

FAZIES-ANALYSE IM PALÄOZOIKUM DES OSLO-GEBIETES

Von A. SEILACHER, *Tübingen**) und D. MEISCHNER, *Göttingen**)

Mit 13 Abbildungen und 1 Tafel

Herrn Prof. Dr. Dr. h. c. ERICH BADERKE zum 70. Geburtstag gewidmet.

Die im folgenden mitgeteilten Beobachtungen knüpfen sich an eine Exkursion, die das Göttinger Institut im August 1963 unter der Leitung von Professor BADERKE unternahm. So nehmen wir seinen 70. Geburtstag gern zum Anlaß, ihm diese Arbeit zur Erinnerung an die gemeinsame Exkursion und an seine früheren Untersuchungen im Oslo-Gebiet mit herzlichen Glückwünschen zu widmen.

Wir danken ferner der Göttinger Universitätsverwaltung, die es uns ermöglichte, im folgenden Jahr die Aufschlüsse noch einmal zu besuchen und ergänzendes Material zu sammeln. Nicht zuletzt gilt aber unser Dank den norwegischen Kollegen, voran Dr. G. HENNINGSMOEN und Professor L. STØRMER. Nur auf der Grundlage ihrer Forschungen und mit der freundlichen Führung im Gelände durch Dr. HENNINGSMOEN und Herrn B. D. ERDTMANN war es uns möglich, in verhältnismäßig kurzer Zeit wenigstens zu einem vorläufigen Ergebnis zu gelangen. Frau H. BÖHME half beim Schreiben des Textes, Herr SPRINGER beim Zeichnen der Tabelle.

Zusammenfassung

Alle vorhandenen bathymetrischen Kriterien (Lithologie, Sedimentstrukturen aller Art, Fossilorientierung, Stromrichtungen, benthonische Fauna und fossile Lebensspuren) werden zur Rekonstruktion der Sedimentationsgeschichte und der Krustenbewegungen für das Kambrium, Ordovizium und Silur im Oslo-Gebiet herangezogen.

Zwei Beckenbildungs- und Krustensenkungszeiten können nachgewiesen werden. Sie sind durch eine Episode des Stillstandes oder der Aufwärtsbewegung der Kruste voneinander getrennt. Das zeigt sich durch Ablagerung flachmeerescher und z. T. konglomeratischer Sedimente am Ausgang des Ordoviziums deutlich an.

Abstract

All available bathymetric criteria (lithology, sedimentary structures, fossil orientation, current features benthos, and trace fossils) are used to reconstruct the sedimentary history and the crustal movements of the Oslo district during Cambrian, Ordovician, and Silurian times. Two phases of basin development and crustal subsidence are recognized, separated by an episode of crustal rest

*) Anschrift der Verfasser: Prof. Dr. A. SEILACHER, Tübingen, Sigwartstraße 10 (Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum der Universität).

Dr. D. MEISCHNER, Göttingen, Berliner Str. 28 (Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität).

or uplift that resulted in the deposition of shallow marine and conglomeratic sediments at the close of Ordovician times.

Résumé

Tous les critères bathymétriques (lithologie, structures sédimentaires, orientation de fossiles, courants, faunes benthiques et traces fossiles) sont analysés pour reconstituer l'histoire sédimentaire et les mouvements de l'écorce terrestre pendant le Cambrien, l'Ordovicien et le Silurien dans la région d'Oslo.

On peut mettre en évidence deux phases d'affaissement qui sont séparées par un épisode d'arrêt ou de soulèvement du fond, caractérisé par l'épôt de sédiments néritiques et de conglomérats à la fin de l'Ordovicien.

Краткое содержание

Фациальный анализ полеозойских отложений (кембрийская, ордовикская и силурийская системы) в окрестностях Осло (Норвегия) проводился по следующим критериям: литология, структуры осадков, ориентировка окаменелостей, направление, бентонные организмы и следы их жизнедеятельности. В образовании геосинклинали отмечается два периода.

Inhalt

A. Fragestellung	597
B. Mögliche Modell-Vorstellungen	598
C. Beobachtungen	600
I. Sedimentations-Erscheinungen	600
1. Lithologie	600
2. Sediment-Strukturen	602
3. Fossil-Orientierung	606
4. Strömungsrichtungen	610
II. Bodenleben	612
1. Sessiles Benthos	612
2. Lebensspuren	612
D. Bathymetrische Kurve und resultierendes Oszillogramm	616
Literatur	618

A. Fragestellung

Das mittelcambrische Basalkonglomerat und die Rotsandsteine des Downton bilden die Einbanddecken zu einem Schichtenstoß von etwa 1000 m, in dem ein geschlossenes Kapitel der Erd- und Sedimentationsgeschichte beinahe lückenlos aufgezeichnet steht.

Im ersten Drittel des ungefähr 140 Mill. Jahre umfassenden Zeitraumes, nämlich bis nach Ablagerung des *Endoceras*-Kalkes, verlief die Sedimentation nach Fazies und Mächtigkeit im Stil des südöstlich anschließenden Schildes. In der Folge steigerte sich die Sedimentationsgeschwindigkeit (genauer „Mächtigkeitszunahme“ im Sinne von H. E. REINECK 1960) im höheren Ordoviz auf das Sechsfache, stieg im Silur in steiler Kurve weiter an und erreichte im Downton schätzungsweise das Dreißigfache der ursprünglichen Rate. Zugleich ändert sich der Sedimentcharakter von der bisherigen epikontinentalen in Richtung auf eine geosynklinale Fazies.

Man ist versucht, in diesem Ablauf ein kontinuierliches Absinken des Untergrundes zu sehen, welches erst mit steigender Sedimentations-Rate ausgeglichen und endlich überholt worden wäre. Einer solchen Modellvorstellung widersetzen sich jedoch gewisse Erscheinungen, auf die schon J. KIAER (1908) und neuerdings N. SPJELDNAES (1957 a und 1957 b) hingewiesen haben. Es handelt sich um Kalksandsteine im höchsten Ordovizium, welche an vielen Stellen Konglomerate und Blocklagen enthalten und örtlich mit schwacher Diskordanz und mit verkarsteter Oberfläche gegen das Silur abschließen sollen.

Es galt also zu prüfen, ob den genannten Erscheinungen tatsächlich eine Heraushebung des Oslo-Gebietes am Ausgang des Ordoviziums zugrunde lag, oder ob sich die Konglomerate — etwa als ein in größerer Tiefe gebildeter Wildflysch — in das einphasige Modell einfügen lassen. Die Wassertiefe, auf die es dabei ankommt, ist aber (H. SCHMIDT 1956, S. 336) kein Faziesfaktor, oder wenigstens keiner, der sich im Sediment oder seinem Fossilinhalt eindeutig abbildet. Wir haben darum versucht, möglichst viele Kriterien heranzuziehen und erst aus der Summe ihrer bathymetrischen Komponenten die Tiefenkurve zu rekonstruieren. Wenn sich dabei gängige Tiefenkriterien gegenüber anderen als weniger zuverlässig erweisen, so liegt darin ein zusätzlicher Nutzen einer solchen Untersuchung.

B. Mögliche Modell-Vorstellungen

In einem Sedimentations-Becken stehen Wassertiefe, Sediment-Mächtigkeit und Tiefenlage des Beckenbodens in einer banalen Beziehung zueinander:

Wassertiefe + Sediment-Mächtigkeit = Tiefe des Beckenbodens

Auf sinkendem Boden kann die Sedimentation entweder hinter der Senkung zurückbleiben, oder sie ausgleichen, oder gar überkompensieren. Entsprechend wird die Wassertiefe größer, bleibt konstant oder wird geringer. Für die entgegengesetzte Boden-Bewegung gilt Entsprechendes.

Diese Beziehung kann man, wie S. v. BUBNOFF (1931) gezeigt hat, benutzen, um aus dem zeitlichen Gang der Wassertiefe und der Sediment-Anhäufung die Bewegung des Untergrundes gegenüber dem als konstant angenommenen Wasserspiegel aufzuzeichnen.

S. v. BUBNOFFS Oszillogramme sind Skizzen, die nur Mittelwerte einer räumlich differenzierten Entwicklung darstellen. Denn, strenggenommen, läßt sich ein Oszillogramm nur für einen festen Punkt im Sedimentations-Becken konstruieren — Senkung und Sedimentation können in benachbarten Bereichen sehr unterschiedlich verlaufen. Daher ist eine weiträumig gleichmäßige Sedimentation Vorbedingung für ein genaues und nicht nur lokal gültiges Oszillogramm. Ferner muß die Sedimentation — gemessen an geologischen Zeiteinheiten — stetig sein, d. h. in so kleinen Einzelschritten ablaufen, daß ihre Summenkurve, gegen die Abszisse der stratigraphischen Einheiten aufgezeichnet, stetig verläuft.

Die cambrische Transgression und das Ende der marinen Überlieferung sind die Punkte, an denen die Oberfläche der Sedimente im Oszillogramm den Meeresspiegel schneidet. Die Sedimentation beginnt im mittleren Cambrium mit einer minimalen Sedimentationsrate. Im Laufe der Zeit beschleunigt sie sich in einer auffallend regelmäßigen Kurve zu immer hö-

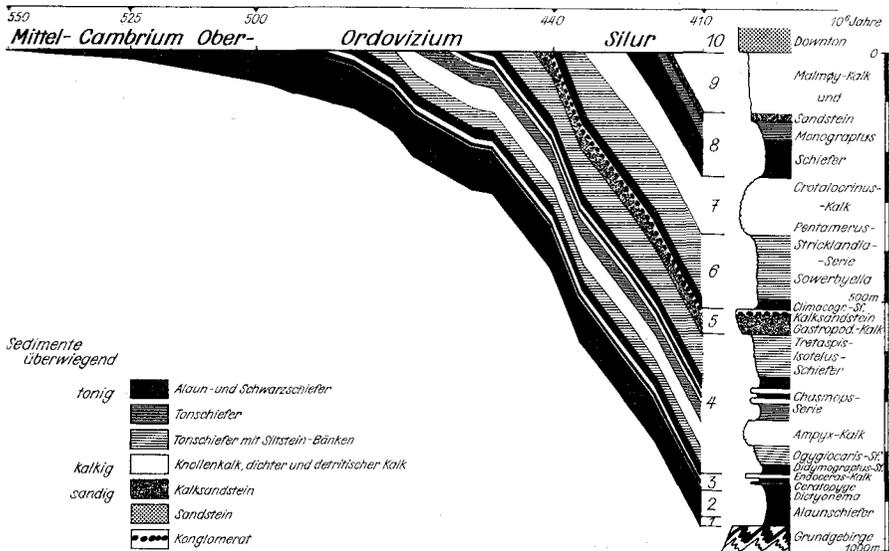


Abb. 1. Sedimentation im Oslo-Gebiet vom mittlerem Cambrium bis zum Beginn des Downton. Zugleich Oszillogramm für die Annahme, daß alle Sedimente in unmittelbarer Nähe des Meeresspiegels abgelagert sind.

