



Geologie und Paläontologie in Westfalen

Heft 4

Bemerkungen zur Schwarzschiefer-Fazies
der Remscheider Schichten und erste
Untersuchungsergebnisse
der Vertebraten-Fundstelle NE Kierspe
(Sauerland, Rheinisches Schiefergebirge)

HÜSEYIN AVLAR und MARIA DOHMEN

Ein ordovizisches Kalksandstein-Geschiebe
aus Westfalen

ROGER SCHALLREUTER

Böden in Lippe
Anwendung moderner Präparationsmethoden
bei der Darstellung
ostwestfälischer Bodentypen

RAINER SPRINGHORN und SIEGHARD DIEKMANN

Landschaftsverband Westfalen - Lippe

Hinweise für Autoren

In der Schriftenreihe **Geologie und Paläontologie in Westfalen** werden geowissenschaftliche Beiträge veröffentlicht, die den Raum Westfalen betreffen.

Druckfertige Manuskripte sind an die Schriftleitung zu schicken.

Aufbau des Manuskriptes

1. Titel kurz und bezeichnend.
2. Klare Gliederung.
3. Zusammenfassung in Deutsch am Anfang der Arbeit.

Äußere Form

4. Manuskriptblätter einseitig und weitzeilig beschreiben; Maschinenschrift, Verbesserungen in Druckschrift.
5. Unter der Überschrift: Name des Autors (ausgeschrieben), Anzahl der Abbildungen, Tabellen und Tafeln; Anschrift des Autors auf der 1. Seite unten.
6. Literaturzitate im Text werden wie folgt ausgeführt: (AUTOR, Erscheinungsjahr: evtl. Seite) oder AUTOR (Erscheinungsjahr: evtl. Seite). Angeführte Schriften werden am Schluß der Arbeit geschlossen als Literaturverzeichnis nach den Autoren alphabetisch geordnet. Das Literaturverzeichnis ist nach folgendem Muster anzuordnen:

SIEGFRIED, P. (1959): Das Mammut von Ahlen (*Mammonteus primigenius* BLUMENB.). – Paläont. Z. 30, 3:172 – 184, 3 Abb., 4 Taf.; Stuttgart.

WEGNER, T. (1926): Geologie Westfalens und der angrenzenden Gebiete. 2. Aufl. – 500 S., 1 Taf., 244 Abb.; Paderborn (Schöningh).
7. Schrifttypen im Text:
doppelt unterstrichen = **Fettdruck**.
einfach unterstrichen oder gesperrt = Sperrung.
Gattungs- und Artnamen unterschlingeln = *Kursivdruck*.
Autorennamen durch GROSSBUCHSTABEN wiedergeben.

Abbildungsvorlagen

8. In den Text eingefügte Bilddarstellungen sind Abbildungen (Abb. 2). Auf den Tafeln stehen Figuren (Taf. 3, Fig.2) oder Profile (Taf. 5, Profil 2).
9. Strichzeichnungen können auf Transparentpapier oder Photohochglanzpapier vorgelegt werden. Photographien müssen auf Hochglanzpapier abgezogen sein.

Korrekturen

10. Korrekturfahnen werden den Autoren einmalig zugestellt.
Korrekturen gegen das Manuskript gehen auf Rechnung des Autors.
Für den Inhalt der Beiträge sind die Autoren allein verantwortlich.

Schriftleitung: Dr. Alfred Hendricks
Westfälisches Museum für Naturkunde
Sentruper Straße 285
4400 Münster

Geologie und Paläontologie in Westfalen

Heft 4

Herausgeber:
Westfälisches Museum für Archäologie
– Amt für Bodendenkmalpflege –
und
Westfälisches Museum für Naturkunde

**Bemerkungen zur Schwarzschiefer-Fazies der Remscheider Schichten
und erste Untersuchungsergebnisse der Vertebraten-Fundstelle NE'
Kierspe (Sauerland, Rheinisches Schiefergebirge)**
HÜSEYIN AVLAR und MARIA DOHMEN

Ein ordovizisches Kalksandstein-Geschiebe aus Westfalen
ROGER SCHALLREUTER

Böden in Lippe
**Anwendung moderner Präparationsmethoden bei der Darstellung
ostwestfälischer Bodentypen**
RAINER SPRINGHORN und SIEGHARD DIEKMANN

Geol. Paläont. Westf.	4	65 S.	14 Abb. 1 Tab. 10 Taf.	Münster Mai 1985
--------------------------	----------	-------	------------------------------	---------------------

ISSN 0176-148X
ISBN 3-924590-06-0

© 1985 Landschaftsverband Westfalen-Lippe

Alle Rechte vorbehalten. Kein Teil des Werkes darf in irgendeiner Form ohne schriftliche Genehmigung des LWL reproduziert oder unter Verwendung elektronischer Systeme verarbeitet, vervielfältigt oder verbreitet werden.

Inhalt

	Seite
AVLAR, H. & DOHMEN, M.: Bemerkungen zur Schwarzschiefer-Fazies der Remscheider Schichten und erste Untersuchungsergebnisse der Vertebraten-Fundstelle NE' Kierspe (Sauerland, Rheinisches Schiefergebirge)	7
SCHALLREUTER, R.: Ein ordovizisches Kalksandstein-Geschiebe aus Westfalen	23
SPRINGHORN, R. & DIEKMANN, S.: Böden in Lippe. Anwendung moderner Präparationsmethoden bei der Darstellung ostwestfälischer Bodentypen	53

Geol. Paläont. Westf.	4	7 – 22	9 Abb. 1 Tab. 1 Taf.	Münster Mai 1985
--------------------------	---	--------	----------------------------	---------------------

Bemerkungen zur Schwarzschiefer-Fazies der Remscheider Schichten und erste Untersuchungsergebnisse der Vertebraten-Fundstelle NE' Kierspe (Sauerland, Rheinisches Schiefergebirge)

HÜSEYIN AVLAR und MARIA DOHMEN*

Zusammenfassung:

Stratigraphische Stellung und lokale Verbreitung der Schwarzschiefer-Folge werden beschrieben. Mehrere Modelle von Bildungsmilieus und die spezielle Situation im Beckenbereich Meinerzhagen-Kierspe sowie die Gesteinscharakteristika des systematisch bearbeiteten vertebratenführenden Horizonts NE' Kierspe werden erläutert.

Teil II befaßt sich mit den Fossilfunden. Die Arthrodirengattung *Tiaraspis subtilis* (GROSS 1933) wurde erstmalig in oberem Remscheschen Ablagerungen nachgewiesen. Der etwa 3 m mächtige fischführende Horizont enthält neben spärlichen Acanthodier- und Psilophyten-Resten eine Fülle disartikulierter und artikulierter Arthrodirenpanzer-Fragmente. Sämtliche Platten des Rumpfpanzers und die Schädeldach-Elemente Paranuchale, Nuchale, Centrale, Pineale, Prä- und Postorbitale wurden gefunden. Basierend auf Verteilung und Einbettungsmodus der Außenskelett-Reste sind Aussagen über deren biostratigraphisches Verhalten und die Bedingungen innerhalb des Einbettungsmilieus möglich.

1. Einleitung

Der Schwarzschiefer liegt konkordant auf dem Hauptvulkanit (K4). FUCHS (1923) ordnete die sedimentäre Abfolge den von ihm aufgestellten unteren Wiebelsaat-Schichten zu, einer faziellen Vertretung der unteren Remscheider Schichten.

FUCHS (1915) verfolgte die gesamten Wiebelsaat-Schichten auf den Blättern Wipperfürth, Meinerzhagen und Herscheid (West- und Südabfall des Ebbesattels). Die Schwarzschiefer-Fazies begrenzte er auf das Blatt Meinerzhagen (FUCHS 1923). Die größte Mächtigkeit von 4-5 m wird zwischen den Orten Vorth und Wiebelsaat (MTB Meinerzhagen) erreicht.

Der Schwarzschiefer liegt als Beckenfazies hauptsächlich zwischen den Orten Werfelscheid und Sulenbecke N' von Meinerzhagen und keilt im Osten auf MTB Herscheid, im Westen auf MTB Gummersbach aus (Abb. 1 und 2). Auf MTB Gummersbach wurde er in geringer Mächtigkeit zwischen den Orten Ratlendorf und Börlinghausen beobachtet (AVLAR 1985).

