noch Reste des überlagernden Sandsteins des Zwischenflözregion anhafteten. Die Handstücke wurden in Salzsäure aufgelöst, um den Kalkstein der *florigemma*-Bank bis auf den Sandstein zu entfernen. Als Lösungsreste konnten „positive Hyporeliefs“ mit Füllsteinkernen von Bohrlöchern gewonnen werden (Taf. 3/3). Zusätzlich wurden mit dieser Methode aragonitische Hartteile von Organismen isoliert, die durch detritischen Quarz und/oder durch Imprägnationen opaker Minerale ersetzt worden sind (vergl. Taf. 3/3).

Weitere Proben, die sowohl den Dachbereich der *florigemma*-Bank als auch den überlagernden Sandsteins der Zwischenflözregion und/oder Sandsteinfüllungen von Lösungskavernen innerhalb der *florigemma*-Bank erfaßten, wurden senkrecht zur Dachfläche der *florigemma*-Bank zersägt (Taf. 2/3, Taf. 3/1–2) – insofern möglich, in Serienschnitten parallel zueinander.

Außerdem wurden 24 Dünnschliffe angefertigt, um die im Gelände und Handstück gewonnene Information zu vervollständigen.

Die Abbildungs-Originale sind in der Beleg-Sammlung des Instituts für Geologie und Paläontologie der Universität Hannover hinterlegt (GPH 1997 III 1–8).

4.2 Relief der Dachfläche der *florigemma*-Bank

Die erschlossene Dachfläche der *florigemma*-Bank ist uneben. In ihrem Verlauf werden der Riffkern, das *Solenopora*-Biostrom und die lateral angrenzenden Sedimente (riffnaher Sedimentationsbereich) scharf zum Hangenden abgegrenzt. Die Erosionsfläche durchläuft und kappt entweder Biogene und Matrix der *florigemma*-Bank gleichermaßen (Taf. 1/1) oder umläuft die Biogene – vor allem die *Solenopora*-Thalli –, so daß diese die Dachfläche als „Härtlinge“ überragen.

Der Dachbereich der *florigemma*-Bank ist örtlich von Hohlräumen (Lösungskavernen) durchsetzt. Bioerosion durch Bohrorganismen und Epilithenbewuchs modifizieren das Relief der Dachfläche.

4.3.1 Hohlräume (Lösungskavernen)

Hohlräume führen von der Dachfläche der *florigemma*-Bank in das Gestein herein. Es lassen sich (genetisch) zwei verschiedene Typen unterscheiden (Hohlraum Typ 1 und Typ 2).

Hohlraum Typ 1 (Taf. 1/1–3, Taf. 2/1–2)

Hohlraum Typ 1 entstand durch selektive Auflösung von Korallenstöcken. Die (Skelett-)Hohlräume wurden nachträglich durch Sediment ausgefüllt, insofern nicht granulare Blockzemente (Typ I-Erhaltung sensu TALBOT 1972) den Raum beanspruchten. Die sedimentäre Füllung zeichnet die Morphologie der Korallenstöcke nach. Zwei Untertypen sind differenzierbar (Hohlraum Typ 1a und Typ 1b).

Hohlräume vom Typ 1a formen aufgelöste *Isastrea*-Stöcke nach (Taf. 2/1–2). Sie greifen für gewöhnlich weit über die ursprünglichen Ausmaße der Korallenstöcke hinweg, so daß Verbindungen isolierter Hohlräume vom Typ 1a bedingt sind. Aus diesem Grund sind *Isastrea*-Stöcke nur noch reliktartig überliefert (Taf. 2/2). Diese Hohlräume kommen bis max. 70 cm unter der Dachfläche der *florigemma*-Bank vor.

Hohlräume vom Typ 1b formen die buschförmige *Thamnasteria dendroidea* nach (Taf. 1/1–3). Derartige Hohlräume sind auf Bereiche des *Thamnasteria dendroidea*-Gestrüpps beschränkt, die an der Dachfläche der *florigemma*-Bank erosiv geschnitten sind (Taf. 1/1). Sie erreichen eine maximale Endteufe von 50 cm.

Hohlraum Typ 2 (Abb. 4, Taf. 1/4–5, Taf. 3/1–2)

Hohlräume vom Typ 2 – ihre horizontale Ausdehnung beträgt ein vielfaches der vertikalen – sind bezeichnend für den Dachbereich der *florigemma*-Bank, zu deren Dachfläche sie im allgemeinen parallel orientiert sind. In ihrem Verlauf durchschlagen sie sämtliche sedimentären Gefüge, umlaufen aber *Solenopora*-Thalli. Es liegen mehrere „Stockwerke“ vor, die miteinander und mit der Dachfläche der *florigemma*-Bank in Verbindung stehen (Abb. 4). An Serienschritten senkrecht zur Dachfläche der *florigemma*-Bank ist der lateral über dm durchhaltende Verlauf der Hohlraumssysteme zu erkennen. Oft ist Kalkstein der *florigemma*-Bank erheblich von Kavernen durchsetzt und nur noch über brückenartige Strukturen miteinander verbunden (Taf. 3/2). Über 2 m Lateralerstreckung der *florigemma*-Bank kam es deshalb zur Ausbildung einer etwa 10 cm mächtigen Kollapsbrekzie (DESROCHERS & JAMES 1988; SCHÖNLAUB et al. 1991).

Tafel 1

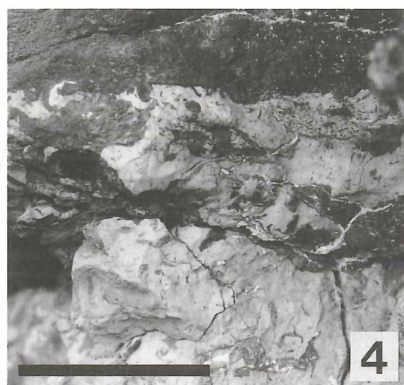
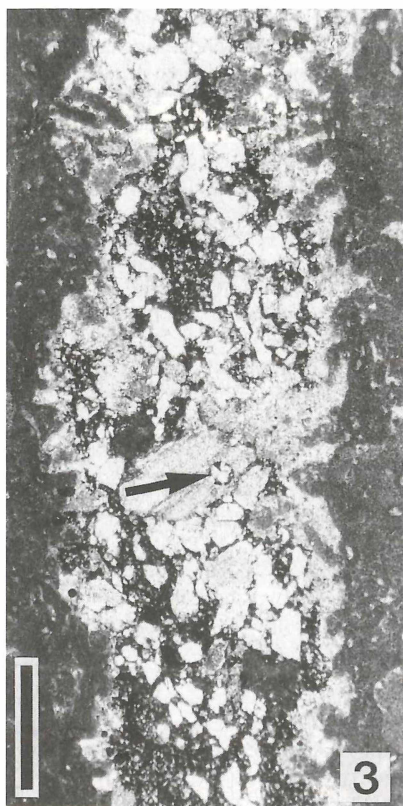
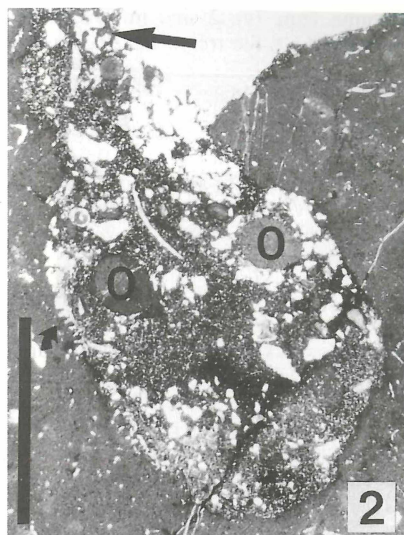
Abb. 1: Dachfläche der *florigemma*-Bank. In Lebendstellung überliefertes, buschförmig nach schräg-oben wachsendes *Thamnasteria dendroidea*-Gestrüpp ist scharf gekappt. Sandstein der Zwischenflözregion, der auch die selektiv gelösten Korallenäste erfüllt, überlagert die Erosionsfläche.
Aufschlußansicht; Maßstabsbalken 5 cm