Sedimentation in the Oslo area during Cambrian through Downtonian times, plotted against isotope ages. The base line shows the subsidence of the crust assuming the sediments would all have formed close to sea level.

heren Raten und erreicht mit dem Übergang in den terrestrischen Downton-Sandstein ihren höchsten Wert (Abb. 1).

1. Modell:

Nimmt man an, daß die Sedimente während des gesamten Zeitraumes in flachem Wasser abgelagert wurden, so gibt Abb. 1 bereits das Oszillogramm eines Gebietes, das mit regelmäßig wachsender Geschwindigkeit einsinkt.

2. Modell:

Andererseits kann man versuchsweise eine gleichbleibende Absenkung annehmen und erhält damit eine einphasige Sedimentations-Geschichte (Abb. 2). Die Sedimentation kann in diesem Modell die Senkung erst im mittleren Ordovizium ausgleichen und mit Beginn des Silurs überholen.

3. Modell:

Wahrscheinlich verliefen aber weder die Tiefenkurve noch die Absenkung geradlinig. Den wahren Verlauf wird man daher um so genauer erfassen, je besser die Bildungstiefe der Profil-Abschnitte bestimmt ist. Dafür dienen als Kriterien die Sedimente und ihre Strukturen sowie die Reste und Lebensäußerungen der Boden-Fauna und -Flora.

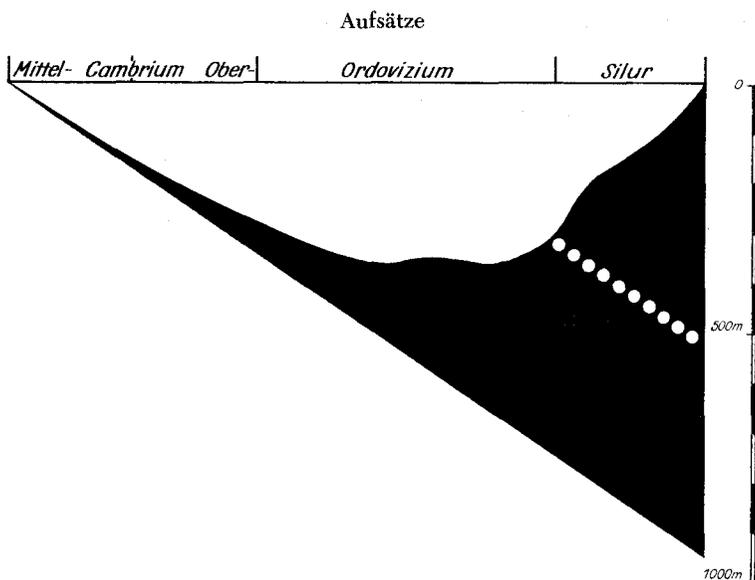


Abb.2. Oszillogramm des Oslo-Gebietes unter der Annahme, daß der Untergrund vom mittleren Cambrium bis zum Downton mit gleichbleibender Geschwindigkeit absank. Die Sedimentation bleibt zunächst zurück, gleicht im mittleren Ordovizium die Senkung aus und überholt sie rasch im Silur bis zur Auffüllung des Beckens. Die Konglomerate des 5c müßten demnach Tiefwasser-Bildungen sein.

Oscillogramm assuming the crust subsided at a constant rate during the whole sedimentary history of the Oslo paleozoic basin. The rate is defined by the thickness of sediments at the moment of transition from marine to continental sedimentation.

In this model, sedimentation first lags behind, then compensates, and finally exceeds, the subsidence. Conglomerates of 5c would have been deposited in deep waters.

C. Beobachtungen

I. Sedimentations-Erscheinungen

I. Lithologie

Das Material der Sedimente allein sagt über die Wassertiefe nichts aus. Es hängt von der Natur des Liefergebietes ebenso ab wie von den geographischen, physikalischen und chemischen Bedingungen des Transportweges und des Ablagerungsraumes. Auch Korngrößen geben nur das Minimum an Energie bei der Ablagerung an. Wichtiger ist die Abfolge und Vergesellschaftung der einzelnen Gesteinstypen im Profil.

Die Sedimente des Oslo-Gebietes zeichnen sich durch häufigen Wechsel zwischen tonigem, kalkigem und sandigem Material aus. Der Wechsel äußert sich in zeitlich länger anhaltenden „Moden“ der Sedimentation, kann aber auch in einer regelmäßigen Wechsellagerung Bank für Bank bestehen.

a) Feinkörnig dunkle Pelite, auch solche mit hohem Gehalt an unvollständig oxydierten organischen Stoffen, lassen nur auf Luftabschluß im frischen Sediment, aber nicht unbedingt auf O₂-Mangel des Wassers und damit auf dem Umweg über die Wasserbewegung auf die Tiefe schließen. Die Alaun- und Schwarzschiefer des Cambriums und tieferen Ordoviziums können sowohl in der Flachsee auf einem Schild als auch in größerer Wassertiefe abgelagert sein.

Dunkle Graptolithenschiefer, teilweise mit Pyrit- und Kalk-Konkretionen, gibt es auch im mittleren Ordovizium (Etage 4cα), im tiefen (6a) und höheren (8a—b) Silur. Sie sind also im Profil recht gleichmäßig verteilt.

b) Kalk e sind aus jeder Wassertiefe bekannt. Das gilt ebenso für die bankigen, pelitischen (*Ceratopyge*-Kalk 3aγ), wie für detritische (*Endoceras*-Kalk, 3c; *Pentamerus*-Kalk, 7a—b). Am ehesten ist man noch geneigt, die gut gebankten Knollenkalke mit denen der pelagischen Fazies geosynklinaler Meere zu vergleichen. Aber dieser Vergleich beruht nur auf der — allerdings verblüffenden — äußeren Ähnlichkeit der Sedimente. Ob die rege diagenetische Überformung, der die Knollenkalke ihren Charakter verdanken, in bestimmter Weise mit der Wassertiefe verknüpft ist, erscheint zweifelhaft. Knollenkalke treten vom mittleren Ordovizium bis zum hohen Silur immer wieder auf — sie sind geradezu das Charaktergestein der Osloer Schären.

c) Sandsteine sind im höheren Ordovizium und tiefen Silur eingeschaltet. Es sind feinkörnige Siltsteine, mit tonigem oder kalkigem bis sideritischem Bindemittel. Sie wechsellagern in zahlreichen dünnen, selten mehr als 10 cm mächtigen Bänken mit dunklen Tonschiefern. Die Verknüpfung mit reinen Peliten ebenso wie mit Wechsellagerungen von Pelit und Knollenkalken läßt an Einschüttungen durch Suspensionsströme — wie in Geosynkinal-Becken — denken, doch können hierüber nur die Sediment-Strukturen entscheiden.

d) Die Kalk-Sandsteine und Konglomerate des höchsten Ordoviziums (Etage 5) fallen aus dem Rahmen der üblichen Sedimentation. Es sind Kalk-Quarz-Arenite mit einer Beimengung von Feldspat und Gesteinsdetritus. Der Kalk-Anteil besteht sowohl aus Kalk-Detritus wie kalkigem Bindemittel. Die Quarze sind meist ausgezeichnet gerundet und erreichen Korngrößen von über 2 mm. Die Konglomerate sind grobe Blockpackungen aus Material der sie unmittelbar unterlagernden Kalksandsteine.

Während der ganzen Etage 5 ist Material sedimentiert worden, das vom Liegenden wie vom Hangenden gleichermaßen absticht, also auch nicht Produkt einer Aufbereitung des unmittelbar benachbarten Untergrundes sein kann. Ob Material solcher Art durch weiträumige Bewegungen des Untergrundes der Erosion neu zugänglich geworden ist oder vielleicht erst jetzt den Weg in den Sedimentationsraum gefunden hat, kann nicht entschieden werden. Das Ablagerungsmilieu war, den Korngrößen entsprechend, energiereich. Energiereiche Sedimentation ist aber sowohl im Flachwasser (Seegang, Oberflächenströmung) wie in tiefen Becken möglich (turbidity currents).

Ergebnis:

Die lithologischen Typen folgen in scheinbar regellosem Wechsel aufeinander. Eine abweichende Einheit bilden nur die Gesteine der Stufe 5.

2. Sediment-Strukturen

Zuverlässigere Aussagen über die Wassertiefe lassen sich aus den Sediment-Strukturen gewinnen. Voraussetzung ist allerdings, daß man elementare Strukturen auf bestimmte Vorgänge der Sedimentation und Erosion zurückführt, nicht etwa pauschale Analogien heranzieht. In den Schichtungs- und Erosionsformen spiegeln sich der Energie-Gehalt des Wassers und die Art des Energie-Umsatzes. Aus ihrer Vergesellschaftung ergibt sich das Gesamtbild des Milieus. Feinschichtung kann zum Beispiel auch im Watt auftreten, aber dort in Gesellschaft typischer Erosionsformen (z. B. Priele).