Im Jahre 1982 wurden in dem oberem Remscheschen Schwarzschieferhorizont NE' Kierspe erstmals Reste von Vertebraten entdeckt. Zunächst wurde aufgrund des sehr zeitaufwendigen Abbaus lediglich ein Gesteinspaket von 1,5 m Höhe, 4 m Breite und 0,5 m Tiefe systematisch ausgebeutet. Im Sommer 1984 konn-

* Anschrift der Verfasser: H. AVLAR

Geologisch-Paläontologisches Institut der Westfälischen Wilhelms Universität,
Corrensstraße 24
4400 Münster

M. DOHMEN

Geologisch-Paläontologisches Institut der Westfälischen Wilhelms Universität,
Corrensstraße 24
4400 Münster

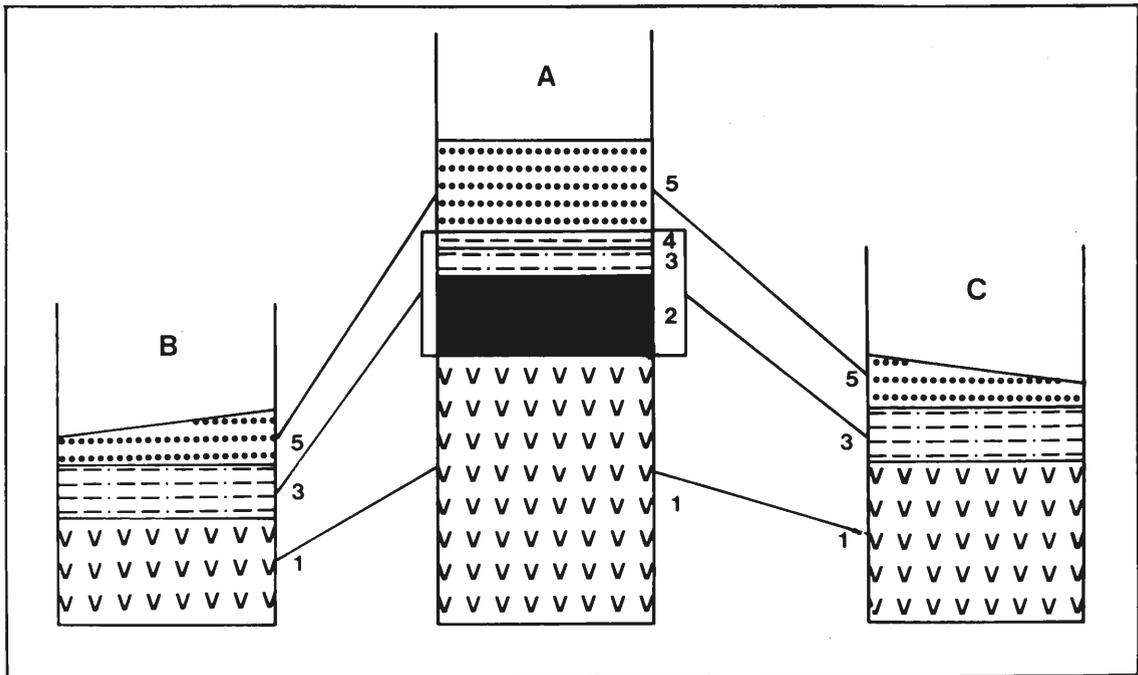


Abb. 1: Stratigraphische Entwicklung der unteren Remscheider Schichten. Der Schwarzschiefer liegt im Blattbereich Meinerzhagen konkordant auf dem Hauptkeratophyr. Beachte A, B und C zur Kennzeichnung der auf den anderen Blättern ausgebildeten siltigen Tonschiefern (Äquivalent zum Schwarzschiefer).
 A = Profil auf MTB Meinerzhagen (Wiebelsaat)
 B = Profil auf MTB Wipperfürth (S' Kierspetalsperre)
 C = Profil auf MTB Herscheid (bei Hösinghausen)
 1 = Hauptkeratophyr, 2 = Schwarzschiefer, 3 = siltiger Tonschiefer, 4 = braungelb-grünlicher siltiger Schiefer, 5 = arkosiger Sandstein.

te dank der freundlichen finanziellen Unterstützung des Landschaftsverbandes Westfalen-Lippe (Amt für Bodendenkmalpflege) in Zusammenarbeit mit dem geologisch-paläontologischen Institut der Universität Münster eine siebenwöchige Grabung ausgerichtet werden, in deren Verlauf ca. 3 t fossilführendes Gestein geborgen wurde. Im folgenden wird eine Zusammenfassung der bisherigen Erkenntnisse und Ergebnisse vorgestellt.

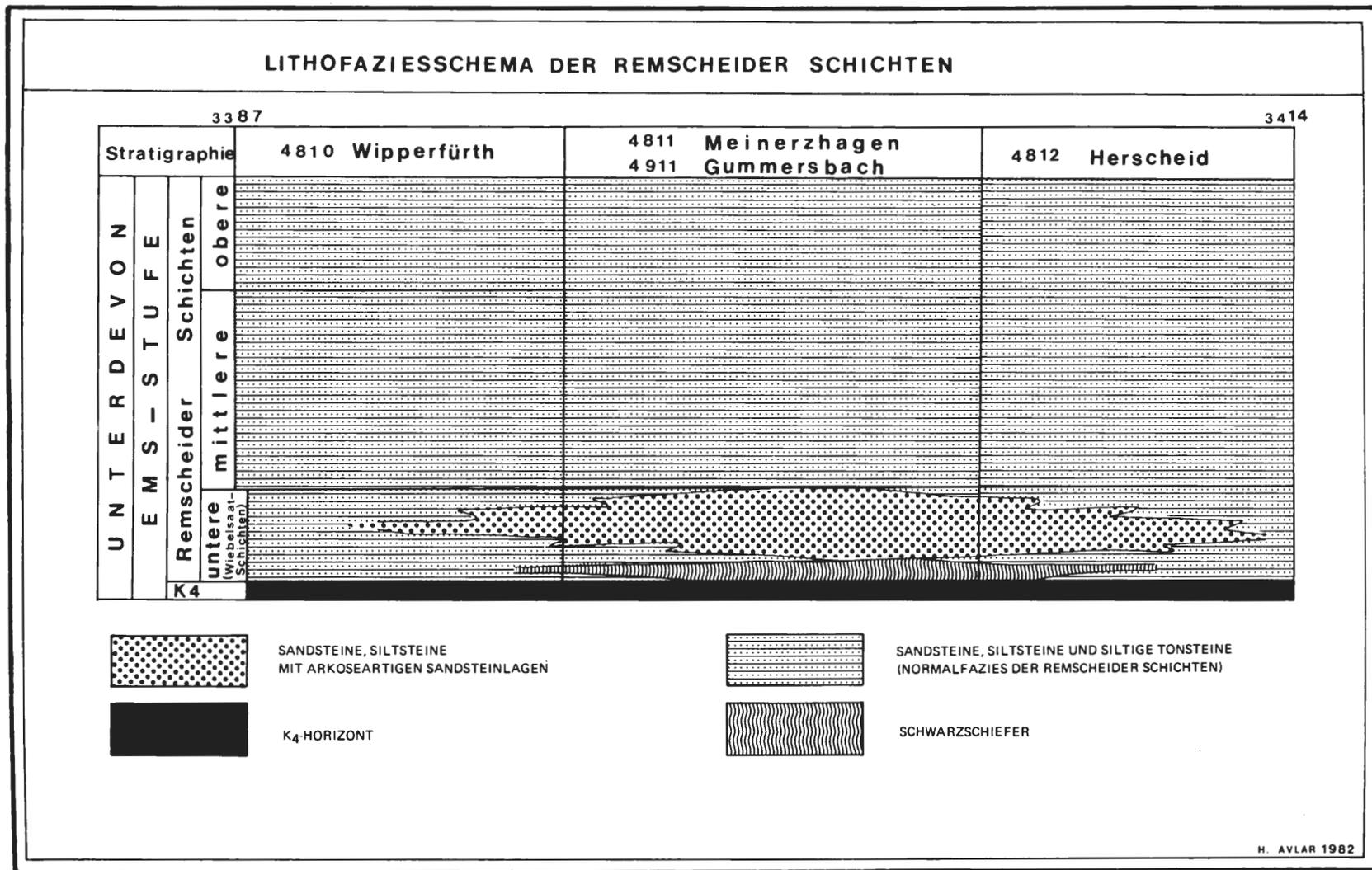
I. Geologie

1. Entstehung der Schwarzschiefer

Die Schwarzschiefer-Sedimente werden in einem stark an Sauerstoff verarmten Milieu abgelagert. Bei nur mangelhafter oder fehlender Bioturbation bleibt die Feinschichtung gut erhalten (WETZEL 1982). Die Untersuchungen zeigen jedoch, daß solche Ablagerungen in der geologischen Vergangenheit, vor allem im mitteleuropäischen Variszikum, auch in sehr flachen, offenen Meeresräumen gebildet wurden, z. B. in abgeschlossenen Teilbecken des offenen Meeres, auf dem Schelf, zwischen submarinen Vulkanschwellen oder wachsenden Riffen (KREBS 1969).