Abb. 2: Hohlraum Typ 1b mit Septenabdrücken von *Thamnasteria dendroidea* in der Gesteinsmatrix (kleiner Pfeil) und zwei erhaltene Ausfüllungen von Bohrgängen (O), die im Korallenskelett angelegt wurden. Als Füllung der Lösungskaverne treten detritischer Quarzsand und Bioklasten (z. B. agglutinierte Foraminifere, großer Pfeil) auf. Alle Komponenten zeigen eine ungeordnete chaotische Einbettung. Die Matrix ist größtenteils von Dolomit rhomboedern durchsetzt.
florigemma-Bank 10 cm unterhalb der Dachfläche; Dünnschliff; Maßstabsbalken 5 mm

Abb. 3: Im Dachbereich der *florigemma*-Bank sind buschförmige *Thamnasteria dendroidea*-Stöcke aufgelöst; die daraus resultierenden Hohlräume (Hohlraum Typ 1b) dienten als Einfuhrkanäle für klastisches Sediment und Biogene. Hier dominiert detritischer Quarzsand als Füllung. Etwa in der Bildmitte liegt ein Bruchstück einer Austernschale mit Bohrgang (*Talpina*, Pfeil) vor.
florigemma-Bank 10 cm unterhalb der Dachfläche; Dünnschliff; Maßstabsbalken 1 cm

Abb. 4: Die Aufschlußansicht zeigt ein anastomisierendes, oberflächenparalleles Hohlraumssystem (Hohlraum Typ 2) im Dachbereich der *florigemma*-Bank, das mit Quarzsand aus dem Hangenden (Zwischenflözregion) aufgefüllt ist.
Dachbereich der *florigemma*-Bank; Aufschlußansicht; Maßstabsbalken 10 cm

Abb. 5: Lösungskavernen (Hohlraum Typ 2) greifen von der Dachfläche der *florigemma*-Bank in deren Dachbereich ein. Sie sind mit Sandstein aufgefüllt ist.
Dachbereich der *florigemma*-Bank; Aufschlußansicht; Maßstabsbalken 10 cm



Hohlräume vom Typ 2 sind im Dachbereich der *florigemma*-Bank nicht lateral durchgehend ausgebildet. Sie treten bis 20 cm unterhalb der Dachfläche der *florigemma*-Bank auf.

4.3.2 Bohrspuren

Die Dachfläche der *florigemma*-Bank weist zahlreiche Bohrspuren von Organismen auf. Sie werden drei Gruppen zugeordnet (Muschelbohrspuren, Wurmbohrspuren, Mikrobohrspuren). Die vierte Gruppe, Phoreniden, belegt durch Bohrgänge der Ichnogattung *Talpina*, befallen dagegen nur die auf der Dachfläche der *florigemma*-Bank inkrustierten Auster(schalen) (Kap. 4.3.3).

Muschelbohrspuren (Ichnogattung *Gastrochaenolites*) bzw. ihre Füllsteinkerne (Taf. 3/1) sind von birnen- bis tropfenförmiger Gestalt. I. d. R. erreichen sie etwa im letzten Viertel der Längserstreckung ihren größten Durchmesser (maximal 8 mm). Ihre maximale Länge beträgt 15 mm. Der Halsbereich ist meistens nicht überliefert oder entzieht sich der Beobachtung (vergl. Taf. 3/3). Bei den wenigen vollständig erhaltenen Füllsteinkernen nimmt er in Richtung der Apertur einen elliptischen Querschnitt ein. Die Füllsteinkerne zeichnen bei interskelettaler Anbohrung der *Solenopora*-Thalli das Innen-Relief der Thalli nach. So entstehen „Fremdskulpturen“ (VOIGT 1971) bzw. „allomorphe Skulpturen“ nach HÖLDER (1972). Bei einigen, im Querbruch vorliegenden Füllsteinkernen, sind darüber hinaus noch die Schalen der Bohrmuscheln überliefert.

Die Muschelbohrspuren verlaufen senkrecht bis (selten) schräg zur Dachfläche der *florigemma*-Bank. Bei dichtem Befall (Abb. 5, Taf. 3/3) sind häufig fensterartige Durchbrüche zwischen zwei Bohrhöhlen zu beobachten, ohne daß sich die Muschelbohrspuren gegenseitig durchdringen. In unmittelbarer Nachbarschaft angelegte Bohrungen sind unterschiedlich groß (Abb. 5) und variieren darüber hinaus in ihrer „Endteufe“. Sehr häufig ist das penetrierte Gestein um die Bohrmuschellöcher herum abgetragen, so daß der Hals und Teile der Hauptkammer fehlen.

Muschelbohrspuren sind auf der Dachfläche der *florigemma*-Bank allgegenwärtig und örtlich in hoher Dichte angeordnet. Bohrmuschelbefall von den Hohlräumen (Lösungskavernen) aus (vergl. BROMLEY 1975: Abb. 18.5, 18.8; FÜRSICH 1979: Abb. 22; PALMER & FÜRSICH 1974), der einen beträchtlichen Beitrag zur Erweiterung von Kavernen und Gesteinsunterschneidungen leisten kann (FÜRSICH 1979: 38), konnte dagegen nicht beobachtet werden. Von aufgegebenen Muschelbohrhöhlen ausgehender Befall (KLEEMANN 1974; PISERA 1987) ist ebenso nicht belegt.

Tafel 2

Abb. 1: Lösungskaverne (Hohlraum Typ 1a) etwa 50 cm unterhalb der Dachfläche der *florigemma*-Bank. Der fast vollständig aufgelöste *Isastrea*-Stock weist Onkoid-Füllung auf.

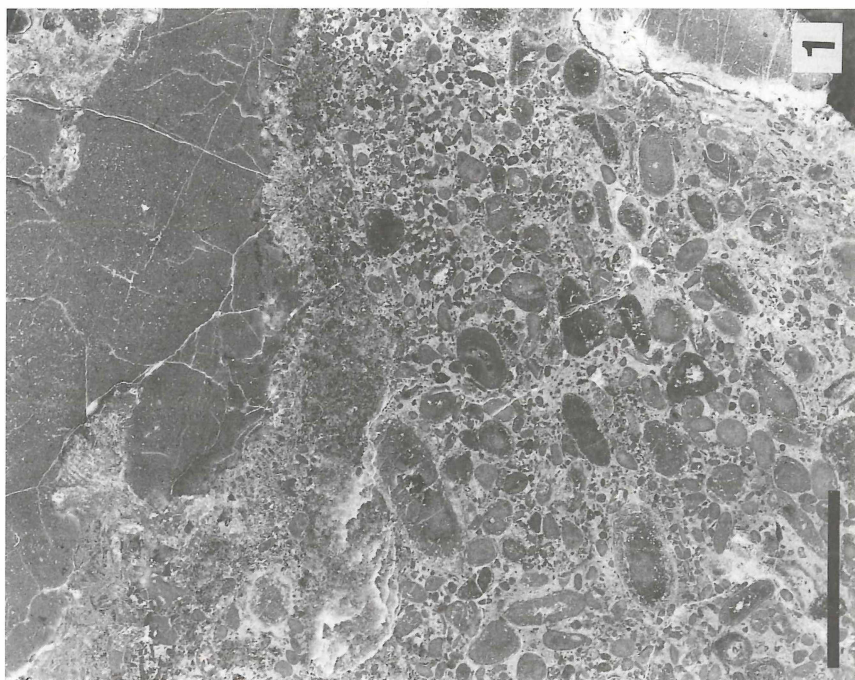
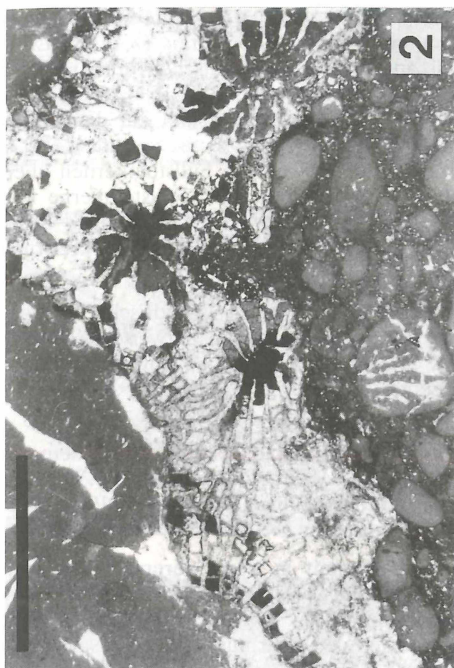
Anschliff; Maßstabsbalken 1 cm.