Die Sedimente des Oslo-Gebietes sind auffällig gut gebankt, Tonschiefer ebenso wie Knollenkalke und Siltstein-Serien. Sie zeigen eine grobe Korrelation zwischen den Korngrößen, dem Ausmaß von Diskontinuitäten im Ablagerungsvorgang und der Größe von Erosionsformen.

a) Die Alaun- und Graptolithenschiefer des Cambriums und tiefen Ordoviziums zeigen eine äußerst feine, ungestörte Feinschichtung. Sie herrscht auch in den schwarzen Peliten der Etagen 4ca, 6a und 8a—b, ist aber hier schon häufiger durch Chondriten gestört.

b) Der *Endoceras*-Kalk, obwohl detritisch, widerspricht dieser Umgebung nicht. Er zeigt eine enge Folge von schichtparallelen Subsolutionsflächen, also nur chemische Erosionsformen (HOLLMANN 1962). Nichts deutet darauf hin, daß der Detritus mit starker Strömung angeliefert wurde.

c) Die Siltstein-Bänke in den Peliten der Etagen 4 und 6 bieten dagegen eine Anzahl charakteristischer diskordanter Sedimentationsformen und Anzeichen typischer, flächenhafter Erosion. Ihre scharfe Unterfläche gegen den Pelit trägt häufig Sohlmarken: drag marks (z. T. gefiedert), impact, flute und crescent casts.

Innerhalb der Bank legen sich Rippel-Körper (ripple sets) mit fast ausschließlich erhaltenen Leebältern übereinander. Auf diesen ist, entsprechend dem Typ 3 von R. G. WALKER (1963), Ton angereichert. Fossilien, welche sonst im Pelit verstreut liegen, häufen sich an der Basis der Bänke.

Nach oben geht die Rippel-Schichtung in ebene Lamination über, die convolut verformt sein kann. Diese regelmäßige und rhythmische Verknüpfung typischer Erosions- und Sedimentationsformen weist die Siltbänke eindeutig als Feinsand-Turbidite aus (Abb. 3).

Anhangsweise sei hier noch auf das Verhältnis von Knollenkalk und Silt-Turbiditen eingegangen. In Profilen, die beide Gesteine als Einschaltungen enthalten, können sie unabhängig voneinander vorkommen. Häufig ist aber der Kalk innerhalb der Siltstein-Bänke konkretionär gewachsen, wobei besonders die ripple sets bevorzugt werden und ein set einer Kalkknolle entspricht (vgl. Abb. 3). Mehr als zufällig gehäuft erscheint auch der Fall, daß Kalkbänke Silt-

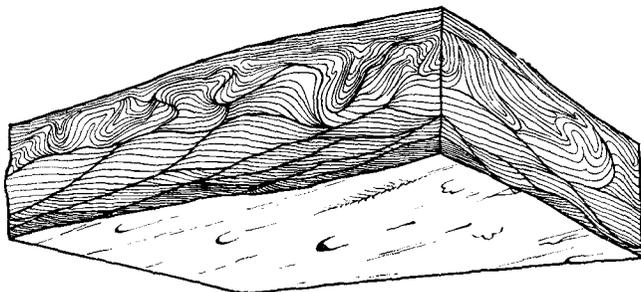


Abb. 3. Feinsand-Bank aus der *Trinucleus-bronni*-Zone (4 a α^4) von Killingen. An der Basis Sohlmarken, darüber Zone mit Rippeldrift, unten kleinstilige, in der Mitte größere sets, die durch diagenetische Kalkfällung weniger gesetzt sind. Oben Übergang der Rippelschichtung in convolute lamination. Leicht schematisiert.

The graded sequence of certain sole markings, ripple drift of increasing scale, and convolute lamination, is common in siltstone beds of 4 and 6 a—b. In this example (4 a α^4 , Killingen), the ripple sets in the middle of the bed formed calcareous concretions which suffered less compaction than the pure silt around.

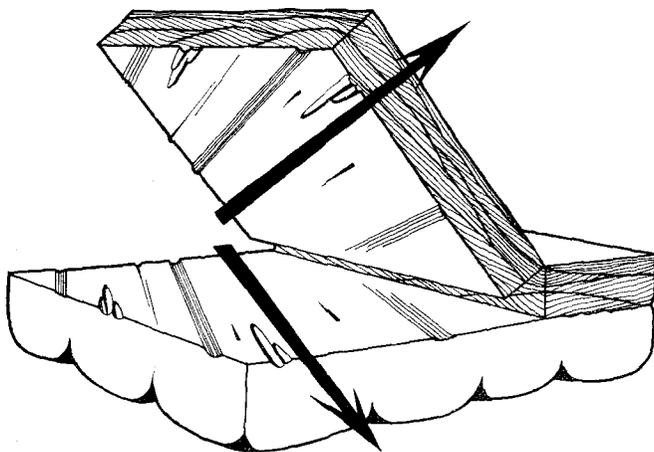


Abb. 4. Turbiditischer Siltstein überlagert eine knollige Kalkbank. Strömungs-
marken schneiden in den Kalk ein und zeigen, daß die feste Kalkbank erst
diagenetisch erhärtet ist. Beispiel aus Etage 4 von Bygdøy.

Sole marks of a silty turbidite (4 at Bygdøy) cut into an underlying nodular
limestone layer. Lithification of the latter occurred later during diagenesis.

steine unmittelbar unterlagern. Strömungsmarken, die in den Kalk einschneiden, beweisen dann, daß der Kalk erst diagenetisch gefällt wurde (Abb. 4). Im ersten Fall dürfte die gegenüber den Schiefen größere Wegsamkeit des Silts, im zweiten die rasche Eindeckung eines kalkigen Tones den Ausschlag gegeben haben.

d) Die Siltsteine der Etage 4 werden nach oben etwas gröber und gehen langsam in die Kalk-Sandsteine der Etage 5 über. Der Übergang ist auf Hovedøy besonders gut aufgeschlossen. In 5 a zeigen die Bänke zunächst noch Merkmale von Turbiditen, sie werden aber bald zu untypischen laminierten Sandsteinen. Allmählich tritt der Ton-Anteil zurück. Etage 5 b wird von dickbankigen, groben Kalksandsteinen mit wirrer, großstiliger Schrägschichtung und einigen grob laminierten Bänken gebildet. Lagenweise sind Oszillations-Rippeln verbreitet.

An der Basis von 5 b liegt auf verschiedenen Inseln eine laminierte Bank, deren convolute Schichtung seitlich in flow rolls übergeht; Einzelne vergente Mulden schnüren sich als Walzen mit seitlich ausgeschwänzten Oberseiten ab (Abb. 5). Derartige Strukturen bezeichnen auch andernorts oft den Übergang von turbiditischen zu Flachwasser-Sandsteinen, z. B. zwischen der Portage- und Chemung-Fazies des Appalachen-Devons.

e) Die Konglomerate von 5 c liegen in großen Erosionsrinnen, die in den Kalksandstein der Etage 5 b einschneiden. Auf Hovedøy läßt sich eine solche Rinne von etwa 200 m Breite und 18 m Tiefe nachweisen (Abb. 6 a). Die Konglomerate selbst sind wirre Blockpackungen von Material des unmittelbaren Untergrundes, isolierten Korallenstöcken und Detritus anderer benthonischer Fossilien. Das Ablagerungsmilieu war äußerst energiereich: In Alnabru liegt ein Block von 5 m Länge und über 1 m Dicke, also weit über 10 t Gewicht, überkippt (Abb. 6 b).

Die Erosionsrinnen wurden zum Teil mehrphasig mit Blockschutt gefüllt. Auf Malmøya sind es 3 Phasen. Die Rinne auf Hovedøy war auch nach der Ablagerung des Blockschuttes noch nicht eingeebnet, sondern wurde mit einer Folge grober Detritus-Bänke vollends aufgefüllt.

Gelegentlich erinnern die Strukturen dieser rhythmischen Füllung an Turbidite, allerdings ohne deren typisches Gefüge-Inventar. Die Bänke sind mitunter gradiert und führen einzelne Gerölle, die dicker sind als die Bank-Mächtigkeit.

Übrigens kommen einzelne grobe Gerölle auch in den Kalksandsteinen unter den eigentlichen Rinnenfüllungen vor.

f) Die turbiditische Sedimentation von Etage 4 wiederholt sich in 6 a—b auf den Schären im Hafengebiet mit einer Folge sehr regelmäßiger Siltstein-Bänke. Auch diese Serie leitet nach oben in eine untypische, dünnbankige, Kalksandstein-Serie über. Schon im oberen 6 b gibt es armdicke Priele mit grober Schill-Füllung von *Leptaena*-Klappen. Die Erosionsformen erreichen aber bei weitem nicht das spektakuläre Ausmaß wie im 5 c.

In diesem Bereich stellen sich Lesedecken und Schillbänke von Brachiopoden ein. Der darauf folgende *Pentamerus*-Kalk ist detritisch, teilweise sogar ziemlich grob und diagenetisch zu einem bankigen Knollen-Kalk überformt. Oszillations-Rippeln, Fossilregelung und Bodenleben (s. u.) setzen ihn in scharfen Kontrast zum *Endoceras*-Kalk.

g) Mit der feinkbankigen *Crotalocrinus*-Serie (7 c) stellt sich noch einmal eine Phase mit Feinschichtung ein, die im unteren Teil der *Monograptus*-Schiefer (8 a—b) ihren Höhepunkt erreicht.

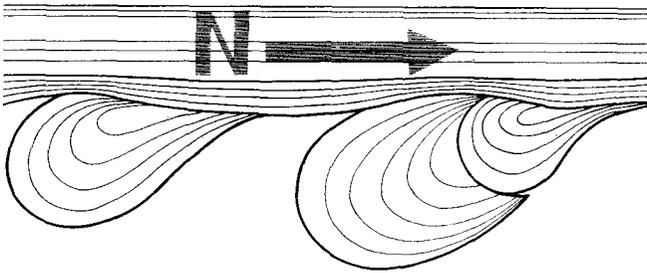


Abb. 5. Flow rolls einer laminierten Kalksandstein-Bank von der Basis des 5 b auf Hovedøy. Mulden in der convoluten Schichtung sind zu geschlossenen Beuteln abgeschnürt, deren Zipfel hangab, hier nach N, ausgezogen sind.
 Flow rolls from a laminated calcareous sandstone (base of 5 b, Hovedøy). Laterally they pass into a continuous bed with convolute lamination, from which the rolls seem to have segregated as exaggerated convolutions. Tails on top of the rolls point downslope, in this case to the north.