Der Bildungsraum der Schwarzsedimente kann am Kontinentalrand in Küstennähe liegen (EINSELE & WIEDMANN 1982; THUROW, KUHN & WIEDMANN 1982). WIEDMANN (1982) erklärte die euxinische Faulschlammabildung durch ein Subsidenzmodell am Beispiel der Entwicklung des passiven Kontinentalrandes von Zentral-Marokko; sie erfolgte im Anschluß an das frühe Rift- und Evaporitstadium bei geringer Absenkungstiefe und mangelnder Zirkulation.

Abb. 2: Schwarzschieferverbreitung auf den Blättern Wipperfürth, Meinerzhagen, Gummersbach und Herscheid.



Flächenhafte Schwarzschiefer-Vorkommen werden entweder als distale Turbidite oder lokale Auftriebsbildungen in Abhängigkeit vom Relief des Meeresbodens oder der Küste gedeutet. Ihre Entwicklung verdanken diese Auftriebssedimente ihrer Lage in Passatzonen, wie THUROW, KUHN & WIEDMANN (1982) am Beispiel von Turon-Schwarzschiefern des Atlas aufzeigen.

Eustatische Meeresspiegelschwankungen, vor allem Transgressionen, stehen in der geologischen Geschichte mit der Bildung von Schwarzschiefern in Zusammenhang (KREBS 1969; DEMAISON & MOORE 1980). Während der Transgressionen wurden durch ansteigenden Wasserspiegel Küstenbereiche erodiert. Dieser Erosionsschutt setzte einerseits eine große Menge an Nährstoffen im Wasser frei, andererseits lagen die Becken bei ansteigendem Wasserspiegel schließlich unterhalb der Wellenbasis, so daß sich euxinische Bedingungen etablieren konnten (PAUL 1982; DEMAISON & MOORE 1980).

Nach VAIL et.al. (1977, 1979) stieg der Meeresspiegel von der Basis bis zum Ende des Devons weltweit von ca. 120 bis 270 m über das heutige Meeresniveau (Abb. 3). Daher endete die terrestrische Faziesentwicklung zur Zeit des Hauptkeratophrys (K 4) und die transgressive Phase führte sehr rasch über die Remscheider Schichten zu schließlich vollmarinen Bedingungen (WONG & DEGENS 1980).

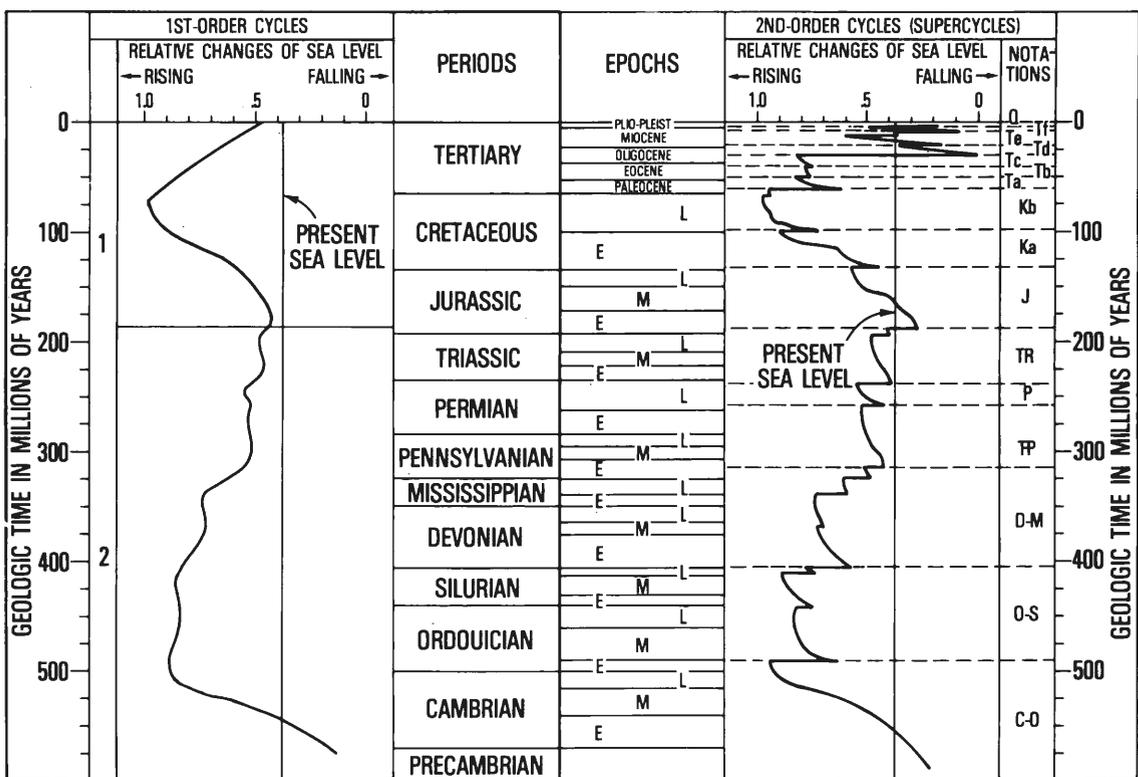


Abb. 3: Meeresspiegelschwankungen im Verlauf des Paläozoikums (nach VAIL et.al. 1979).

Diese Transgression ermöglichte die Bildung von Faulschlamm-sedimenten an der Basis der Remscheider Schichten, die sich auf Beckenbereiche im Raum Meinerzhagen-Kierspe konzentrieren. Abb. 4 verdeutlicht, daß diese Gebiete bei ansteigendem Meeresspiegel unterhalb der Wellenbasis liegen, so daß die Entstehung eines euxinischen Milieus möglich ist, in dem eine Faulschlamm-bildung stattfinden kann.

Da das Rheinische Schiefergebirge, als ein Teil der Baltischen Platte im Ems ca. 10-15° südlich des Äquators im Bereich der Passat-Winde lag (ZIEGLER 1981) könnte auch eine Deutung der Schwarzschiefer als Auftriebssedimente (EISELE & WIEDMANN 1982) in Frage kommen (s. Abb. 5).

Die Faulschlamm-Bildung im Becken von Kierspe-Meinerzhagen endete im Verlauf des weiteren Meeresspiegelanstiegs, der die Isolation vom offenen Meeresbereich aufhob.

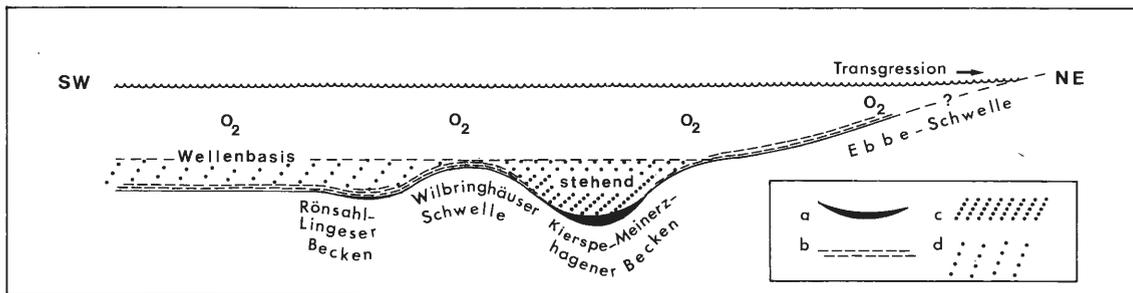


Abb. 4: Modell der Schwarzschiefer-Entwicklung unter euxinischen Bedingungen in isolierten Becken (AVLAR 1984).

a. Schwarzschiefer, b. siltiger Schiefer, c. absolut stehender Wasserbereich, d. wenig bewegtes Oberflächenwasser.

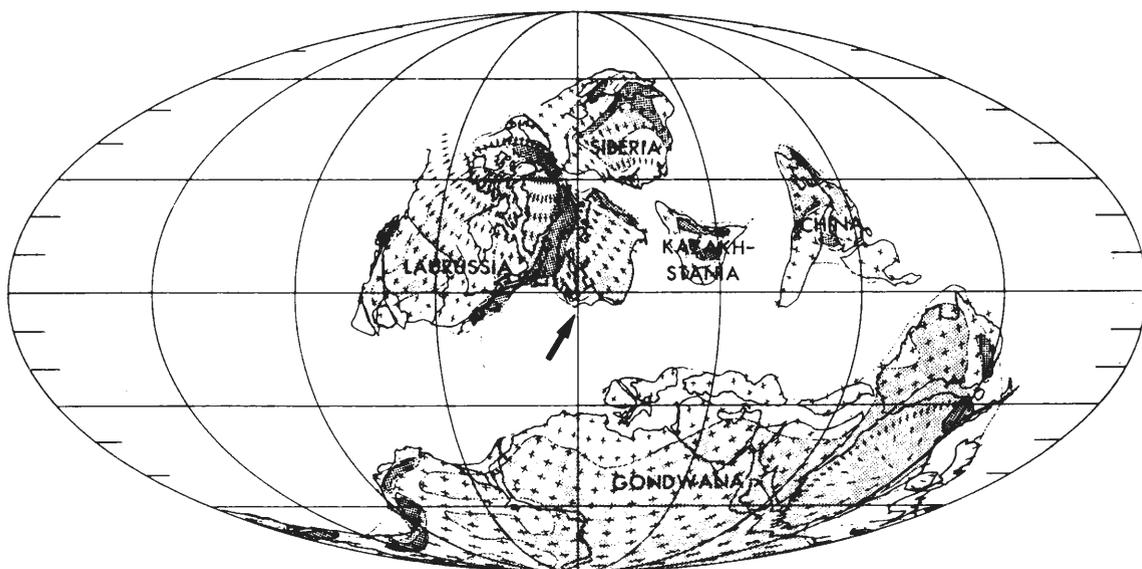


Abb. 5: Paläogeographie im Ems (Oberes Unterdevon). Der Pfeil zeigt die ungefähre Lage des Rheinischen Schiefergebirges am S' Rand der Baltischen Platte (Nach ZIEGLER 1981).