Abb. 2: Detail aus Taf. 2/1. Das Dünnschliff-Foto zeigt den Randbereich einer Lösungskaverne (Hohlraum Typ 1a) mit eingelagerten Onkoiden und relikthaft überlieferte *Isastrea*-Skelettelementen als Korrosionsreste.

Dünnschliff; Maßstabsbalken 5 mm

Abb. 3: Reliefierte Dachfläche der *florigemma*-Bank mit in einer Depression (Zwickel zwischen herauspräparierten *Solenopora*-Thalli) erhaltenen Austernschalen. Darüber folgt Quarzsandstein der Zwischenflözregion.

Anschliff senkrecht zur Dachfläche; Maßstabsbalken 1 cm



Die Armut an ichnotaxonomisch relevanten morphologischen Merkmalen erlaubt es, generell nur zwischen wenigen Bohrmuschel-Ichnotaxa zu differenzieren (z. B. KELLY & BROMLEY 1984), die in keinem Verhältnis zu den aus NW-deutschen oberjurassischen Ablagerungen beschriebenen zahlreichen Bohrmuscheltaxa (BERTLING 1989) stehen. Gestein als Bohrs substrat und die Morphologie der Bohrkavernen läßt auf die Ichnogattung *Gastrochaenolites* schließen. Zur Bestimmung der Ichnospezies ist vor allem die Ausbildung des Halsbereichs relevant, die allerdings nur bei wenigen Füllsteinkernen überliefert ist. Letztendlich lassen sich die vorgefundenen Bohrspuren bzw. Füllsteinkerne keiner der von BERTLING (1989) genannten Ichnospezies zuweisen. Nur *G. lapidiscus* KELLY & BROMLEY (1984) ist sehr ähnlich, besitzt aber im Halsbereich einen kreisrunden Querschnitt (BERTLING 1989: 97).

Wurmbohrspuren (Ichnogattung *Trypanites*): Häufig treten zylindrische Bohrgänge bis 3 mm Durchmesser auf, die eine maximale Länge von 18 mm aufweisen. Sie verlaufen leicht bogenförmig bis stark gekrümmt mit stumpfwinkligen Richtungsänderungen. Die zylindrischen Bohrgänge treten wesentlich seltener als Muschelbohrspuren auf (Abb. 5).

Für derartige Bohrgänge wurde die Ichnogattung *Trypanites* aufgestellt, die seit dem Ordovizium in Hartgründen und Felsböden weit verbreitet auftritt (PALMER 1982). Die *Trypanites*-Bohrgänge werden auf bohrende Würmer zurückgeführt (BROMLEY 1972; NIELD 1984).

Die vorgefundenen Mikrobohrspuren sind allesamt in Form verzerrter bzw. imprägnierter Bohrgänge überliefert. Sie gehen von Bohrmuschellöchern und aufgelösten aragonitischen Schalen und Gehäusen von Organismen in das Gestein hinein. Sie verlaufen endolithisch, weitgehend parallel zu den Wandungen der Bohrmuschellöcher, Schalen oder Gehäusen. Die Mikrobohrspuren treten extrem häufig auf und sind formenreich ausgebildet, wurden aber im Rahmen dieser Arbeit nicht weiter bearbeitet.

Tafel 3

Abb. 1: Dachbereich der *florigemma*-Bank mit zahlreichen Bohrlöchern von Bohrmuscheln an der Dachfläche. Desweiteren liegen Querschnitte und ein Achsialschnitt (Pfeil) durch Nerineen vor. Ihre primär aragonitischen Gehäuse sind völlig weggelöst, mit feinklastischen Sediment erfüllt und/oder mit Fe-Verbindungen imprägniert (vergl. Taf. 3/3). Links und rechts im Bild sind Anschnitte von Lösungskavernen ersichtlich.

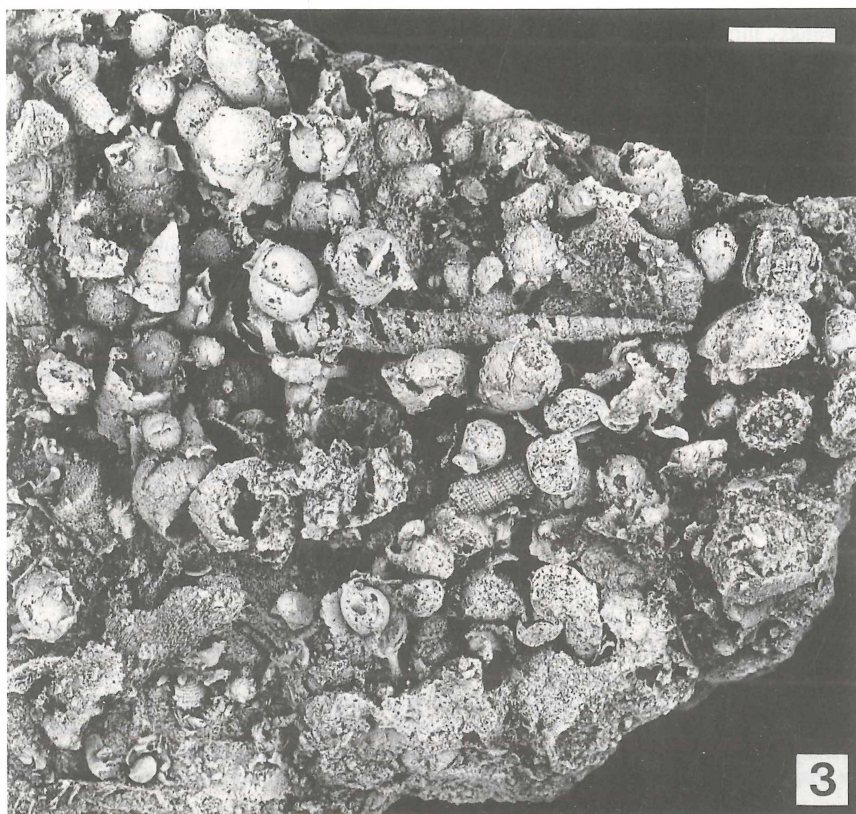
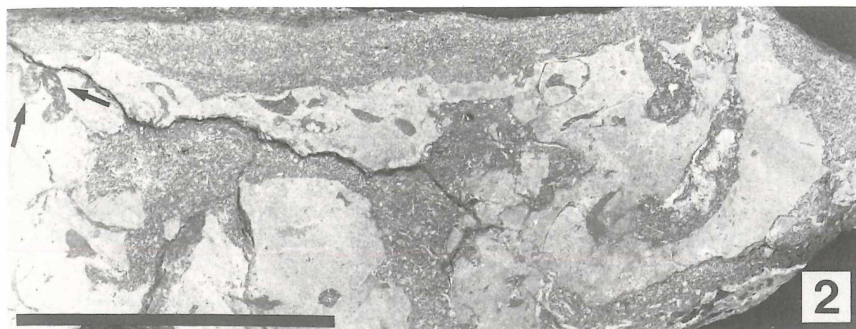
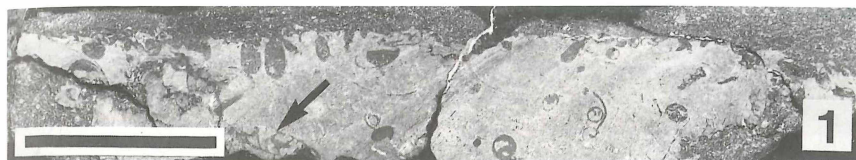
Anschnitt senkrecht zur Dachfläche der *florigemma*-Bank; Maßstabsbalken 5 cm