Abb. 6. Rinnenfüllung in Etage 5

a) Erosionsrinne im 5 b auf Hovedøy mit Füllung von Block-Konglomerat und laminierten Detritus-Bänken (5 c). Darüber Sandsteinbank, Knollenkalke und Schiefer des tiefsten Silurs (6 a). Nicht überhöht!

b) Detail der Blockpackung von Alnabru. Die größten Blöcke liegen hier wie auf den Inseln oben in der Bank und überragen sie stellenweise. Im unterlagernden 5 b Fläche mit Oszillationsrippeln.

a) Erosion channel on Hovedøy cuts into 5 b sandstones and is filled with conglomerates and detrital beds of 5 c. Sandstone bed and nodular limestones of 6 a rest again on a levelled surface. Vertical scale not exaggerated.

b) 5 c Conglomerate in another channel fill (Alnabru) with blocks of 5 b sandstone. The giant block is overturned. It protruded from the bed during deposition of the nodular limestone on top. Note surface with oscillation ripples in the underlying 5 b sandstone.

Ergebnis:

Auf ungestörte Sedimentation (Etagé 1 bis 3) folgte eine Phase turbiditischer Einschüttungen in sonst ruhiges Milieu (4). Innerhalb der Etagé 5 nimmt die Wasserbewegung rasch zu und führt über einen noch relativ ruhigen Bereich bis zu einem äußerst energiereichen Milieu mit großen Erosions-Rinnen und Block-Konglomeraten.

Danach wird die Sedimentation rasch ruhiger (6 a), worauf sich der Ablauf in ganz ähnlicher Weise wiederholt. Es wird aber nur der Seegangs-Bereich (6 c bis 7 b) erreicht.

Nach erneuter Rückkehr zu ruhigeren Bedingungen (8 a—b) nimmt die Unruhe in Richtung auf das Downton wieder zu.

Die Korngrößen stehen mit der Energie des Ablagerungsmilieus in grober Korrelation.

3. Fossil-Orientierung

Die Biostratinomie oder Einbettungslehre versucht, Ablagerungsvorgänge und Wasserbewegung aus der Regellage bestimmt geformter und reagierender organischer Hartteile zu erschließen. Sie ergänzt also die rein sedimentologische Gefüge-Analyse. Im vorliegenden Fall ist die Ergänzung allerdings nicht nur methodischer Art: Während deutbare Sedimentstrukturen fast nur in den Silt-Bänken vorkommen, liegen die einmeßbaren Makrofossilien in Schiefen und Kalken. Sedimentologische und biostratinomische Aussagen beziehen sich also auf verschiedene Episoden der Sedimentation.

Biostratinomische Beobachtungen werden durch statistische Lagediagramme formgleicher Reste ausgedrückt, wobei man die Lage in der Vertikalebene (= Einkippung RUD. RICHTER 1942) von der Orientierung innerhalb der Schichtebene (= Einsteuerung) zu unterscheiden pflegt. Sofern es sich um vollständige Skelette handelt (z. B. schildförmige Korallen- und Stromatoporen-Stöcke), kann Regellage auch Lebendstellung bedeuten und hat dann nichts mit regelnder Wasserbewegung zu tun. Besser eignen sich dissoziierte, also mit Sicherheit erst postmortal eingeregeltere Skelett-Teile. Im übrigen tritt regelmäßige Einkippung am ehesten bei schüsselförmigen, Einsteuerung leichter bei langgestreckten Körpern ein. Sofern die eingesteuerten Reste strömungsmechanisch ungleiche Enden besitzen (spitzkonische Gehäuse) oder durch Gewicht (Stiel schleifender Seelilien) und Vorsprünge (Schloßzähne) an einem Ende stärker verankert sind, registrieren sie außer Stärke und allgemeiner Richtung auch den Sinn der Wasserbewegung.

a) Cambrium

Die Trilobitenschilder der Alaunschiefer bilden durch Schüsselform, dissoziierte Erhaltung und große Häufigkeit ein ideales Material für die Einkippungs-Statistik. Dennoch scheint ihre biostratinomische Bestandsaufnahme noch auszustehen. Freundlicherweise hat Dr. HENNINGSMOEN im Mittelkambrium von Slemmestad *Agnostus*-Schilder ausgezählt und festgestellt, daß sie überwiegend mit der Wölbung nach oben zeigen. Das überrascht in dem sonst so euxinisch anmutenden Gestein und wäre ebenso wie die Einsteuerung geeigneter Reste einer eingehenderen Untersuchung wert.

b) Tieferes Ordovizium

Während die schrägschichteten Siltsteinbänke des Ordoviziums episodische Strömungen anzeigen, deutet die Fossil-Orientierung in den Schiefem und Kalken auf Stillwasser-Bedingungen. Isolierte Brachiopodenklappen und Trilobitenschilder liegen hier vorwiegend gewölbt-unten, so als seien sie in stillem Wasser zu Boden gesunken. Andere Fossilien (z. B. die doppelklappig erhaltenen Gehäuse der Gattung *Atrypa*; Abb. 7), haben ihre Lebendstellung direkt oder abgewandelt beibehalten. Auch die Regel-

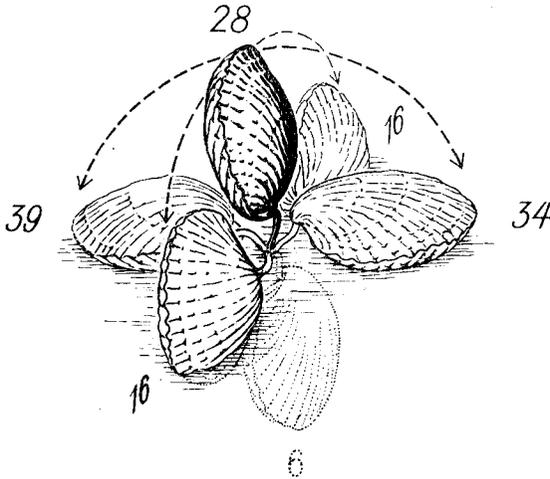


Abb. 7. Einbettungslagen von *Atrypa* in den 6b-Mergeln von Malmøy. Ihrer relativen Häufigkeit nach (die 32 Fälle von Seitenlage sind im Bild zu gleichen Teilen links und rechts verteilt) sind sie unmittelbar von der aufrechten Lebendstellung abgeleitet. Aus ihr würde das am Stiel verankerte Gehäuse häufig in Rücken- und Bauchlage, seltener in die Seitenlage, und nur ausnahmsweise in die 180°-Stellung umkippen.

Attitudes of *Atrypa* shells in marls of 6b at Malmøya seem to be derived from an upright life position from which they sank, with decreasing frequency, to dorsal, ventral, and lateral positions (half of the 32 observations arranged on either side), but rarely to the 180° position.

lage der schwerer beweglichen Tabulaten und Stromatoporen-Stöcke ist in diesem Fall wohl als Lebendstellung zu deuten.

Echte Einsteuerung fehlt hier ebenfalls. Strähnen paralleler Didymograpten in 3b gehören nur scheinbar in diese Kategorie. Lose Rhabdosome in ihrer Umgebung liegen nämlich völlig regellos, obwohl sie doch von einer Bodenströmung ebenso betroffen worden wären. Wahrscheinlich haben sich die toten Graptolithen schon versponnen, als sie noch wie Tang an der wellenbewegten Wasseroberfläche trieben und sind bereits gebündelt zu Boden gesunken.

Vor allem liegen die strömungsempfindlichen *Endoceras*-Gehäuse in 3cγ auf den freiliegenden Schichtflächen völlig regellos, obwohl man den

detritischen *Endoceras*-Kalk noch am ehesten auf ein energiereiches Milieu beziehen würde. Außerdem liegt ihr Siphon auch in korrodierten Gehäusen stets unten, also nicht so, wie es bei umgelagerten Gehäuse-Ruinen (A. SEILACHER 1963 b, Abb. 9) zu erwarten wäre.

c) Höchstes Ordovizium

Die Stufe 5 enthält nach Art und Einbettung umgelagerte Fossilien. Es herrscht jedoch eine auffallende Regellosigkeit, vor allem in der Stellung der Favositen-Stöcke. Auch die scheinbare Regellage der *Holorhynchus*-Klappen entspricht weder einer Lesedecke noch einem einfachen Absinken. Vielmehr hat es den Anschein, als seien sie in ungewöhnlich dichten Sedimentfall eingeschlossen worden.

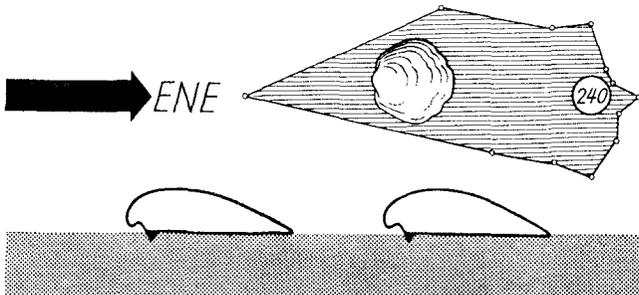


Abb. 8. Einzelklappen von *Stricklandia* wurden von einseitiger Strömung eingekippt und durch die Ankerwirkung des Schlosses mit dem Wirbel gegen die Strömung eingesteuert. In der Richtungsrose fehlt daher ein adäquates Gegenmaximum. Außerdem führte die Verschiedenheit der Schloß-Fortsätze zu einer Frachtsonderung von Arm- und Stielklappen.