2. Gesteinscharakteristika des fossilführenden Horizonts NE' Kierspe

2.1 Gefüge

Das Sedimentgestein setzt sich aus Elementen der Ton- und Siltfraktion zusammen. Die Körner sind i. allg. kleiner als 0,03 mm. Im Dünnschliff erscheinen die Körner der Siltfraktion teils gut verrundet, teils in Gestalt tafelförmiger, kantiger Bruchstücke bzw. in blättchenartiger Form – letztere mehr oder weniger schichtungsparallel angeordnet.

Das auffallendste Charakteristikum des vorliegenden Gesteins ist eine mehr oder minder deutlich ausgeprägte Lamination – als Wechsellagerung dunkler und wesentlich geringmächtiger weiß-gelblicher Lagen (meist Bruchteile von mm) in Erscheinung tretend. Die Korngröße erfährt im Zuge des Farbwechsels keine merkliche Veränderung, allenfalls erfolgt eine Verschiebung bzgl. der rel. Anteile der Einzelkomponenten. Die beschriebenen Texturabfolgen wiederholen sich in unregelmäßigen Abständen (mm- bis cm-Bereich).

Innerhalb der gelben, die dunklen Horizonte fast stets nur unvollständig bedeckenden Lagen sind mitunter streifenförmige, gerichtete Strukturen zu beobachten.

Die dunklen Schichten imprägniert ein amorphes, dunkelbraunes bis schwarzes Pigment (= kohlige Substanzen i.w.S.), welches die Kornzwischenräume in Gestalt unregelmäßig-flockiger oder schlieriger Massen – teils schichtiger, teils netzartiger Anordnung – durchsetzt.

Innerhalb des untersuchten Profilabschnitts kommen Trends bzgl. der Korngrößenentwicklung ebenso wenig zum Tragen wie größere Schwankungen der Mengenverhältnisse der einzelnen Bestandteile.

Der Ablagerungs- und Transport-Typ der Sedimente wird unter Berücksichtigung der o.g. Charakteristika im Bereich von laminar (wirbelfrei) transportierten Absätzen eines Stillwassermilieus eingeordnet.

2.2 Mineralbestand

Die Mineralbestimmung erfolgte mikroskopisch und röntgendiffraktometrisch. Optisch eindeutig bestimmbare Hauptkomponente der Siltfraktion ist Quarz; Hellglimmer – wahrscheinlich serizitischer Muskowit – ist gleichfalls häufig vertreten. Bräunliche oder hellgrünlichgraue Schichtsilikate, bei denen es sich wahrscheinlich um Chlorite handelt (die eindeutige optische Bestimmung ist aufgrund der geringen Korngröße schwierig), umfassen einen geringen Anteil. Durchaus nicht seltene Erzminerale sind Hämatit (rundliche, kleinkörnige Aggregate) und Pyrit. Feldspäte – meist tafelförmige nach dem Albit-Gesetz verzwillingte Plagioklase – treten relativ untergeordnet in Erscheinung. Hauptsächlich in den hellen Lagen erscheinende Nebengemengteile sind Zirkone mit schichtparallel ausgerichteten Längsachsen.

Die Analyse der Tonminerale wurde unter Verwendung eines Phillips PW 1050/25 Röntgendiffraktometers (Cu-K α -Strahlung, Ni-Filter) durchgeführt. Folgende Minerale konnten identifiziert werden: Illit, Chlorit, Glaukonit.

Die Diffraktogramme der einzelnen Proben zeigen, was den Stoffbestand betrifft, keine Abweichungen. Die Gegenüberstellung der Kurven von Proben aus dunklen und solchen aus hellen Lagen erweist lediglich leichte Verschiebungen hinsichtlich der relativen Menge der Einzelbestandteile; die hellen Horizonte enthalten z.B. geringere Anteile von Chlorit und Glaukonit.

II. Fossilfunde

1. Taxonomische Einordnung

Bereits die Ausbeutung des relativ geringmächtigen Profilabschnitts brachte eine erhebliche Anzahl von Vertebratenresten und in geringem Ausmaß Pflanzenfossilien (Psilophytales) zutage. Neben seltenen Acanthodierstacheln (*Gyracanthus (?) convexus* GROSS) bestreiten Placodermen der Ordnung Arthrodira den wesentlichen Teil der fossilen Reste. Spuren endo- und epibenthischen Lebens fehlen völlig.

Bemerkenswerterweise scheint lediglich eine Arthrodirenspezies vorzuliegen, *Tiaraspis subtilis* (GROSS); Synonyma: *Acanthaspis subtilis* GROSS 1933 a, *Prosphythaspis subtilis* (GROSS) 1937.

Das Profil NE' Kierspe nimmt in zweifacher Hinsicht im Vergleich mit anderen *Tiaraspis*-Fundpunkten (Overath, Wahnbachtal, Siesel, Schleiden) eine Sonderstellung ein: einmal tritt diese Spezies dort entweder untergeordnet neben anderen Vertebraten und Evertebraten bzw. nur in Form spärlicher Einzelfunde auf. Zum anderen werden die o.g. Lokalitäten sämtlich jünger als Ober-Ems datiert. Wo. SCHMIDT & ZIEGLER (1965) werten den Nachweis von *T. subtilis*, dessen stratigraphische Reichweite sich nach bisheriger Kenntnis vom Ober-Siegen bis Unter-Ems erstreckte (DENISON 1978) sogar als Beleg für siegenische bzw. unter-emsische Stellung der bis dahin als ober-emsisch eingestuften Rimmert-Schichten des Ebbe-Sattels. Hier gelang der erstmalige Nachweis der Art *Tiaraspis subtilis* in Schichten des Ober-Ems.

2. Modalbestand

Aus den bisher untersuchten 110 Gesteinsproben wurden insgesamt 353 Knochen herauspräpariert, die sich ausschließlich aus exoskeletalen Elementen von Arthrodiren und Acanthodiern rekrutieren. Be-

zogen auf die Position innerhalb des Dermal skeletts sind 31 verschiedene Komponenten unterscheidbar; von diesen sind 30 Bausteine des Arthrodiren-Panzers, nämlich 21 Rumpf- und 9 Schädelplatten; außerdem treten zahlreiche Schuppen auf (siehe Tabelle 1).

Tab. 1: Liste der gefundenen Knochen

Bezeichnung	Anzahl
PDL (p) *	40
ADL (p)	40
AVL (p)	40
Sp (p)	35
PVL (p)	35
MD	31
AL (p)	31
IL (p)	25
PL (p)	23
PMV	16
AMV	6
Ce (p)	12
PNu (p)	5
Nu	5
Pi	2
PrO (p)	2
PtO (p)	1
Stachel	5

* paarig

Nur die Bestandteile des Rumpf-Panzers sind sämtlich überliefert; der Dorsal-Panzer mit Mediandorsale und paarigen Anterior- und Posteriordorsolateralia; der Lateral-Panzer mit paarigen Anterior- und Posteriorlateralia und schließlich der Ventral-Bereich mit paarigen Spinalia, Interiorlateralia, Anterior- und Posteriorventrolateralia und unpaaren Anterior- und Posteriormedioventralia (Abb. 6).

Die gefundenen Cranialplatten gehören ausschließlich zum dermalen Schädeldach: unpaares Nuchale und Pineale sowie paarige Paranuchalia, Centralia, Prae- und Postorbitalia.

Die Schuppen entstammen wahrscheinlich dem caudalen, unbepanzerten Körperabschnitt.

3.3 Einbettungsmodus

Die Panzerfragmente kamen teils auf der Schichtfläche, teils innerhalb des noch nicht verfestigten Schlamms zur Ablagerung. Der ursprüngliche Knochenschild ist meist in disartikulierte Einzelplatten zerfallen, die einmal als sog. „wirre Haufwerke“ neben- und übereinander liegen oder, vor allem bei Ablagerung auf der Sedimentoberfläche, über einen weiteren Bereich verstreut auftreten.