Abb. 2: Dachbereich der *florigemma*-Bank mit zahlreichen Lösungskavernen (hier: Hohlraum Typ 2) vor. Hier ist Kalkstein der *florigemma*-Bank nur noch in Gestalt brückenartiger Strukturen miteinander verbunden. Links oben ist die *florigemma*-Bank von Bohrmuschellöchern durchsetzt (Pfeile). Austern-Bioklasten treten als Komponenten der sedimentären Füllung der Lösungskavernen auf.

Anschnitt senkrecht zur Dachfläche der *florigemma*-Bank; Maßstabsbalken 5 cm

Abb. 3: „Positives Hyporelief“ der Dachfläche der *florigemma*-Bank (abgeformt durch Basis des Sandsteins der Zwischenflözregion). Zu sehen sind zahlreiche Füllsteinkerne von Bohrmuschellöchern unterschiedlicher Größe (vergl. Abb. 5). Desweiteren liegen diverse aufgelöste und durch Fe-Verbindungen ersetzte bzw. mit feinklastischen Sediment erfüllte Gehäuse und Schalen von Organismen (*Nerinea*, *Astarte*, *Procerithium*) vor.

Handstück, geweißt; Maßstabsbalken 1 cm



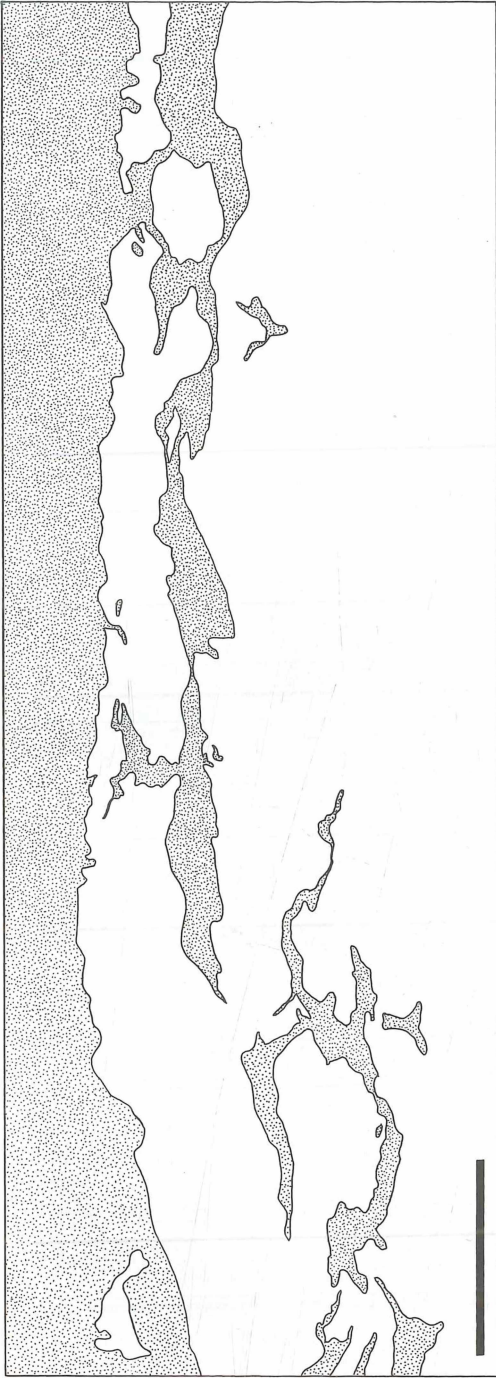


Abb. 4: Die Zeichnung vom Dachbereich der *florigemma*-Bank zeigt miteinander in Verbindung stehende Lösungskavernen (Hohlraum Typ 2), die mit Sandstein der Zwischenflözregion gefüllt sind.
Kluftfläche senkrecht zur Dachfläche der *florigemma*-Bank; Maßstabsbalken 10 cm

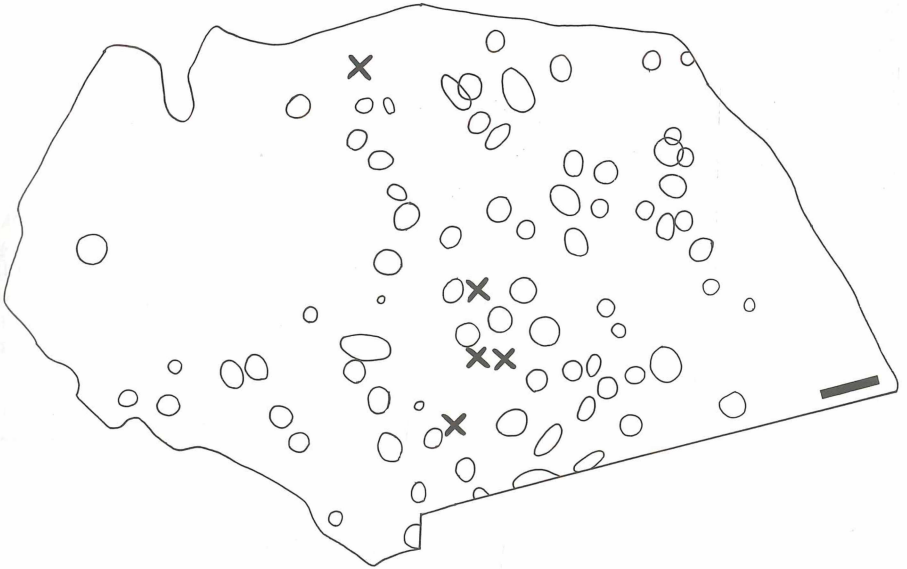


Abb. 5: Dachfläche der *florigemma*-Bank (Aufsicht, vergl. Taf. 3/3) mit zahlreichen Muschelbohrspuren (*Gastrochaenolites*) (Umrisszeichnung in der Aufsicht) und Wurmbohrspuren (*Trypanites*) (Kreuze). Maßstabsbalken 1 cm

Phoronidea-Bohrspuren (Ichnogattung *Talpina*): Auf der Dachfläche inkrustierte Austern (Kap. 4.3.3) bzw. Austernbioklasten sind oft von minierenden Bohrgängen durchsetzt, die stets auf den Rand der Schalen beschränkt bleiben. Die annähernd kreisrunden Bohrgänge erreichen Durchmesser zwischen 0,15 und 0,25 mm (Taf. 1/3). Die Bohrgänge sind dicht angeordnet, so daß randliche Berührungen verschiedener Gänge häufig auftreten. Durch Abrasion angebohrter Schalen sind unterschiedliche Erhaltungszustände bedingt. Gegebenfalls werden durch Verlust der äußeren Schalenbereiche „Pseudoöffnungen“ der Bohrgänge zur Oberfläche vorgetäuscht oder penetrierte, oberflächennahe Bereiche der Schalen fehlen komplett.