In convex-up position, individual valves of *Stricklandia* act like weather vanes around the protruding hinge and turn with their umboes up-current. The 180° position is unusually rare in this case.

d) Silur

Durch Strömung oder Wellengang eingeregelt Fossilien setzen erst in Stufe 6 b ein. Arm- und Stielklappen von Brachiopoden erscheinen nun in ungleichem Zahlenverhältnis, und in Schalenpflastern ist die gewölbte Seite fast ausnahmslos nach oben gerichtet. Während solche Einkippung auch durch Wellengang zustande kommen kann, beweist die straffe und einseitige Einsteuerung von Orthoceren, Crinoidenstielen und Brachiopodenklappen in diesem Fall eine einsinnige Strömung, deren Richtung in der ganzen Serie konstant bleibt.

Freilich hat auch danach die Wasserbewegung vorübergehend wieder nachgelassen. Darauf deuten z. B. die langen und lose eingekringelten *Crotalocrinus*-Stiele in 7 c von Malmøya. Schon in den folgenden *Monograptus*-Schiefern sind jedoch die Rhabdosome und die Orthoceren wieder eingesteuert, im Gegensatz zu den Verhältnissen in den ordovizischen *Didymograptus*-Schiefern.

Damit enden unsere biostratigraphischen Unterlagen. Ein Blick auf die

Fossillisten mit ständig zunehmendem Anteil sessilbenthonischer Arten läßt jedoch kaum einen Zweifel daran, daß die Verflachung weiter fortschritt und auch im Oslogebiet schließlich zur Heraushebung führte.

Im Verlauf dieser Entwicklung mögen auch Verhältnisse eingetreten sein, wie sie weiter nördlich (Ringerike) schon bei Ablagerung der Stufe 6 geherrscht haben. Deshalb sei anhangsweise auf eine dort vorkommende

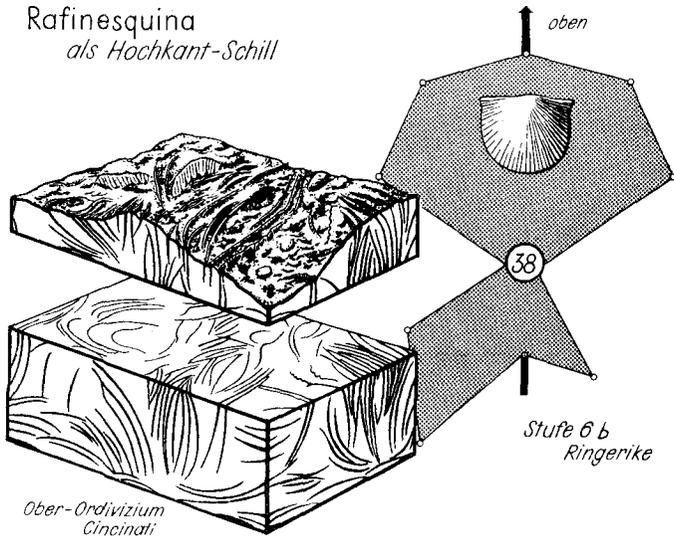


Abb. 9. Hochkant-Schill besteht aus einem Mosaik unterschiedlich streichender Schalenpakete. Diese ruhen auf einem Basal-Pflaster aus horizontalen Klappen und öffnen sich buchförmig nach oben. Da Einzelklappen vorherrschen und die Wirbel vorwiegend nach oben zeigen, kann es sich nicht um Lebendstellung handeln. Vielmehr wurden die Klappen von der Brandung wie Spielkarten ineinandergeschachtelt. In beiden Fällen (Block = Ober-Ordoviz von Cincinnati $\times 1/2$; Diagramm = Stufe 6 b von Rolighedden, Ringerike) handelt es sich um *Rafinesquina*, deren flache Klappen, ebenso wie Schieferplättchen am heutigen Strand, besonders zu dieser Einregelung neigen.

Edgewise coquinas contain individual packages with different strike, resting on a floor of horizontal shells. The packages spread upwards like books and consists of disarticulated valves, most of them with their umboes pointing upward. Edgewise coquinas and conglomerates form through surf action on flat shells or shale fragments, comparable to the mixing of playing cards.

Regellage hingewiesen, die als Faziesindikator bedeutsam werden könnte (Abb. 9). Hochkant-Schill von ähnlicher Art haben wir am Strand von Malmøy beobachtet, wo er aus *Mytilus*-Klappen oder — besser ausgebildet — aus Schieferplättchen bestand.

Ergebnis:

Nach biostratonomischen Kriterien halten die Stillwasserbedingungen in den nicht-sandigen Lagen des Ordoviziums und tiefen Silurs noch an. Erst mit der Ablagerung der *Stricklandia*-Schiefer (6 c) wird die Strömung auch im Bereich

kalkiger und pelitischer Sedimentation stärker und ausdauernd genug, um am Grund liegende Gehäuse regelmäßig einzukippen und einzusteuren. Auch die *Monograptus*-Schiefer fallen nicht aus dieser Entwicklung heraus.

Die Fossilien in den Kalksandsteinen und Konglomeraten der Stufe 5 sind entweder ganz unregelmäßig oder zeigen nur schwer deutbare Regellagen.

4. Strömungsrichtungen

Sohlmarken, Rippeldrift und Fossilregelung bezeugen außer der Art und der Intensität auch die Richtung der Wasserbewegung. Paläogeographische Bedeutung kommt solchen Vektoren aber nur dann zu, wenn sie über einen größeren Bereich oder über mächtigere Schichtfolgen konstant bleiben.

Bis zum mittleren Ordovizium ist keine Strömung nachzuweisen. Die Turbidite der Etage 4 sind von SW (durchschnittlich 50°) eingeschüttet. Die Strömungsanzeichen in den Turbiditen von 6 a—b und die eingeregelteten Fossilien von 6 c bis 8 b zeigen sehr konstant die gleiche Stromrichtung an. Nur in den Kalksandsteinen von 5 b—c treten mehrere Richtungen auf, nach NNW, WSW und E, doch scheint auch innerhalb einer Bank eine Konstanz zu fehlen.

Die gemessenen Stromrichtungen sind indessen nicht gleichwertig. Die Fossilien verdanken ihre Regelung sehr stetigen Strömungen, die wahrscheinlich dem Beckenrand parallel liefen. Die Erosionsmarken der Turbidite wurden dagegen von Suspensions-Strömen eingeschnitten, die unter Einfluß der Schwerkraft liefen. Sie sollten folglich senkrecht zum Rand des Beckens stehen, sofern die Ströme nicht im Beckentiefsten achsenparallel abgelenkt werden (Abb. 10 a). Trotzdem stimmen beide Richtungen völlig überein.

Die stetige Differenz zwischen der Richtung der Sohlmarken und der Rippeldrift in den Turbiditen von 4 und 6 weist die Lösung: Die Sohlmarken folgen der Richtung der Hauptmasse des Suspensionsstromes. Diese floß aber nach NNE, vermutlich in Richtung der Becken-Längsachse. Erst mit abnehmender Geschwindigkeit dreht der Strom unter dem Zwang der Hangneigung auf mehr nördliche Richtungen ein. Die Differenz der Richtungen zeigt also eine nach N bis NW gerichtete Hangneigung an (Abb. 10 b).

In dieses Bild fügt sich auch die Richtung der flow roll structures an der Basis von 5 b (Abb. 4). Sie zeigen eine Bewegung des Hangenden nach N.

Die Richtung der Erosionsrinnen in 5 läßt sich an den schmalen Ausbissen nicht eindeutig feststellen. Sie scheinen jedoch annähernd quer zum Streichen der Falten, also etwa nordsüdlich, zu verlaufen.

Übersicht:

Mit anorganischen Kriterien läßt sich die absolute Tiefe nicht bestimmen. Immerhin muß für die Turbidit-Serien eine gewisse Mindest-Tiefe vorausgesetzt werden. Die Kalksandsteine und Konglomerate der Etage 5 sind sicher in flacherem Wasser abgelagert, fügen sich also nicht als „Wildfisch“ der turbiditischen Serie ein.

So lassen die bisher besprochenen Kriterien einen dreiphasigen Ablauf mit Höhepunkten in den Stufen 5 und 7 a—b entsprechend der Kurve in Tabelle 1 erkennen.

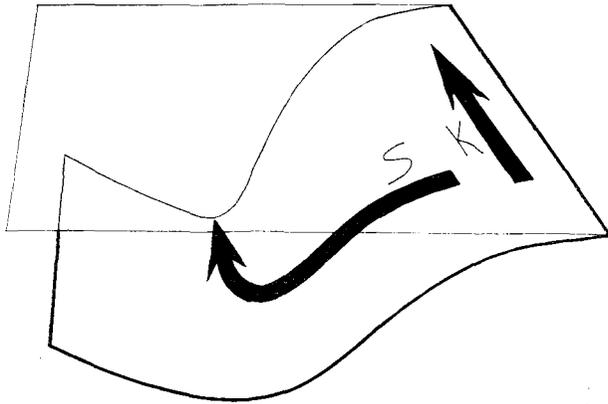


Abb. 10 a.

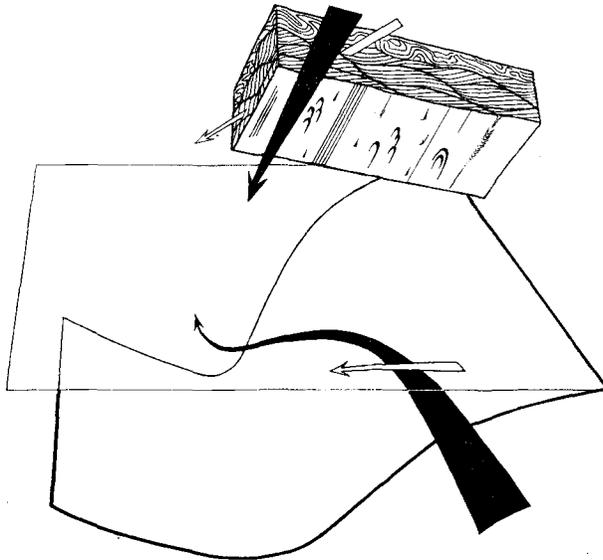


Abb. 10 b.

Abb. 10. Strömungsrichtungen als Ausdruck der Beckenmorphologie.