Die Fragmente MD/PDL, AL/SP und AVL/SP sind am häufigsten in originärer Assoziation erhalten, scheinen also relativ stabile Elemente des ehemaligen Knochenschildes zu repräsentieren (Abb. 7). Ein Ventralpanzer (Taf. 1, Fig. 5) stellt den vollständigsten artikulierten Rest dar. Von den Knochen des Schädelbereichs wurden PNu/Nu sowie ein Schädeldach mit Nu, PNu, Ce, Pi, PrO und PtO gefunden.

Rund die Hälfte der untersuchten Proben enthält zwei oder mehr (bis zu 19) Platten, die jeweils – mit einer Ausnahme – zu einem Individuum gehören (Abb. 8; Taf. 1, Fig. 1-6).

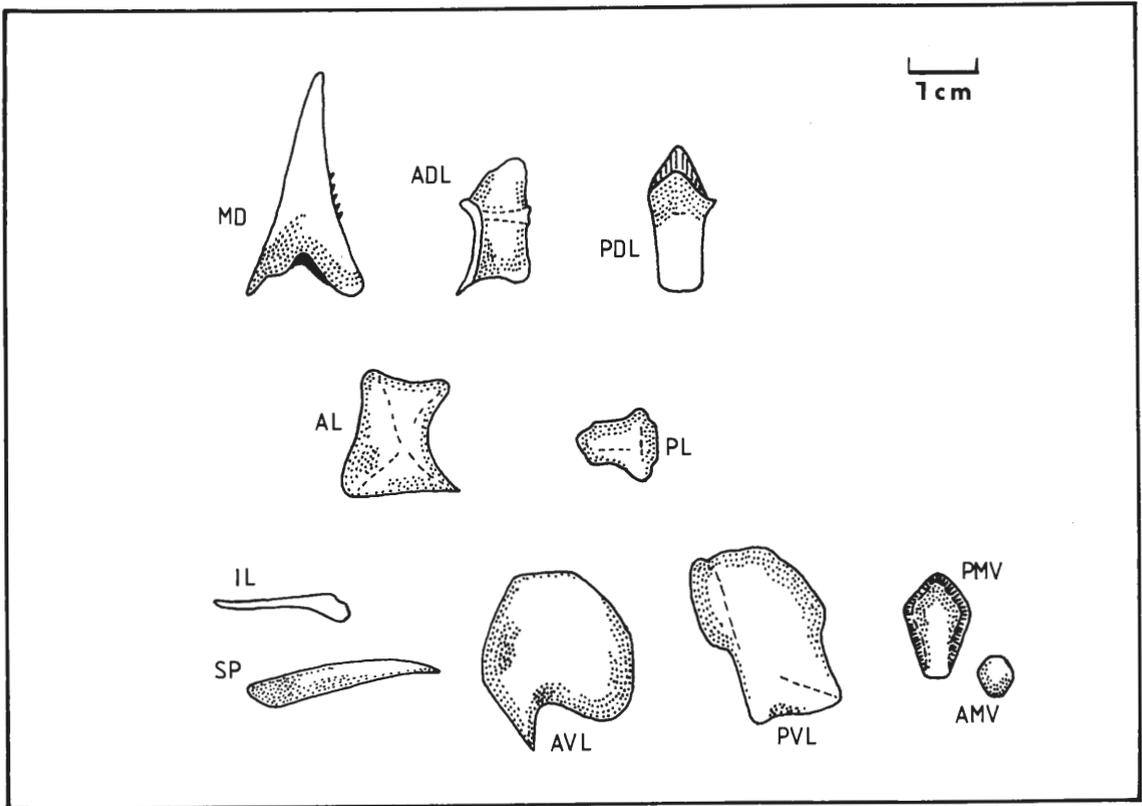


Abb. 6: Rumpfpanzer-Platten von *Tiaraspis subtilis* (GROSS).

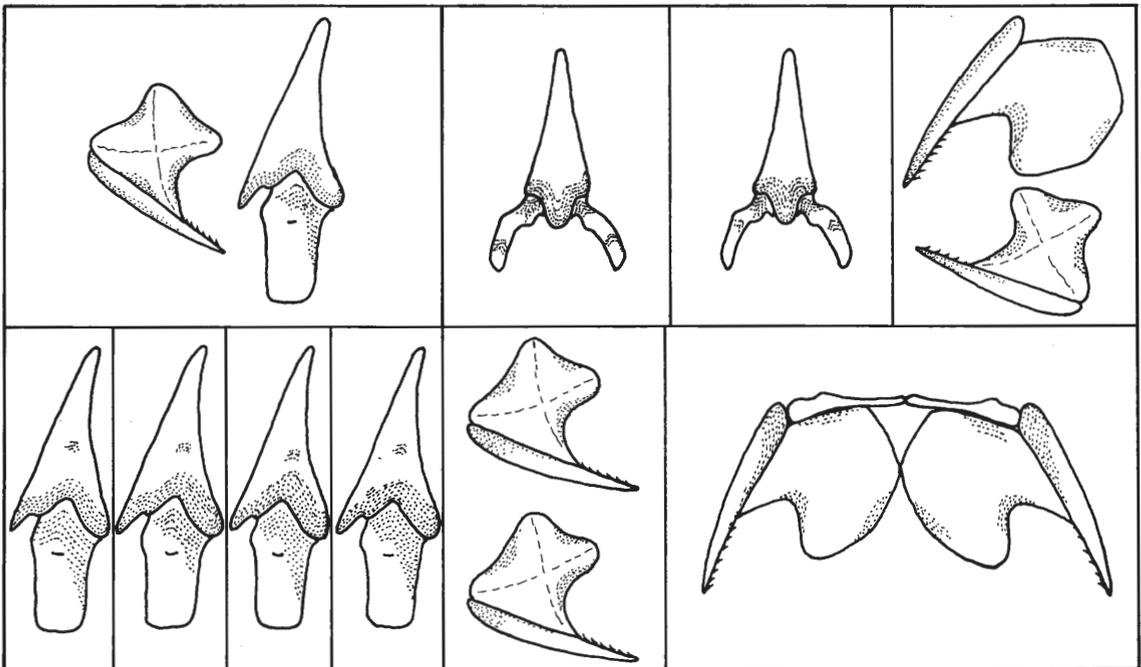


Abb. 7: Skizzierte Darstellung der in ursprünglicher Artikulation gefundenen Platten.

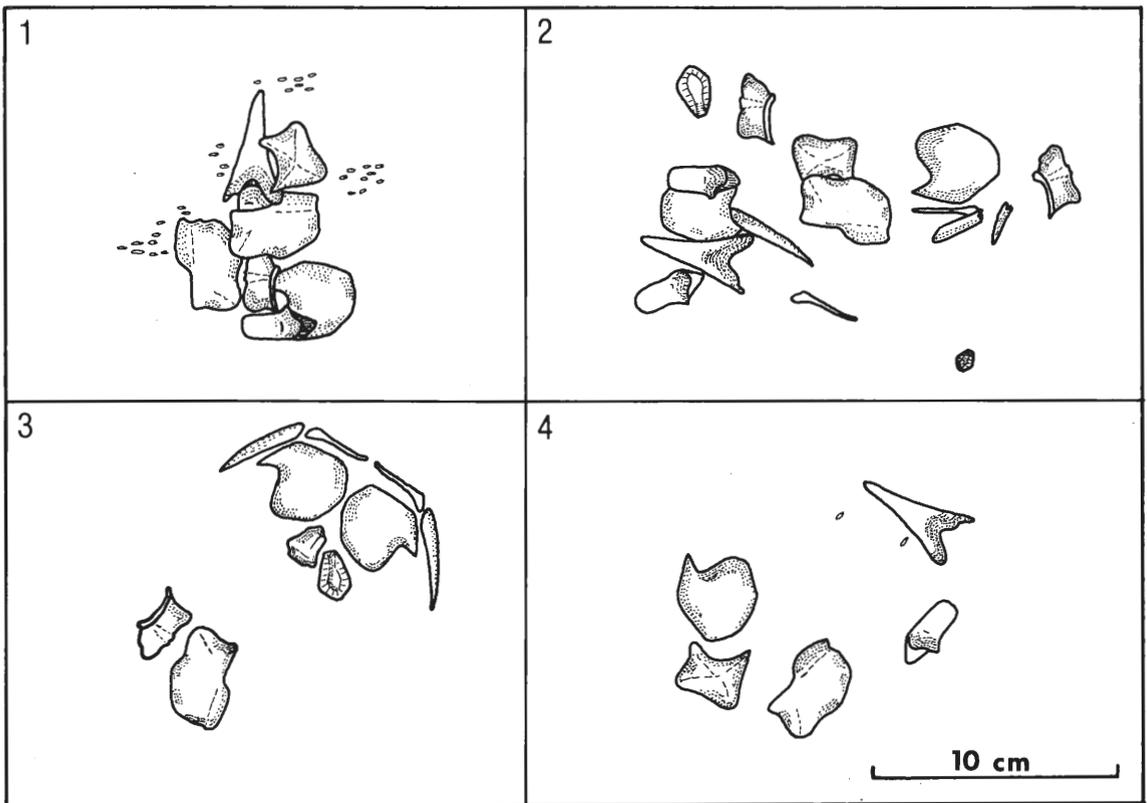


Abb. 8: Skizzierte Darstellung verschiedener Einbettungssituationen. Meist disartikulierte Einzelknochen; 3: vorderer Ventralpanzer \pm in ursprünglicher Artikulation (Siehe Taf. 1, Fig. 5) 1: MD, 2 PDL, ADL, AL, AVL, PVL, Schuppen; 2: MD, 2 PDL, 2 ADL, AL, 2 Sp, PMV, 2 IL, AMV; 3: 2 Sp, 2 IL, 2 AVL, PMV, PL, ADL, PVL; 4: AVL, AL, PVL, MD, PDL, Schuppen.