Die Bohrgänge lassen sich auf das Ichnogenus *Talpina* HAGENOW zurückführen (SCHLOZ 1972: 167–171, Taf. 31/2–3, 32/1–3). VOIGT (1975) hat „Hufeisenwürmer“ (Phoronidea) als deren Erzeuger nachgewiesen.

4.3.3 Epilithen

Austern (Taf. 2/3, Taf. 3/2)

Austern, deren Schalen von Phoroniden-Bohrungen (Kap. 4.3.2) penetriert sind, sind sehr häufige Inkrustierer der Dachfläche der *florigemma*-Bank (Taf. 2/3). Sie liegen ausschließlich als Erosionsreste vor, die sich nicht näher bestimmen lassen. Es treten auch Austernreste auf, die im Kontakt mit den Wandungen der Hohlräume vom Typ 2 (Lösungskavernen) stehen (Taf. 3/2). Der Überlieferungszustand läßt aber keine Entscheidung zu, ob die Austernreste dort inkrustierten Individuen zugehörig sind (vergl. FÜRSICH 1979: Abb. 25) oder als Bioklasten der sedimentären Füllung (Kap. 4.4.1) vorliegen.

Serpuliden

Als Einzelfund liegt der Erosionsrest eines Serpuliden-Agglomerats vor, der infolge rezenter Verwitterungseinflüsse stark korrodiert ist. Der Durchmesser der Röhren beträgt ca. 3 mm. Ihr Außenrelief ist nicht mehr zu ermitteln.

4.3.4 Imprägnationen

Dichte Krusten opaker Minerale zeichnen die Dachfläche der *florigemma*-Bank nach. Sie sind matt- bis glänzend-braun, seltener schwarz. Die Krusten sind bis mehrere mm mächtig und weisen unregelmäßig geschichtete Interngefüge auf. Eine in derartigen Krusten oft beobachtete, vermutlich mikrobiell erzeugte Lamination (FELS 1995, JASIONOWSKI 1995) ist nicht ausgebildet. Der Kontakt zum Liegenden ist scharf. In den hangenden Quarz-Sandstein der Zwischenflözregion (s. u.) gehen die Krusten graduell über, indem detritischer Quarzsand in sie eingelagert wird.

Die Mineralisationen kleiden gleichartig Wandungen von Bohrlöchern aus oder füllen filigrane Bohrgänge (Mikrobohrspuren) komplett. Ebenso imprägnieren sie die Hohlräume aufgelöster Aragonitschalen von Organismen (vergl. Taf. 3/1, 3).

Weil im untersuchten Material keine mineralogischen Analysen der krustenartigen Ablagerungen durchgeführt wurden, erfolgt ihre Ansprache in Anlehnung an READ & GROVER (1977) unter dem Oberbegriff „opake Minerale“. Es liegt nahe, die opaken Minerale als verwitterte Fe-Minerale zu deuten, wie dies in ähnlichen flachmarinen Ablagerungsräumen für vergleichbare Hartgründe zumeist angenommen wird (z. B. FÜRSICH 1979: 17). Diese Interpretation korreliert auch mit dem Befund, daß am Amelungs-Berg die *florigemma*-Bank transgressiv von Fe-Oolithen oder lateralfaziesverzahnten Fe-schüssigen Sandsteinen überlagert wird (KAISER 1979: 38), daher die Fe-Vererzung nicht ausschließlich an das Paläorelief gebunden ist. Zusätzlich sind Mn-Minerale als Nebenkompenten wahrscheinlich (vergl. JENKYN 1971).

4.4.1 Sedimentäre Füllung der Hohlräume

Als sedimentäre Hohlraumfüllungen kommen zwei verschiedene Gesteinstypen vor. Sie heben sich deutlich von der umliegenden Gesteinsmatrix der *florigemma*-Bank ab.

Füllung von Hohlraum Typ 1a

Charakteristische Komponenten sind Mikritonkoide (Taf. 2/1–2). Ihr Größe liegt zwischen 0,5 und 2 mm, selten auch über 5 mm. Vereinzelt kommen Onkoide mit inkorporierten porostromaten Cyanobakterien (*Cayeuxia* sp.) vor. Detritischer Quarzsand ist lokal nestartig angereichert. Akzessorisch treten Gesteinsbruchstücke auf, die den Gesteinstypen der *florigemma*-Bank entsprechen. Die genannten Bestandteile bilden ein komponentengestütztes Gefüge. In den Zwickelporen kommen Foraminiferen z. T. in großen Mengen vor. Porzellanschaler und großwüchsige Sandschaler der Familie Lituolidae (*?Everticyclammina*, *?Pseudocyclammina*, *?Alveosepta*) sind besonders häufig. Die mikritische Matrix ist z. T. stark von kleinen Dolomit-Rhomboedern durchsetzt.

Füllung von Hohlraum Typ 1b und 2

Die sedimentäre Füllung insbesondere von Hohlraum Typ 1b ist ausgesprochen heterogen zusammengesetzt (Taf. 1/2). Detritischer Quarzsand ist Hauptkomponente. Weitere Komponenten sind Bioklasten (Bruchstücke von Austern (Taf. 1/3), Schnecken, „Schill“, Echinodermata-Reste) und – selten – Onkoide.

Die Matrix besteht aus tonhaltigem, opake Minerale führendem Mikrit. Der Mikrit ist intensiv dolomitisiert. Der Mengenanteil der Komponenten zur Matrix schwankt insbesondere im Hohlraum Typ 1b stark; matrixgestützte Gefüge dominieren. Die sedimentäre Füllung von Hohlraum-Typ 2 ist durch komponentengestützte Gefüge gekennzeichnet.

4.4.2 Sandstein der Zwischenflözregion

Quarz-Sandstein überlagert die *florigemma*-Bank. Es ist ein Grobsandstein bis Mittelsandstein mit geringem Feinkies- und Feinsandanteil. Die detritischen Quarzkörner sind subangular bis angular gerundet. An der Basis treten selten mm- bis cm-große Extraklasten aus der *florigemma*-Bank auf. Der Sandstein führt – insbesondere an seiner Basis – Austern- und unbestimmbare Echinodermata-Fragmente. Als weitere Bioklasten liegen Muschelschalen vor, die örtlich zu mm- bis cm-mächtigen Linsen angereichert sind. Der Sandstein ist durch hohe Packungsdichte seiner Komponenten gekennzeichnet. Berührungsflächen der Quarzkörner sind stylolithisch überprägt und weisen Tönhäutchen auf (vergl. FÜCHTBAUER 1988: 162, Abb. 4–44). Die Matrix setzt sich aus opaken Mineralen und Tonmineralen? zusammen, die karbonatisch gebunden sind.

Im Aufschluß ist der Sandstein in typischer Weise braun-grün bis rostfarbig angewittert. Frische Bruchflächen sind grau-braun. Der Sandstein ist unregelmäßig geschichtet und weist feste Konsistenz auf.

Sandstein der Zwischenflözregion wird als Ausläufer des im W großflächig austreichenden Wiehengebirgsquarzits (LORENZ 1975) angesehen, der als deltaische Ablagerung weit in das Niedersächsische Becken hineinreicht (MÖNNIG & BERTLING 1995: 97).