- a) Zuordnung von Küstenstrom (K) und Suspensions-Strömen (S) in einem langgestreckten Becken.
- b) Suspensionsströme, die in vorgegebener Richtung schräg zu einem Hang laufen, werden mit nachlassender Energie in die Richtung der Hangneigung eingedreht. In den Turbidit-Bänken weisen daher jüngere Strömungsanzeiger (hier: Rippeldrift) mit regelmäßiger Differenz eine von den Sohlmarken abweichende Richtung (Beispiel aus den Siltstein-Serien des 6a von Malmøya).

Current directions as a function of basin morphology.

- a) General relation of longshore currents to turbidity currents in an elongate basin.
- b) Turbidity currents with direction oblique to the slope tend to turn downhill in later, low-energy stages. This deviation is expressed by divergence of paleocurrents recorded in sole marks from the ones indicated by current bedding higher in the bed.

Auch das Tiefen-Verhältnis der drei Stillwasserzeiten zueinander läßt sich nicht sicher angeben. Es ist aber zu vermuten, daß die langdauernde cambrisch-ordovizische Stillwasser-Phase einem tieferen Becken angehört als die kurzen, rasch wieder in Bewegungswasser übergehenden silurischen.

Im ganzen Zeitraum bleibt die Strömungsrichtung erstaunlich konstant. Nur die Sandsteine von 5 b—c fallen heraus.

II. Bodenleben

I. Sessiles Benthos

Sedimentstrukturen und biostratinomische Merkmale sind zwar indirekt, aber wenigstens nur über einen Faktor (Wasserbewegung) mit der Wassertiefe verknüpft. Die bathymetrische Verteilung benthonischer Organismen dagegen hängt von mehreren Faktoren ab. Turbulenz, Durchlichtung und Wassertemperatur bestimmen das Nahrungsangebot. Außerdem wird das Bodenleben vom Sauerstoffgehalt des Wassers begrenzt. Welcher Faktor im Einzelfall die entscheidende Rolle spielt, ist schwer zu entscheiden. Bei paläozoischen Faunen versagt zudem der einfache Vergleich mit der Tiefenverteilung heutiger Arten. So empfiehlt es sich, mit H. SCHMIDT (1935) den Artenreichtum des autochthonen Benthos als Maß für die Durchlüftung zu betrachten und der Fazies-Einteilung zugrunde zu legen.

Sehen wir von den Trilobiten als nur bedingt benthonischen Tieren ab, so wird das Benthos von den euxinischen *Didymograptus*-Schiefern an aufwärts immer reicher. Zunächst sind es nur die Gänge anspruchsloser Sedimentfresser; dann kommen nacheinander einzelne Tabulaten- und Stromatoporen-Stöcke, Brachiopoden, Crinoiden und Bryozoen in zunehmender Zahl und Formenvielfalt hinzu, bis man schließlich von einem Hyperpneuston sprechen könnte. Im gleichen Maß geht der Anteil der pelagischen Cephalopoden und Graptolithen, aber auch der Trilobiten zurück.

Ergebnis:

Die ökologische Entwicklung des Benthos verlief im wesentlichen einphasig von einem euxinischen Anfangszustand zu reichen sessilen Bodenfaunen.

2. Lebensspuren

Gegenüber Körperfossilien haben Spurenfossilien den Vorteil unbedingter Ortsständigkeit. Ihr Zeugnis wird daher bei der Beurteilung der fraglichen Schichten (5 b und 5 c) eine besondere Rolle spielen.

Die bathymetrische Stellung einzelner Spurentypen läßt sich jedoch auch bei jüngeren Vorkommen nur ausnahmsweise an rezenten Gegenständen ablesen. Sie ergibt sich vielmehr aus der geologischen Erfahrung und kann darum schwer in Metern ausgedrückt werden. Sicherer ist es, statt einzelner Formen ganze Ichnocoenosen zu erfassen und einer generellen „Ichnofazies“ zuzuordnen. Bisher wurden vier Typen unterschieden, nach Leitformen benannt und nach ihrer regionalen und stratigraphischen Nachbarschaft in folgender Reihe angeordnet: *Skolithos*-Fazies; *Cruziana*-Fazies; *Zoophycos*-Fazies; *Nereites*-Fazies (SEILACHER 1963 c, Abb. 2). Viele Anzeichen sprechen dafür, daß diese Reihenfolge einer bathymetrischen Zonierung vom Litoral zur Tiefsee entspricht.

Die Ichnofazies hat gegenüber anderen paläontologischen Fazieskriterien auch den Vorteil weitgehender Zeitlosigkeit. So bleibt der Vergleich wenigstens im fossilen Bereich nicht in Zeitgrenzen befangen, sondern kann aus der ganzen

Fülle des erdgeschichtlichen Berichtes schöpfen, so daß jedes neue Beispiel zugleich die Gesamtmethode zu schärfen vermag.

Obleich keine Stufe des Osloer Profils bisher eine besonders spektakuläre Spurenfauna geliefert hat, sind die Funde doch charakteristisch genug, um sich in das ichnofazielle Schema einordnen zu lassen.

a) In den cambrischen Alaunschiefern und den lithologisch entsprechenden Graptolithenschiefern des tieferen Ordoviziums scheinen Lebensspuren gänzlich zu fehlen. Das spricht, ebenso wie der Gesteinscharakter und die regellose Einbettung der Körperfossilien, für euxinische Verhältnisse ohne Grundleben.

Solches Apneuston (H. SCHMIDT 1935) ist in höheren Teilen des Profils nicht mehr oder höchstens durch einzelne Lagen vertreten, denn alle folgenden Stufen führen eindeutig Spuren benthonischer Tiere. Vielfach handelt es sich allerdings nur um undefinierbare Gangfüllungen, welche zwar Bodenleben beweisen, für die weitere Fazies-Unterscheidung jedoch wenig nützen.

Undiagnostisch, obgleich morphologisch eindeutig definiert, ist auch der Freßbau *Chondrites*. Seine Erzeuger vermochten offenbar schon bei minimaler Durchlüftung zu existieren und bilden oft die ersten Vorboten benthonischer Besiedlung. Solcher Toleranz entsprach offenbar eine hohe ökologische Valenz, so daß Chondriten-Vorkommen von bituminösen Schiefern bis zu strandnahen Sanden reichen und außer normaler Marinität keine Faziesunterschiede anzeigen. Wir werden uns im folgenden auf die Besprechung der charakteristischeren und faziell enger begrenzten Spurentypen beschränken.

b) Während Chondriten schon vom *Megalaspis*-Kalk an auftreten, lassen die scharf begrenzten, gradierten Siltlagen der Stufe 4 eine reichere Spurenfauna erwarten. Leider sind die spurenhöffigen Sohlflächen jedoch nur als schmale Kanten unter den steilen Schichtköpfen aufgeschlossen. So konnten wir außer *Paleodictyon* (4 aa₄ von Killingen und 4 d von Hovedøy) keine bestimmbaren Sohlspuren erkennen. Aber gerade diese Form kennzeichnet durch ihr netzförmiges Parkettier-Muster und durch ihre besondere Erhaltungsform (pseudoxogenes Hyporelief A. SEILACHER 1964 b) die *Nereites*-Assoziation und damit die echte Flysch-Fazies tiefer Meeresbecken.

c) Anders als in der *Nereites*-Fazies, wo das nahrungshaltige Sediment durch „parkettierend“ angelegte, lineare Spuren erschlossen wird, herrscht in der *Zoophycos*-Fazies eine regellosere, aber dafür intensivere Wühlätigkeit. Sie kann zu völliger Entschichtung, wenn auch nicht zur Strukturlosigkeit des Sediments führen, denn biogene Stopf- und Versatz-Strukturen treten an die Stelle des ursprünglichen Anlagerungsgefüges und verleihen dem Gestein ein charakteristisch geflecktes Aussehen.

Wühlgefüge der *Zoophycos*-Fazies herrschen im tieferen Teil der Stufe 5. Die Leitform fehlt zwar. Sie wird aber durch Formen vertreten, welche andernorts in Gesellschaft von *Zoophycos* gefunden wurden.

So werden die sandigen Tone von 5 a auf Hovedøy und in einem neuen Straßenanschnitt bei Sandvika von vertikalen Versatzstrukturen durchsetzt. Sie gehören dem Bautyp nach zu *Teichichnus*, sind aber durch die Skulp-

tur der Unterseite spezifischer als *Trichophycus* ausgewiesen (Abb. 11). Diese Bauten, im Ordovizium von N-Irak und im Unterkarbon von Ohio auch zusammen mit *Zoophycos* vorkommend, gehen wahrscheinlich auf grabende Trilobiten zurück.

Noch bezeichnender sind die gewundenen Gänge von *Scalarituba* (Abb. 12). Sie erfüllen auf Malmøy den tieferen Teil der Kalksandsteine (5 b) und bestehen wie *Nereites* und *Neonereites* aus einem kiemenartig

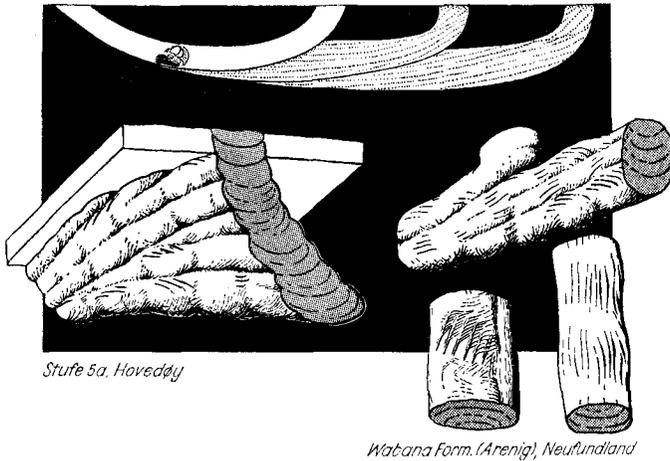


Abb. 11. *Trichophycus*: Horizontale, zylindrische Gangfüllungen mit spreitenartiger Versatzstruktur ähnlich *Teichichnus*. Unterscheidendes Merkmal ist die oberflächliche Skulptur aus mehrgliedrigen Scharr-Siegeln, welche auf Trilobitenartige Erzeuger schließen lassen. Von ähnlichen Formen im Ordovizium von Ohio und Neufundland ($\times \frac{1}{2}$) ist die Osloer Variante der Spur (Hovedøij; etwa $\frac{1}{3}$) durch höhere und weniger regelmäßige Spreite unterschieden.