Einregelung der Knochen ist kaum zu verzeichnen, in wenigen Fällen ist, vor allem bei Platten mit hohem Längen/Breitenverhältnis, eine parallele Ausrichtung der Komponenten zueinander erkennbar. Diese Situation koinzidiert mit einer in gleicher Richtung verlaufenden Riefung der Schichtfläche, auf die bereits unter Punkt 2.1. hingewiesen wurde.

Die Erhaltungsqualität der Knochen schwankt in Abhängigkeit von deren Lage zur Sedimentoberfläche. Bei der Bestimmung der Erhaltungsqualität wurde das Ausmaß der Vollständigkeit des lagigen Knochengewebes zugrundegelegt. Um die vergleichende Untersuchung zu erleichtern wurden drei Qualitäten definiert: a = unverwitterte, lagige Knochen mit deutlich erkennbarer Ornamentierung; b = Knochenstruktur noch erkennbar, z.T. zersetzt, Ornamentierung erkennbar; c = lagiger Aufbau nicht mehr sichtbar, Knochensubstanz zum größten Teil mulmig zersetzt, Struktur nicht oder kaum erhalten (Abb. 9).

4. Biostratinomie

Die Beobachtung relativ vollständiger Panzerfragmente auf engem Raum, die Tatsache, daß fast alle Proben nur Überreste eines Individuums enthalten und das fast völlige Fehlen von Bruchstücken lassen auf einen kurzen Transportweg zwischen Todes- und Einbettungsort schließen. Die Entstehung der beschriebenen Taphozönose kann durch folgendes Modell erklärt werden:

Über den terrestrisch abgelagerten K4-Vulkanit im Liegenden der Schwarzschiefer-Folge fand eine Ingression statt, die lokal (Meinerzhagener Becken) eine rel. küstennahe Senken-Schwellen-Fazies entstehen ließ.

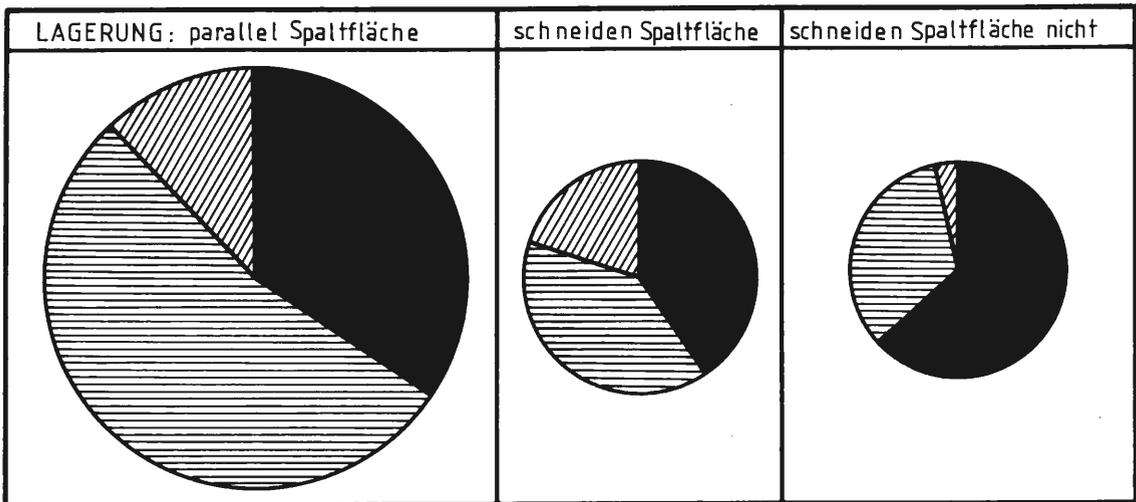


Abb. 9: Tortendiagramme zur Verdeutlichung der Beziehung zwischen Erhaltungsqualität der Knochen-
substanz und der Lagerung zur Spaltfläche.
Schwarz = gute Erhaltung
Horizontalschraffur = mäßige Erhaltung
Diagonalschraffur = schlechte Erhaltung.

Im Bereich der Senken etablierten sich mangels ausreichender Wasserzirkulation anaerobe Bedingungen. Der Lebensraum der – bodenbewohnenden – Arthrodiren müßte in den besser belüfteten Schwellenbezirken zu suchen sein.

Nach dem Verenden erfolgte kurzzeitige Drift der Kadaver bei aerobem Zerfall. Eine fossile Dokumentation war gewährleistet, falls die Reste in dem faulschlammhaltigen, bodenlebenfreien Beckensediment eingebettet wurden.

Der für die unterschiedlichen Erhaltungsbedingungen der Knochensubstanz verantwortliche Parameter ist dem vorliegenden Befund zufolge die Sedimentationsrate: Bei relativ starker Sedimentakkumulation konnte sich keine feste Schichtfläche bilden. Die Sedimentviskosität war infolge hoher Wassersättigung gering, so daß die Panzer-Fragmente in Abhängigkeit von der Fläche der Kadaver-Reste und der Dichte des Sediments bis zu einigen cm tief einsanken und auf diese Weise optimal vor Vernichtung geschützt blieben.

Länger andauernde Sedimentationsruhe ging mit schnell fortschreitender Kompaktion des organischen Schlammes einher (ZANGERL 1971), wodurch schließlich ein völliges Einsinken unmöglich wurde.

Der Einbettungsort läßt sich zusammenfassend als unterhalb der normalen Wellenbasis gelegener Ruhigwasserbereich einstufen; das Porenwasser scheint fast ständig vergiftet gewesen zu sein. Von Zeit zu Zeit auftretende leichte Wasserbewegungen (induziert etwa durch Stürme) hatten wahrscheinlich eine kurzfristige Erhöhung des Sauerstoff-Gehaltes im Bodenwasser zur Folge. Die auf der Schichtfläche erhaltenen fossilen Relikte indizieren aber zumindest einen zeitweiligen Anstieg der H_2S/O_2 -Chemokline über den Untergrund.