5. Diskussion der Befunde

5.1 Die Hohlräume der *florigemma*-Bank – Lösungskavernen einer Paläokarst-Phase

Die Entstehung aller Hohlräume ist ausschließlich anorganischen Ursprungs und läßt sich auf Lösungsprozesse zurückführen, die allgemein als Paläokarst bezeichnet werden (CHOQUETTE & JAMES 1988; DESROCHERS & JAMES 1988; WRIGHT & SMART 1994). Die nachstehenden Punkte sind nach READ & GROVER (1977: 966–967) Erkennungsmerkmale von Paläokarst:

- Hohlräume unterschiedlicher Gestalt und Größe im Karbonatgestein
- selektiv aufgelöster Aragonit („mineral controlled alteration“ sensu CHOQUETTE & JAMES 1988: 8; vergl. CHERNS 1982: 821, 826) bzw. „biomoldic porosity“ nach JOACHIMSKI & SCHELLER (1987)
- Caliche-Bildung, deren Entstehung allerdings auf arides Klima beschränkt bleibt (CHERNS 1981: 826; READ & GROVER 1977: 967)
- Bodenbildungen

Hohlräume unterschiedlicher Gestalt und Größe entsprechen Hohlraum Typ 2. Vergleichbare Lösungskavernen entstehen bevorzugt im Bereich des „water table“ (WRIGHT 1982: 90; WRIGHT & SMART 1994: Abb. 12–2) oder in der brackischen Mischwasserzone (BACK et al. 1986; CHOQUETTE & JAMES 1988: Abb. 1).

Die Hohlräume vom Typ 2 zeigen allerdings auch gewisse Ähnlichkeit mit den von BROMLEY (1975), FÜRSICH (1971), KAZMIERCZAK & PSZCZÓLKOWSKI (1968), PALMER & FÜRSICH (1974: Abb. 2) und PURSER (1969: Abb. 8b) beschriebenen Hohlraumsystemen in Hartgründen, die organischen Ursprung sind (ausgekoklte, mit Sediment aus dem Hangenden gefüllte Grabgänge). Diese Genesemöglichkeit ist für die vorliegenden Hohlräume auszuschließen, da sie nicht gangförmig sondern planar sind.

Auch Schalen- oder Skelettsubstanz aus Aragonit (Korallen, Bivalven, Gastropoden, Dasycladaceen) ist im Dachbereich der *florigemma*-Bank aufgelöst (Hohlraum Typ 1). Die kalzitischen *Solenopora*-Thalli (WRIGHT 1985) weisen dagegen gute Erhaltung auf.

Die Auflösung des Korallenskeletts und nachfolgende Sedimentausfüllung ist nur selten beschrieben worden. Von derartiger Überlieferung berichten RONIEWICZ & RONIEWICZ (1968). In ihrem Material (Hartgrund aus dem Oberjura von Polen) sind phaceloide *Calamophylliopsis*-Kolonien aufgelöst und die schachtförmigen Hohlräume mit Ooiden aufgefüllt. Das gleiche Phänomen schildert LEINFELDER (1992: 22; 1994: 27) aus dem oberjurassischen Ota-Riff (Portugal). Dort sind ebenfalls Korallen der Gattung *Calamophylliopsis* aufgelöst. In die (Skelett-)Hohlräume wurde schwarzgefärbtes Internsediment eingebettet.

Granulare Blockzemente, die (Skelett-)Hohlräume von Korallen ausfüllen, führt TALBOT (1972) ebenso auf meteorisch-phreatische Diagenese unter Süßwassereinfluß zurück, bei der im wesentlichen instabiler Aragonit gelöst wird (CONSTANZ 1986; JOACHIMSKI & SCHELLER 1987: 132). Diese selektive Lösung kann während des „Trockenfallens“ der *florigemma*-Bank abgelaufen sein. Sie kann aber ebenso im Einflußbereich der Mischwasserdiagenese erfolgt sein (PURSER & SCHROEDER 1986; WRIGHT & SMART 1994: 482), zu einem Zeitpunkt, als die feine, anfällige Korallenstruktur noch nicht durch submarine Diagenese verändert war (vergl. BACK et al. 1986).

Caliche-Ablagerungen und Bodenbildungen konnten dagegen nicht nachgewiesen werden.

5.2 Sedimentäre Füllung der Hohlräume

Bereits durch Materialunterschiede der Hohlraumfüllungen ist eine sedimentäre Mehrphasigkeit der Füllung erkennbar. Neben der Tatsache, daß die Füllung von Hohlraum Typ 1a in den am tiefsten in der *florigemma*-Bank vorliegenden Lösungskavernen auftritt, läßt die Füllung von Hohlraum Typ 1a – abgesehen von nestartig angereichertem Quarzsand – keine Ähnlichkeit mit dem Sandstein erkennen, der die *florigemma*-Bank überlagert. Die vorangehenden Feststellungen geben einen Hinweis auf ihre Altersstellung: Hohlraum Typ 1a wurde zeitlich vor Hohlraum Typ 1b und 2 aufgefüllt.

Die sedimentäre Füllung erfolgte nach der subaerischen Entstehung der Hohlräume, zu einem Zeitpunkt, als wieder Flachwasserbedingungen vorlagen. Vermutlich kam es auf der Dachfläche der *florigemma*-Bank zur Onkoidbildung, entsprechend der Schilderung von KUTEK & RADWANSKI (1965: 159). Die Onkoide und weitere Organismenreste wurden nachfolgend in die Hohlräume Typ 1a eingespült und liegen dort als Relikte vor. Die Einfuhrkanäle in die Hohlräume Typ 1a müssen geraume Zeit offengeblieben sein, da später noch Einlagerung von Quarzsand (=sedimentäre Füllung von Hohlraumtyp 1b und 2) in die Hohlräume Typ 1a erfolgte. Dieser ist dort nestartig angereichert überliefert.

Die sedimentäre Füllung von Hohlraum Typ 1b und 2 zeigt deutliche Übereinstimmungen mit dem Quarz-Sandstein, der die *florigemma*-Bank überlagert. Organismenreste kommen allerdings in den Lösungskavernen wesentlich häufiger vor. Sie sind besser erhalten, da sie nach ihrer Einlagerung vor weiterer mechanischer Aufarbeitung geschützt waren (vergl. LÖSER 1994). Die gleiche Beobachtung hat VOIGT (1959: 139) dazu veranlaßt, ähnliche Hohlräume in kretazischen Hartgründen als „Fossilfallen“ zu bezeichnen.

5.3 Die Organismen der Dachfläche der *florigemma*-Bank im Vergleich mit anderen Hartgründen und Hartböden

Hartgründe und Hartböden sind ausgezeichnete Objekte für paläontologische Studien, da ein Teil ihrer Fauna (Epilithen, Bohrspuren der Bohrorganismen) stets in Lebendstellung erhalten ist. Faunistische Vielfalt kennzeichnet einen typischen jurassischen Hartgrund bzw. Felsboden (PALMER 1982).

Im untersuchten Bereich ist die komplette fossile Überlieferung der Gemeinschaft infolge erosiver Prozesse nicht gegeben (FÜRSICH 1979: 37). Es sind nur robuste Hartteile von Organismen und vor allem Bohrspuren dokumentiert (vergl. RONIEWICZ & RONIEWICZ 1968).

Eine Hartgrund-Gemeinschaft, deren faunistische Zusammensetzung der Gemeinschaft der Dachfläche der *florigemma*-Bank entspricht, beschreiben KAZMIERCZAK & PSZCZÓLKOWSKI (1968) von einer im Heilig-Kreuz-Gebirge, Polen, weitflächig verbreiteten Diskontinuitätsfläche des Oberjuras. Die gleiche Übereinstimmung besteht mit der von FÜRSICH (1979: 45, Tab. 1, Lok. 30) charakterisierten Felsbodengemeinschaft des Mittleren Juras, S-England.