Sandy fillings of large burrows in the shales of 5 a (Hovedøij) have a back fill structure like *Teichichnus*, but correspond to *Trichophycus* in their surface ornamentation. The multiple scratches recall impressions of trilobite-claws. The Norwegian specimens differ from *Trichophycus* in the Ordovician of Cincinnati and Newfoundland, by higher, and more irregular cross-section.

gegliederten Wühlhof aus hellem Sand und einer zentralen, quergegliederten Kotschnur aus dunklerem Ton. *Scalarituba* unterscheidet sich durch mangelnde Mäander-Führung, dichte Verflechtung und spezifische Erhaltung so sehr von den genannten „Gattungen“, daß ihre Zusammengehörigkeit bisher unerkannt geblieben ist. Identische Funde liegen vor aus *Zoophycos*-Sandsteinen des Mittel-Devons (Carlisle Center Fm. der Appalachen; *Bythotrephis*-Schiefer bei Graz) und des Karbons (z. B. Atoka-Sandstein des Arkoma-Beckens in Oklahoma und Arkansas, vgl. L. G. HENBEST 1960).

d) Auf Malmøy wird die Durchwühlung im höheren Abschnitt des Kalksandsteins (5 b) geringer, offenbar weil die Sedimentation die Wühl-Entschichtung überholte. Auf den schärfer ausgebildeten Schichtflächen

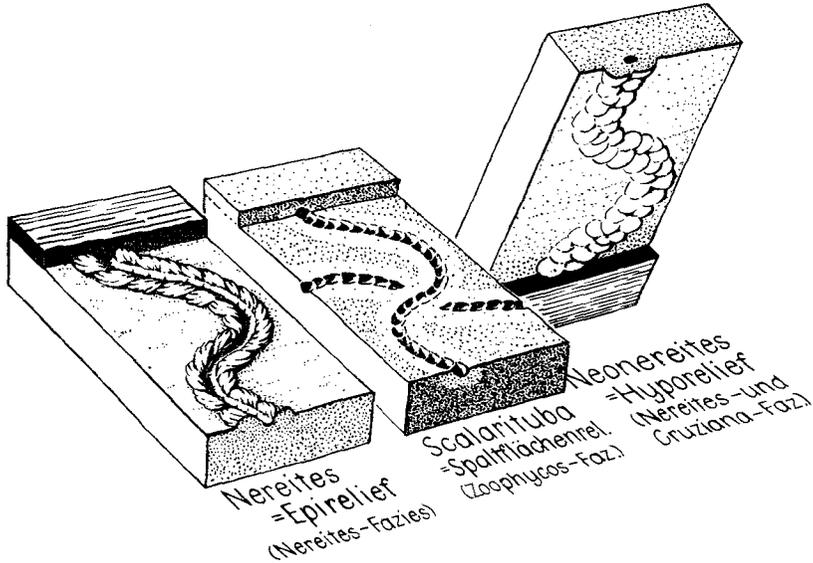


Abb. 12. *Nereites*, *Neonereites* und *Scalarituba* besitzen denselben Bautyp: Eine Schnur aus ineinandergepreßten, tonigen Kotpillen wird von lappigen Seitenzonen aus reinerem, kiemenartig gegliedertem Sand gesäumt. Die drei Formen unterscheiden sich aber auf den ersten Blick so sehr, daß ihre grundsätzliche Identität lange verborgen blieb: Auf den scharfen Grenzflächen der Turbidite erscheinen Kotschnur und Seitenlappen von *Nereites* in scharfem Relief, während die Seitenzone von *Scalarituba* und *Neonereites* meist nur als Hof gegenüber durchschnittenen Strukturen sichtbar wird. Die Kotschnur ist bei *Nereites* kugelig, bei *Scalarituba* Orthoceras-artig und bei *Neonereites* perlschnurförmig gegliedert; eng geführte Mäander bei *Nereites* gegenüber freieren Windungen bei den anderen Formen. Da diesen Unterschieden eine grundsätzliche Verschiedenheit der Bio- und Lithotope entspricht, werden die Namen hier nicht als Synonyme behandelt.

Nereites, *Neonereites*, and *Scalarituba* are internal tracks with the same general structure. However, they show different behaviour and preservation in different sedimentary environments: *Nereites* occurs on the top surface of thin turbidites, forms narrow meanders with clearly visible lateral lobes and continuous median groove. In *Scalarituba*, which occurs in 5 b of Malmøy and similar sandstones of the *Zoophycos* Facies, the lobes are rarely visible, while the median groove consists of concave fecal pellets. *Neonereites* has an even more irregular course and has the clay pellets arranged like a beaded string.

erscheinen dafür Spuren stationärer Strudler: Ruhespuren von Muscheln (*Lockeia* = *Pelecypodichmus*) und später auch vertikale Spreitenbauten (*Diplocraterion* = *Corophioides*). Das sind ebenso wie die auf Ormøy in ähnlichem Horizont vorkommenden Arthropodenfährten bereits Glieder der im Schema (A. SEILACHER 1963 c) küstenwärts anschließenden *Cruziana*-Assoziation, welche sonst die gut durchlüfteten Flachmeere des Sublitorals kennzeichnet. Die obersten Bänke von 5 b mit dichten Siedlungen flacher *Corophioides*-Bauten (Malmøy) können sogar der noch seichteren *Skolithos*-Fazies zugeordnet werden.

Die Abfolge der Spurenfaunen registriert also innerhalb der Stufe 5 eine rasche Verflachung. Im Silur scheint dann das Meer erneut tiefer geworden zu sein. Auch das Ausmaß dieser zweiten Vertiefung läßt sich nach ichnologischen Kriterien beurteilen.

e) Schon in den sandigen Bänken des 5 c, welche die Konglomerat-Rinnen vollends einebnen (Abb. 6 a), ändert sich der Spurenbestand. Verzweigte Freßbauten (Chondriten, *Asterosoma*) zeigen an, daß die Sedimentation wieder langsamer verlief und den Detritusfressern Zeit ließ, im frischen Sediment zu minieren. Zudem beweisen kaffeebohnen-förmige Grabsuren kleiner Trilobiten, daß wir uns wieder in der echten *Cruziana*-Fazies befinden.

f) Stufe 6 führt *Zoophycos*, aber keine Spuren der *Nereites*-Assoziation, obwohl die Knollenkalke und sandigen Turbidite eigentlich der Stufe 4 sehr ähneln. Selbst die Craptolithen-Schiefer der Stufe 8 führen in ihrem oberen Teil Chondriten, sind also nicht wie die *Didymograptus*-Schiefer unter euxinischen Bedingungen entstanden.

g) Aus dem höheren Silur, das im unmittelbaren Untersuchungsgebiet schlecht aufgeschlossen ist, liegen uns keine Spurenfunde vor. Nach dem Vorherrschen organodetritischer Kalke zu urteilen, kann aber auch da keine tiefere Fazies vorliegen. Vielmehr scheint zu dieser Zeit das Meer langsam wieder flacher geworden zu sein, ehe es sich im Downton ganz zurückzog. Nur in Ringerike ist diese Verflachung auch ichnologisch belegt: Die durch ihre Fischreste berühmt gewordenen grauen Schiefer führen wieder ähnliche „Hühnertritt-Platten“ (*Diplocraterion* = *Corophioides*), wie wir sie bereits in 5 b von Malmøy kennengelernt und der *Zoophycos*-Fazies zugeordnet haben. Die darüber folgenden roten Sandsteine enthalten bereits vermutliche Eurypteriden-Fährten eines nicht-marinen Lebensraumes (J. KIAER 1924, Abb. 5).

Ergebnis:

Die Abfolge der Spurengesellschaften beweist, daß im Oslo-Gebiet gegen Ende des Ordoviziums tatsächlich eine Verflachung eintrat. Zur Trockenlegung scheint es aber nicht gekommen zu sein. In der folgenden silurischen Senkungsphase wurden trotz ähnlicher Lithologie nie mehr die ordovizischen Meerestiefen erreicht.

D. Bathymetrische Kurve und resultierendes Oszillogramm (Tab. 1)

Der Verlauf der Besiedlung des Meeresbodens durch Benthonten hat erlaubt, den aus den Sedimentations-Erscheinungen geschlossenen Gang der Wassertiefe zu präzisieren. Beide Kurven verlaufen zwar im wesentlichen gleichsinnig, aber erst das Benthos läßt die große Wandlung zwischen dem stillen, unbesiedelten Tiefwasser des Cambriums und tieferen Ordoviziums und dem bewegten, sehr flachen Meer des obersten Ordoviziums klar hervortreten. Die Entwicklung im Silur führt nie wieder zu den Tiefen des Ordoviziums zurück, wenn auch die Gesteine die alten Typen wiederholen und eigentlich jeder Gesteinstyp der ersten Beckenphase seinen Doppelgänger in der silurischen hat (*Didymograptus*-Schiefer/

Monograptus-Schiefer, *Endoceras*-Kalk/*Pentamerus*-Kalk mit großen Orthoceren, Siltsteinserie der Etage 4 / Siltsteine von 6 a—b, Knollenkalke der Etage 4 [*Ampyx*-, *Chasmops*-Kalke] / *Crotalocrinus*-Kalk).