Literaturverzeichnis

- AVLAR, H. (1985): Facies development and palaeoecology at the Early-Mid Devonian boundary in the southwestern Ebbesattel (Rheinisches Schiefergebirge) and their palaeogeographical interpretation. – *Earth evolution Sci.*, **1** (1): 20 Abb.; Wiesbaden (im Druck).
- AVLAR, H. (1985): Zur Biostratigraphie, Faziesentwicklung, Paläoökologie und Paläogeographie der Grenzschichten des Unterdevon und Mitteldevon im südlichen Ebbesattel (Rheinisches Schiefergebirge), Implikationen für die geodynamische Interpretation. – Diss. Uni. Münster: 182 S., 62 Abb.; Münster.
- DEMAISON, G. J. & MOORE, G.T. (1980): Anoxic environments and oil source bed genesis. – *Mem. amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **64**: 1179-1209; Tulsa (Okla).
- DENISON, R. (1978): Placodermi. – *Handbook of Paleoiichthyology*, 2: 128 S. 94 Abb.; Stuttgart, New York (Fischer Verlag).
- DOHMEN, M. (1983): Biostratigraphische Untersuchung einer Fischlagerstätte aus dem Schwarzschiefer-Horizont der Unteren Remscheider Schichten. – Dipl.-Arbeit: 79 S., 30 Abb.; Köln (unveröff.).
- EINSELE, G & WIEDMANN, J. (1982): Turonian black shales in the Moroccan coastal basins: First upwelling in the Atlantic Ocean. – In: v. RAD, U. et al. (Eds.): *Geology of the Northwest African Continental margin*. – 396-414; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- FRIMAN, L. & BARDENHEUER, P. (1984): A new reconstruction of *Rhinopteraspis dunensis* (Agnatha, Heterostraci) with some remarks on pteraspid ontogeny. – *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*, **61**: 147-173, 3 Abb., 2 Taf.; Münster.
- FUCHS, A. (1915): Die Entwicklung der devonischen Schichten im westlichen Teil des Remscheid-Altenaer-Sattels und Ebbe-Sattels. – *Jb. preuss. Landesanst.*, **36**: 1-95, 2 Taf., Berlin.
- FUCHS, A. (1923a): Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. – Liefg. 220 MTB 4811 Meinerzhagen. – k. preuss. geol. Landesanst.; 52 S.; Berlin.
- GROSS, W. (1933a): Die unterdevonischen Fische und Gigantostraken von Overath. – In: SCHRIEL, W. & GROSS, W.: *Zur Stratigraphie, Tektonik und Paläontologie des alten Unterdevons im südlichen bergischen Lande*. – *Abh. preuss. geol. Landesanst., N.F.* **145**: 41-77, 16 Abb., Taf. 1-7; Berlin.
- GROSS, W. (1933b): Die Wirbeltiere des rheinischen Devons. Teil I. – *Abh. preuss. geol. Landesanst., N.F.* **154**: 83 S., 20 Abb., 11 Taf.; Berlin.
- GROSS, W. (1937): Die Wirbeltiere des rheinischen Devons. Teil II. – *Abh. preuss. geol. Landesanst., N.F.* **176**: 83 S., 29 Abb., 10 Taf.; Berlin.
- GROSS, W. (1962): Neuuntersuchung der Dolichothoraci aus dem Unter-Devon von Overath bei Köln. – *Paläont. Z.*, H. SCHMIDT-Festbd., 45-63, 10 Abb.; Stuttgart.
- HECHT, F. (1933): Der Verbleib der organischen Substanz der Tiere bei meerischer Einbettung. – *Senckenbergiana*, **15**: 165-245; Frankfurt.
- KAUFFMAN, E. G. (1978): Bentic environments and paleoecology of the Posidonienschiefer (Toacian). – *N. Jb. Geol. Palaeont. Abh.*, **157**: 18-36; Stuttgart.
- KREBS, W. (1969): Über Schwarzschiefer und bituminöse Kalke im mitteleuropäischen Variscikum. – *Erdöl und Kohle*, **22**: 2-6 u. 62-67; Steinfeld-Echterdingen.
- MÜLLER, A. H. (1951): Grundlagen der Biostratigraphie. – *Abh. dtsh. Akad. Wiss., math.-nat. Klasse*, **1950** (3): 1-147, 79 Abb.; Berlin.
- PAUL, J. (1982): Zur Rand- und Schwellen-Fazies des Kupferschiefers. – *Z. dtsh. geol. Ges.*, **133**: 571-605; Hannover.
- PITMAN, W. C. (1979): The Effect of Eustatic Sea Level Changes on stratigraphic Sequences at Atlantic Margins. – *Mem. amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **29**: 453-460; Tulsa (Okla).
- RAYNER, D. H. (1956): The geological Environment of Fossil Fishes. – In: WESTOLL, T. S. (Ed.): *Studies on Fossil Vertebrates*. – Univ. of London, The Athlone Press (1958): 129-156; London.
- RICHARDSON, E. S. (1963): The paleoecological history of two Pennsylvanian black shales. – *Fieldiana, Geol. Mem.*, **4**: 1-352; Chicago.
- SCHMIDT, W. & ZIEGLER, W. (1965): Eine Arthrodiren-Fauna in einem Keratophyr-Profil der Rimmert Schichten (Unter-Devon) des Ebbe-Antiklinoriums. – *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, **1965**: 221-233, 2 Abb.; Stuttgart.

- SMITH, S. T., SNYDER, R. L. & BROWNELL, W. E. (1979): Quantitative Phase Analysis of Devonian Shales by Computer Controlled x-Ray Diffraction of Dried Samples. – *Adv. x-Ray Analysis*, **22**: 181-191; Denver.
- THUROW, J., KUHN, W. & WIEDMANN, J. (1982): Zeitlicher und paläogeographischer Rahmen der Phthanit und Black Shale-Sedimentation in Marokko. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **165** (1): 147-176; Stuttgart.
- VAIL, P. R. & MITCHUM, R. M. Jr. (1979): Global Cycles of Relative Changes of Sea Level from Seismic Stratigraphy. – *Mem. amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **29**: 469-472; Tulsa (Okla).
- VAIL, P. R., MITCHUM, R. M. Jr. & THOMPSON, S. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 4: global cycles of sea level. – In: PAYTON, C. E. (Ed.): "Seismic Stratigraphy – Application to Hydrocarbon Exploration". – *Mem. amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **26**: 83-97; Tulsa (Okla).
- WETZEL, A. (1982): Zeitliche Klassifikation von Sedimentationsprozessen bei der Schwarzschiefer-Bildung. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **165** (1/2): 30-31; Stuttgart.
- WIEDMANN, J. (1982): Grundzüge der kretazischen Subsidenz-Entwicklung im Südatlantik, in Marokko, Nordspanien und im Helvetikum. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **165** (1): 5-31; Stuttgart.
- WONG, H. K. & DEGENS (1980): Geotektonische Entwicklung des variszischen Faltungsgürtels im Paläozoikum. – *Mitt. Geol. Paläont. Inst. Univ. Hamburg*, **50**: 17-44, 8 Abb.; Hamburg.
- ZANGERL, R. (1971): On the geologic significance of perfectly preserved fossils. – *North Amer. Paleont. Conv.*, **2** (1): 1207-1222; Washington/Colorado (Allen Press).
- ZIEGLER, A. M. (1981): Paleozoic paleogeography. – paleoreconstruction of the continents. – *Geodyn. Ser.*, **2**: 27-37; Boulder (Colorado).

Tafel 1

Fig. 1-6: *Tiaraspis subtilis*

- Fig. 1:** Rechtes Anteriorventrolaterale (Innenseite). Lagerung parallel zur Schichtfläche. Proben-Nr. MLG 5 A
- Fig. 2:** Großteils disartikulierte Panzerfragmente und Schuppen in massigem Einbettungsmedium. MD- und PDL-Platte in Artikulation, Proben-Nr. MLG 7a
- Fig. 3:** Rumpfpanzerfragmente zweier Individuen. Gattungsspezifische MD-Platte unten rechts und oben links. Lagerung parallel zur Spaltfläche. Proben-Nr. MLG 12b
- Fig. 4:** „Wirres Haufwerk“. Rumpf-, Schädelpanzerkomponenten und Schuppen eines rel. kleinen Individuums ungeordnet neben- und übereinander eingebettet. Proben-Nr. MLG 26
- Fig. 5:** Vorderer Ventralpanzer (Außenseite) in ursprünglicher Artikulation. Unten dislozierte rechte PVL-Platte, daneben ADL-Platte. Proben-Nr. MLG 1
- Fig. 6:** Über einen weiteren Bereich verstreute Rumpfknochen (AVL, 2x PDL, PVL, ADL, Sp, AMV, 2x PL; z. T. Abdrücke). Einbettung nicht in einer Ebene. Proben-Nr. MLG 2

Skala = 5 cm



Geol. Paläont. Westf.	4	23 – 52	3 Abb. 7 Taf.	Münster Mai 1985
--------------------------	---	---------	------------------	---------------------

Ein ordovizisches Kalksandstein-Geschiebe aus Westfalen

ROGER SCHALLREUTER *

Abstract: Mutmaßlicher Suurupi-Kalksandstein (Estrnisches Ordoviz, Stufe B_{III}βS) wird erstmals als Geschiebe aus Norddeutschland beschrieben. Die Altersdatierung erfolgte mittels Ostrakoden, die durch mehrere, z. T. neue Arten vertreten sind.

Einleitung

Im Ordoviz Baltoskandiens herrschen Kalke, Mergel und Schiefer vor, Sandsteine und Konglomerate treten nur selten auf. HADDING (1927: 27) schreibt diesbezüglich: „In the Cambro-Silurian of South Sweden only few and thin sandstone beds above the Lower Cambrian sandstone are found, until the uppermost part of the series of strata, the Upper Silurian sandstones, are reached“. In Estland sind die Verhältnisse ähnlich. Ordovizische Sandstein- und Konglomeratgeschiebe verdienen daher besondere Aufmerksamkeit.