5.4 Genese-Modell der Dachfläche der *florigemma*-Bank

Auf den dargestellten Grundlagen läßt sich für die Genese der Dachfläche der *florigemma*-Bank nachstehende Abfolge annehmen:

Die Ablagerung der *florigemma*-Bank erfolgt submarin. Danach tritt Emersion („Verlandung“) ein. Zu diesem Zeitpunkt ist die *florigemma*-Bank bereits lithifiziert. Die Korallen liegen aber z. T. noch in Aragonit-Erhaltung vor. Eine Paläokarst-Phase setzt ein. Der Aragonit der Korallenskelette wird selektiv gelöst (Hohlraum Typ 1). Ebenso bilden sich durch Lösungsvorgänge oberflächennahe Hohlraumsysteme (Hohlraum Typ 2).

Das Paläokarst-Relief wird vom Meer überflutet. Es bilden sich Onkoide, die in Lösungskavernen eingespült werden. Bohrmuscheln und bohrende Würmer treten auf. Austern und Serpuliden inkrustieren die Dachfläche.

Mechanische Erosion zerstört die Epilithen zum großen Teil und gibt der Dachfläche der *florigemma*-Bank ihre endgültige Gestalt. Der absolute Betrag der stattgefundenen Erosion ist nicht zu ermitteln, da die Abschleifung der Bohrmuschellöcher nur einen Minimalwert für die noch vor der erneuten Sedimentation stattgefundene Abrasion gibt (VOIGT 1959: 141; BROMLEY 1975: 418, Abb. 15.15).

Nach dem Bewuchs durch Epilithen, nach der Anbohrung durch Organismen und posterosiv erfolgt die krustenartige Imprägnation der Dachfläche der *florigemma*-Bank mit Fe- und Mn-Verbindungen. Das Eisen könnte zum Teil als Fe-III durch festländische lateritische Verwitterung mobilisiert worden sein (SIMON 1969: 344). Für die Bildungszeit der Krusten ist ein längerer Zeitraum anzunehmen, der nicht ermittelt werden kann (FÜRSICH 1979: 16). Ihre Existenz ist ein Beleg für eine Phase stagnierender Hintergrundsedimentation (z. B. JAANUSSON 1959).

Nach (z. T. wohl auch während) der Bildung der Krusten setzen siliklastische Schüttungen ein. Das angelieferte Sediment, Quarzsand unbekannter Herkunft, füllt die Lösungskavernen (Hohlraum Typ 1b und 2) auf und überlagert die Krusten opaker Minerale, ohne sie erosiv zu entfernen. Ebenso reichern sich aufgearbeitete Organismenreste (Austernschalen) in den Lösungskavernen an.

Die Abformung des Paläokarst-Reliefs weist den Paläokarst als „buried paleokarst“ (bzw. interstratal-karst) im Sinne von WRIGHT (1982) aus. Gleichfalls ist durch die sedimentäre Überlagerung durch den Sandstein der Zwischenflözregion die Genese der Dachfläche der *florigemma*-Bank abgeschlossen.

6. Danksagung

Die Publikation beruht auf Teilergebnissen einer am Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Hannover angefertigten Diplom-Arbeit des Verfassers (HELM 1997).

Die Anregung zu diesem Thema gaben Dr. I. SCHÜLKE und Prof. Dr. R. FISCHER; beiden gilt mein besonderer Dank für die Betreuung der Arbeit.

Dem Naturschutzdezernat der Bezirksregierung Hannover und dem Staatlichen Forstamt Oldendorf danke ich für die Genehmigung zur Durchführung geologischer Feldarbeiten im Naturschutzgebiet „Hohenstein“, die die Arbeit erst ermöglichte.

7. Literaturverzeichnis

- BACK, W., HANSHAW, B. B., HERMAN, J. S. & VAN DRIEL, J. N. (1986): Differential dissolution of a Pleistocene reef in the ground-water mixing zone of coastal Yucatan, Mexico. – *Geology* 14, 137–140.
- BERTLING, M. (1989): Die korallengebundenen Choriozönosen des norddeutschen Malm. – unveröff. Diss. Universität Münster. Wuppertal
- BROMLEY, R.G. (1975): Trace fossils at omission surfaces. – In: FREY, R. W. (Hrsg.): *The study of trace fossils*, 399–428.
- CHERNS, L. (1982): Palaokarst, tidal erosion surfaces and stromatolites in the Silurian Eke Formation of Gotland, Sweden. – *Sedimentology* 29, 819–833.
- CHOQUETTE, P. W. & JAMES, N. P. (1988): Introduction. – In: JAMES, N. P. & CHOQUETTE, P.W. (Hrsg.): *Paleokarst*, 3–21.
- CONSTANTZ, B.R. (1986): The primary surface area of corals and variations in their susceptibility to diagenesis. – In: SCHROEDER, J. H. & PURSER, B. H. (Hrsg.): *Reef diagenesis*, 53–76.
- DESROCHERS, A. & JAMES, N. P. (1988): Early Paleozoic surface and subsurface paleokarst: Middle Ordovician carbonates, Mingan Islands, Québec. – In: JAMES, N. P. & CHOQUETTE, P. W. (Hrsg.): *Paleokarst*, 183–210.
- FABISCH, R. (1996): Höhlen im Süntel und Wesergebirge. – *Beih. Ber. naturhist. Ges. Hannover* 12, 1–78.
- FELS, A. (1995): Prozesse und Produkte geologischer Kondensation im Jura der westlichen Tethys. – *Profil* 8, 336–472.
- FREITAG, K. P. (1969): Ausbildung und Verbreitung des Korallenoolith im westlichen Wesergebirge und Wesergebirgsvorland. – Dissertation TH Clausthal. Clausthal-Zellerfeld
- FÜCHTBAUER, H. (1988): *Sediment-Petrologie, Teil II. Sedimente und Sedimentgesteine.* – Schweizerbart. Stuttgart
- FÜRSICH, F. T. (1971): Hartgründe und Kondensation im Dogger von Calvados. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 138 (3), 313–342.
- FÜRSICH, F.T. (1979): Genesis, environments, and ecology of Jurassic hardgrounds. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 158 (1), 1–63.
- GLASHOFF, H. (1959): Eine Bodenbildung im Korallenoolith des Wesergebirges. – *Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg* 28, 106–109.
- GRAMANN, F., HEUNISCH, C., KLASSEN, H., KOCKEL, F., DULCE, G., HARMS, F.-J., KATSCHOREK, T., MÖNNIG, E., SCHUDACK, M., SCHUDACK, U. THIES, D. & WEISS, M. (1997): Das Niedersächsische Oberjura-Becken – Ergebnisse interdisziplinärer Zusammenarbeit. – *Z. dt. geol. Ges.* 148 (2), 165–236.
- HELM, C. (1997): Faunistische Untersuchungen an einem Fleckenriff des Oberjura (*florigemma*-Bank; Süntel). – unveröff. Dipl.-Arb. Universität Hannover. Hannover
- HÖLDER, H. (1972): Endo- und Epizoen von Belemniten-Rostren (*Megateuthis*) im nordwestdeutschen Bajocium (Mittlerer Jura). – *Paläont. Z.* 46 (3/4), 199–220.