Daß im Silur wieder ähnliche Gesteinstypen auftreten, hat seinen Grund wahrscheinlich in einer kleinräumigeren Differenzierung des späteren Beckens. Dabei folgten Zonen entsprechender Wasserbewegung enger übereinander. Die Differenzierung kommt schon beim Vergleich des tiefen Silur

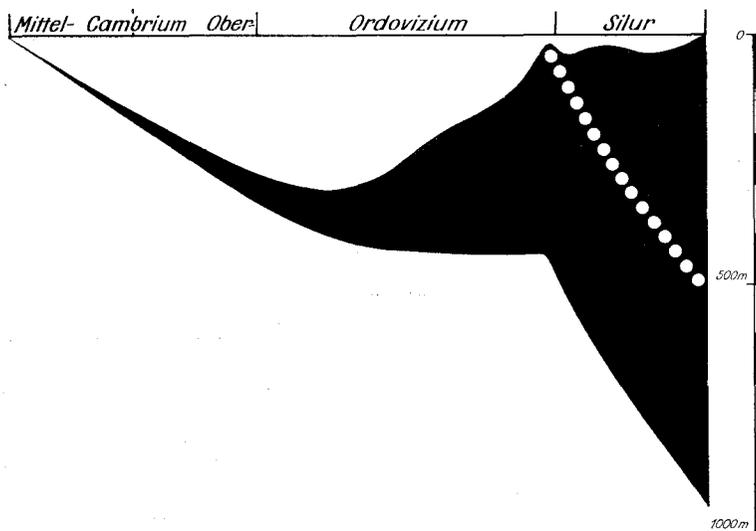


Abb. 13. Oscillogramm des Oslo-Gebietes vom mittleren Cambrium bis zum Beginn des Downton. Die bathymetrische Kurve läßt sich nur mit einer 2-phasigen Senkung des Untergrundes vereinbaren. Die erneute Absenkung setzt an der Grenze Ordovizium/Silur ein. Die Konglomerate des 5 c sind in flachem Wasser abgelagert und entsprechen der im Gebiet nördlich von Oslo verbreiteten Diskordanz.

Oscillogram including all available bathymetric data. It is more complex than the earlier models (fig. 1 and 2) showing two major phases of subsidence separated by a halt, or a period of crustal uplift, towards the end of the Ordovician. In the Oslo area, this episode is expressed only by a change of facies in 5, while north of the area an unconformity occurs in many places.

von Malmøy mit dem von Sandvika und erst recht mit der Entwicklung im Ringerike-Gebiet zum Ausdruck.

Die bathymetrische Kurve zeigt daher nach dem raschen Absinken im Gefolge der cambrischen Transgression eine lange Phase eines tiefen Beckens, das im Ordovizium zuerst allmählich, dann immer rascher aufgefüllt wurde, bis es gegen Ende des Ordoviziums sehr flach geworden ist. Die zweite, silurische Beckenphase läßt sich noch einmal durch eine Verflachung unterteilen, die im oberen *Pentamerus*-Kalk mit Schillbänken und Rippelfeldern sichtbar wird.

Nach dieser bathymetrischen Kurve muß auch der Untergrund des Beckens am Ende des Ordoviziums erheblich höher gelegen haben, als es nach dem einphasigen Modell (Abb. 2) zu erwarten war. Das bedeutet: die zweiphasige Sedimentationsgeschichte ist Ausdruck einer zweiphasigen Absenkung des Untergrundes. Für die Konstruktion des Oszillogramms (Abb. 13) kommt man tatsächlich ohne Hebung an der Wende Ordovizium/Silur aus. Dennoch ist eine leichte Hebung nicht auszuschließen; sie kann indessen nicht bedeutend gewesen sein.

Die Tatsache, daß zu dieser Zeit grobes und von der sonstigen Ausbildung abweichendes Material sedimentiert wurde, weist auf einen direkten Zusammenhang mit gleichaltrigen Krusten-Bewegungen, die im Gebiet nördlich Oslo deutliche Diskordanzen hinterlassen haben.

Im Oslo-Gebiet selbst führt diese Bewegung nicht mehr zur Unterbrechung der Sedimentation. Sie äußert sich nur in einer episodischen Verflachung des Meeres und gestattet es daher, die Zeit der Bewegung genauer als spätest ordovizisch zu fassen.

Literatur

- BEDERKE E.: Zur rhenotypen Gebirgsbildung. — Z. deutsch. geol. Ges., **82**, 635, Berlin 1930.
- BUBNOFF, K. v.: Grundprobleme der Geologie. — 3. Aufl. 1954. 234 S., 60 Abb. (Nachdruck 1959). 1. Aufl. Berlin (Bornträger) 1931.
- HENBEST, L. G.: Fossil spoor and their environmental significance in Morrow and Atoka Series Pennsylvanian, Washington County, Arkansas. — U. S. geol. survey prof. paper, **400**, 383—384, Washington 1960.
- HOLLMANN, R.: Über Subsolution und die „Knollenkalke“ des *Calcare Ammonitio Rosso Superiore* im Monte Baldo (Malm; Norditalien). — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1962**, 163—179, 8 Abb., Stuttgart 1962.
- HOLTEDAHL, O.: Norges Geologi. — Norges geol. unders., **164**, 1 + 2, 1118 S., 485 Abb., 24 Ktn., Oslo 1953.
- HOLTEDAHL, O. & DONS, J. A.: Geological guide to Oslo and District. — Skrift. Norsk. Vidensk. Akad. Oslo, I. Math.-nat. Kl., **1957**, 3, 86 S., 42 Abb., Oslo 1957.
- KIAER, J.: Das Obersilur im Kristianiagebiete. — Skrift. Vidensk. Selsk. Christiania, I. Math.-nat. Kl., **1906**, 2, 595 S., 102 Abb., 3 Taf., 6 Ktn., Oslo 1908.
- : Downtonian fauna of Norway. I. — Vidensk. Selsk. skrift., I. Math.-nat. Kl., **1924**, 6, 139 S., Oslo 1924.
- REINECK, H.-E.: Über Zeitlücken in rezenten Flachsee-Sedimenten. — Geol. Rundsch., **49**, 1, 149—161, 3 Abb., 5 Tab., Stuttgart 1960.
- RICHTER, R.: Die Einkippungsregel. — Senckenbergiana, **25**, 181—206, 404, Frankfurt 1942.
- SCHMIDT, HERM.: Die bionomische Einteilung der fossilen Meeresböden. — Fortschr. Geol. Paläontol., **38**, (12), 154 S., 24 Abb., Berlin 1935.
- : Zur Rangordnung der Faziesbegriffe. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **49**, 333—345, 1 Abb., Wien 1956.
- SEILACHER, A.: Fossilien als Strömungsanzeiger. — Aus der Heimat, **67**, 5, 170—177, 8 Abb., 1 Taf., Öhringen 1959.
- : Kaledonischer Unterbau der Irakiden. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1963**, 527—542, 3 Abb., Stuttgart 1963 (1963 a).

- A. SEILACHER, D. MEISCHNER — Fazies-Analyse im Paläozoikum des Oslo-Gebietes
- : Umlagerung und Rolltransport von Cephalopoden-Gehäusen. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **11**, 593—615, 9 Abb., Stuttgart 1963 (1963 b).
- : Lebensspuren und Salinitätsfazies. — Fortschr. Geol. Rheinld. Westf., **10**, 81—94, 7 Abb., Krefeld 1963 (1963 c).
- : Biogenic sedimentary structures. — In: IMBRIE & NEWELL (ed.), Approaches to Paleogeology, 296—316, 8 Abb., New York (J. WILEY & SONS) 1964 (1964 a).
- : Sedimentological classification and nomenclature of trace fossils. — Sedimentology, **3**, 3, 253—256, 1 Tab., Amsterdam 1964 (1964 b).
- SPJELDNAES, N.: Hovedøya. — In: HOLTEDAHL, O. & DONS, J. A.: Geological guide to Oslo and District. — Skrift. Norsk. Vidensk. Akad. Oslo, I. Math.-nat. Kl., **1957**, 3, 50—51, Abb. 27—28, Oslo 1957 (a).
- : The Silurian/Ordovician Border in the Oslo District. — Norsk Geol. Tidsskr., **37**, 355—371, 8 Abb., Bergen 1957 (1957 b).
- STØRMER, L.: The Middle Ordovician of the Oslo Region, Norway. — 1. Introduction to stratigraphy. — Norsk geol. Tidsskr., **31**, 37—141, 16 Abb., 6 Taf., Bergen 1953.
- WALKER, R. G.: Distinctive types of ripple-drift cross-lamination. — Sedimentology, **2**, 2, 173—188, 7 Abb., 2 Tab., Amsterdam 1963.

STRATIGRAPHIC AND PALEOECOLOGIC SIGNIFICANCE OF A NEW DANIAN BRACHIOPOD SPECIES FROM TEXAS

By H. B. STENZEL, Houston*)

With 5 figures

Herrn Prof. Dr. Dr. h. c. ERICH BEDERKE zum 70. Geburtstag gewidmet.

Zusammenfassung

An der Typ-Lokalität des Littig phosphorite-cobble paraconglomerate an der Basis der Midway group (Dan-Stufe) wurden drei Brachiopoden-Arten aufgefunden. Eine dieser drei Arten, ein hornschaliger inartikulater Brachiopode, hat wahrscheinlich dasselbe Alter wie das Konglomerat. Er wird nach den aufgefundenen Dorsalklappen als *Discinisca (Discradisca) littigensis* n. sp. bestimmt und ist die älteste Art von 4 *Disciniscen*, die vom Golf, der Atlantischen Küstenebene und der Karibischen Region bekanntgeworden sind.

Es wird vorgeschlagen, zwei neue Subgenera einzuführen: *Discinisca* s. s. und *Discradisca* n. subgen. Die letztere basiert auf der Typen-Art *D. antillarum* (D'ORBIGNY), die rezent von Kuba bis nach Brasilien vorkommt.

Die geographische Verteilung der Gattung in Süd-, Mittel- und Nordamerika und ihr bathymetrischer Bereich werden diskutiert. In beiderlei Hinsicht streuen jedoch die Beobachtungswerte so stark, daß sie sich paläoökologisch nicht auswerten lassen.

*) Anschrift des Verfassers: DR. H. B. STENZEL, Houston/Texas (USA), Shell Development Company, Exploration and Production Research Division.