- HÖLDER, H. & HOLLMANN, R. (1969): Bohrgänge mariner Organismen in jurassischen Hart- und Felsböden. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 133 (1), 79–87.
- HOYER, P. (1965): Fazies, Paläogeographie und Tektonik des Malm im Deister, Osterwald und Süntel. – Beih. geol. Jb., 249 S.
- JAANUSSON, V. (1961): Discontinuity surfaces in limestones. – Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala 40, 221–241.
- JASIONOWSKI, M. (1995): Kredowa powierzchnia niedepozycji o kolicach Krakowa (Mydlniki, Zabierzów): Rycia, drażenia, stromatolity. – Ann. Soc. Geol. Polon. 65 (1–4): 63–77.
- KAISER, C. (1979): Einführung in die Geologie des Naturschutzgebietes Hohenstein. – Nds. L.-forstverw., Staatl. Forstamt Oldendorf. Hessisch-Oldendorf
- KAZMIERCZAK, J. & PSZCZÓLKOWSKI, A. (1968): Sedimentary discontinuities in the Lower Kimmeridgium of the Holy Cross Mts. – Acta Geol. Polon. 18, 587–612.
- KELLY, S. R. A. & BROMLEY, R. G. (1984): Ichnological nomenclature of clavate borings. – Palaeontology 27 (4), 793–807.
- KLEEMANN, K. H. (1974): Raumkonkurrenz bei Ätzmuscheln. – Marine Biology 26, 361–364.
- KLÜPFEL, W. (1931): Stratigraphie der Weserkette (Oberer Dogger und Malm unter besonderer Berücksichtigung des Ober-Oxford). – Abh. preuß.-geol. L.-Anst. N.F. 129, 13–423.
- KOERT, W. (1927): Über eine epirogene Diskordanz an der Basis des Kimmeridge im östlichen Wiehengebirge nebst einem paläoklimatischen Beitrage. – Sitzber. d. Geol. L.-A. 2, 78–92.
- KUTEK, J. & RADAWÁŃSKI, A. (1965): Upper Jurassic oncolites of the Holy Cross Mts. (Central Poland). – Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. géol. géogr. 13 (2), 155–160.
- LEINFELDER, R.R. (1992): A modern-type Kimmeridgian reef (Ota Limestone, Portugal): implications for Jurassic reef models. – Facies 26, 11–34.
- LEINFELDER, R. R. (1994): Karbonatplattformen und Korallenriffe innerhalb siliziklastischer Sedimentationsbereiche (Oberjura, Lusitanisches Becken, Portugal). – Profil 6, 1–207.
- LORENZ, W. (1975): Zur Lithostratigraphie und Sedimentologie des Korallenoolith (Malm) im Wiehengebirge (NW-Deutschland). – Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg 44, 423–447.
- LÖSER, H. (1994): Die Korallenfauna des Kassenberges in Mülheim/Ruhr (Westfälisches Kreidebecken, NW-Deutschland; Oberkreide) (1) Geologie und Palökologie. – Coral Research Bulletin 2, 1–19.
- MÖNNIG, E. & BERTLING, M. (1995): Exkursion C. – 65. Jahrestagung der Paläontologischen Gesellschaft (Exkursionsführer), Terra Nostra 95 (5), 84–124.
- NIELD, E. W. (1984): The boring of Silurian stromatoporids – toward an understanding of the larval behaviour in the *Trypanites*-Organism. – Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 48 (2–4), 229–243.
- PALMER, T. J. (1982): Cambrian to Cretaceous changes in hardground communities. – Lethaia 15, 309–323.
- PALMER, T. J. & FÜRSICH, F. T. (1974): The ecology of a Middle Jurassic hardground and crevice fauna. – Palaeontology 17 (3), 507–524.
- PISERA, A. (1987): Boring and nestling organisms from the Upper Jurassic coral colonies from northern Poland. – Acta Palaeont. Polon. 32 (1–2) 83–104.

- PURSER, B. H. (1969): Syn-sedimentary marine lithification of Middle Jurassic limestones in the Paris Basin. – *Sedimentology* 12, 205–230.
- READ, J. F. & GROVER, G. A. (1977): Scalloped and planar erosion surfaces, Middle Ordovician limestones, Virginia: analogues of Holocene exposed karst or tidal rock platforms. – *J. Sed. Petrol.* 47, 956–972.
- RONIEWICZ, E. & RONIEWICZ, P. (1968): Hardground in the coraliferous Kimmeridgian deposits of the Holy Cross Mts (Central Poland). – *Acta Geol. Polon.* 18, 382–385.
- SCHLOZ, W. (1972): Zur Bildungsstätte der Oolithenbank (Hettangium) in Baden-Württemberg. – *Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart N.F.* 67, 101–212.
- SCHÖNLAUB, H. P., KLEIN, P., MAGARITZ, M., RANITSCH, G. & SCHARBERT, S. (1991): Lower Carboniferous paleokarst in the Carnic Alps (Austria, Italy). – *Facies* 25: 91–118.
- SCHOTT, W. (1930): Paläogeographische Untersuchungen über den Oberen Braunen und Unteren Weißen Jura Nordwestdeutschlands. – *Abh. preuß. geol. Landesanst., N.F.* 133, 5–51.
- SCHULZE, K. H. (1975): Mikrofazielle, geochemische und technologische Eigenschaften von Gesteinen der Oberen Heersumer Schichten und des Korallenoolith (Mittleres bis Oberes Oxfordium NW-Deutschlands) zwischen Weser und Leine. – *Geol. Jb. D* 11, 3–102.
- STINDER, T. (1991) Mikropaläontologie und Biostratigraphie des Unteren Malm (Korallenoolith) im Wesergebirge (Norddeutschland). – *Bochumer geol. u. geotechn. Arb.*, 35: 319 S.
- TALBOT, M. R. (1972): The preservation of scleractinian corals by calcite in the Corallian Beds (Oxfordian) of southern England. – *Geol. Rdsch.* 61 (2), 731–741.
- THIENHAUS, R. (1957): Zur Paläogeographie der Korallenoolithherze des Wesergebirges. – *Z. dt. geol. Ges.* 109, 49–62.
- THIENHAUS, R. (1969): Die Eisenerze des Korallenooliths im Wesergebirge (Grube Wohlverwahrt-Nammen). – *Beih. geol. Jb.* 79, 233–257.
- VALETON, I. (1957): Lateritische Verwitterungsböden zur Zeit der jungkimmerischen Gebirgsbildung im nördlichen Harzvorland. – *Geol. Jb.* 73, 149–164.
- VOIGT, E. (1959): Die ökologische Bedeutung der Hartgründe („Hardgrounds“) in der oberen Kreide. – *Paläont. Z.* 33, 129–147.
- VOIGT, E. (1971): Fremdsulpturen an Steinkernen von Polychaeten-Bohrgängen aus der Maastrichter Tuffkreide. – *Paläont. Z.* 45 (3/4), 144–153.
- VOIGT, E. (1975): Tunnelbaue rezenter und fossiler Phoronidea. – *Paläont. Z.* 49 (1/2), 135–167.
- WRIGHT, V. P. (1982): The recognition and interpretation of paleocarsts: two examples from the Lower Carboniferous of South Wales. – *J. Sed. Petrol.* 52, 83–94.
- WRIGHT, V. P. (1985) Seasonal banding in the alga *Solenopora jurassica* from the Middle Jurassic of Gloucestershire, England. – *J. Paleont.* 59 (3), 721–732.
- WRIGHT, V. P. & SMART, P. L. (1994): Paleokarst (dissolution diagenesis): Its occurrence and hydrocarbon exploration significance. – In: WOLF, K. H. & CHILINGARIN, G. V. (Hrsg.): Diagenesis IV. Developments in Sedimentology 51, 477–517.

Manuskript eingegangen: 16. 12. 1997

Anschrift des Verf.: Dipl.-Geol. Carsten Helm,
Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Hannover,
Callinstr. 30,
D-30167 Hannover

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Berichte der Naturhistorischen Gesellschaft Hannover](#)

Jahr/Year: 1998

Band/Volume: [140](#)

Autor(en)/Author(s): Helm Carsten

Artikel/Article: [Paläokarst-Erscheinungen im Oberjura \(Oxfordium, Dachfläche der florigemma-Bimk, Korallenoolith, Hauptdiskontinuität\) von NW-Deutschland \(Süntel\) 99-120](#)