Durch Herrn RAINER SCHÄFER, Burgsteinfurt, werden schon seit einigen Jahren in den Kiesgruben des Münsterländer Hauptkiessandzuges, vor allem Ahlintel (Abb. 1), Aufsammlungen von Geschieben vorgenommen. Diese Aufsammlungen haben besondere Bedeutung, da die Sand- und Kiesgewinnung in den meisten Gruben dem Ende entgegen geht, da – wie bei Rheine – „der Hauptkiessandzug gleichzeitig das Hauptgrundwassergewinnungsgebiet dieser Gegend darstellt“ (THIERMANN 1973: 105). Dank der Initiative des neuen Direktors des Westfälischen Museums für Naturkunde in Münster, Dr. ALFRED HENDRICKS, wird dort mit dem Aufbau einer Geschiebesammlung begonnen, in der ein großer Teil dieses Materials Aufnahme finden wird, so daß dieses einmalige Material der Forschung nicht verloren geht. Die besondere Bedeutung dieses Geschiebematerials zeigen Ergebnisse der letzten Jahre, wie z. B. der erste mikropaläontologisch gesicherte Nachweis von Sularpschiefer als Geschiebe in Norddeutschland (SCHALLREUTER 1983) oder die Neufunde der sehr seltenen gehörnten Leperditiocopa (SCHALLREUTER 1984). Der Fund eines ordovizischen Sandsteingeschiebes durch Herrn SCHÄFER 1984 bildet die Fortsetzung in dieser Serie besonderer Funde.

Geschiebekundlicher Teil

ROEDEL (1926: 77-83 bzw. 8-14) erwähnt in seiner Zusammenstellung der Sedimentärgeschiebearten an ordovizischen Sandsteinen nur den Ungulitensandstein (Obolussandstein) des untersten Ordoviziums. Auch HUCKE & VOIGT (1967) führen nur diesen und außerdem als eines der wenigen ordovizischen Konglomerate das seltene *Ahtiella [Strophomena] jentzschii*-Konglomerat an. KRAUSE (1982: 388) erwähnt ein „gelbliches, sandig-kalkiges Geschiebe“ mit '*Primitia papillata*'.

Ein Sandstein-Geschiebe wird 1931 von EISENACK (S. 76: Geschiebe Nr. 2) kurz beschrieben. Dieses Geschiebe wurde von SCHALLREUTER (1981: 91-92) näher erörtert. Auf Grund der publizierten Daten wird es mit der D₂- oder D₃-Stufe des höchsten Viru (Mittellordoviz) verglichen und aus dem Ostseebett nördlich oder nordöstlich der Insel Gotland hergeleitet. Zum Unterschied zu dem weiter unten beschriebenen Sandstein wird dieser als *Nodosasandstein* bezeichnet (nach dem Auftreten von *Desmochitina nodosa* EISENACK 1931).

* Anschrift des Verfassers: Priv.-Doz. Dr. habil. R. SCHALLREUTER
Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum der Universität
Bundesstraße 55 (Geomatikum)
D-2000 Hamburg 13, Germany (F. R.).

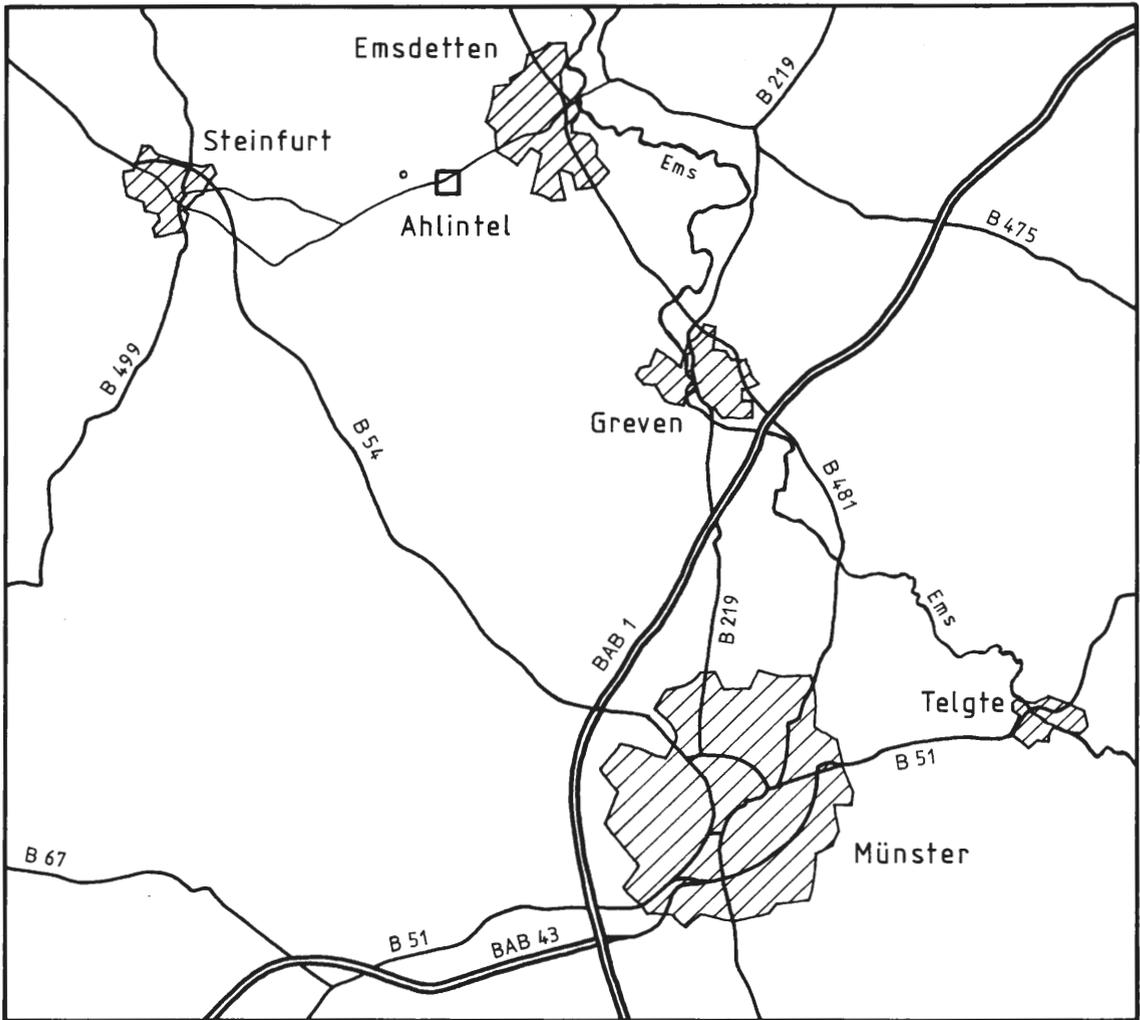


Abb. 1: Lage des Arbeitsgebietes.

Phosphoritführende „Baltische Blöcke mit *Strophomena Jentschi* Gagel“, die entweder rundliche Quarzkörner in der grobkristallinen oder dichten Kalksandsteinmasse aufweisen oder z. T. sogar als Sandstein ausgebildet sind, beschreibt schon 1896 (S. 201-207) ANDERSSON von Öland und Gotska Sandön. Er erwähnt (S. 206) auch schon das Vorkommen von Ostrakoden in diesen. 1959 führt dann SARV in seiner Monographie estnischer ordovizischer Ostrakoden zwei Sandsteingeschiebe von Kolpi und Rejga (Hiiumaa) an und beschreibt auch einige Ostrakoden aus diesen. Die Geschiebe gehören der kalkig-sandigen Fazies der mittleren Kunda-Stufe NW-Estlands an, den sog. Pakri-Schichten ($B_{III}\beta P$), für die das \pm häufige Vorkommen von Quarzkörnern sowie das Vorkommen von Phosphoritgeröllen charakteristisch ist (ORVIKU 1960: 85). Nach ORVIKU (op.c.: 86) können innerhalb dieser Schichten in N-Estland von E nach W der Kalkstein von Jägala ($B_{III}\beta J$), der Phosphorit-Kalkstein von Kallaste ($B_{III}\beta K$) und der Kalksandstein von Suurupi ($B_{III}\beta S$) unterschieden werden (Abb. 2). Für den Phosphorit-Kalkstein von Kallaste, der nur 0,1 m mächtig wird, ist nach ORVIKU das Vorkommen von Quarzkörnern charakteristisch; Phosphoritgeröll gibt es in dessen unteren Teil dermaßen viel, daß stellenweise Phosphorit-Konglomerat auftritt. Der Kalkstein geht nach NW nach und nach in den Kalksandstein von Suurupi über, dessen Mächtigkeit in nordwestlicher Richtung bis 2,1 m ansteigt. Der untere Teil des Kalksandsteins ist mergeliger und enthält Phosphoritgerölle, dessen Menge an der Basis so groß ist, daß er ebenfalls als Phosphorit-Konglomerat bezeichnet werden kann (ORVIKU l.c.).

Vom Verfasser wurde 1983 ein *Ahtiella jentschi*-Konglomerat-Geschiebe beschrieben (SCHALLREUTER 1983: 102), zu dessen auffälligsten Komponenten u. a. mehr oder weniger rundliche, etwa bis zu über einen Zentimeter große Phosphoritknollen und stellenweise dicht eingesprenkelte, kleinere Glaukonitkörner gehören. Außerdem treten vereinzelt Quarzkörner auf. Das Alter des Geschiebes wurde nach

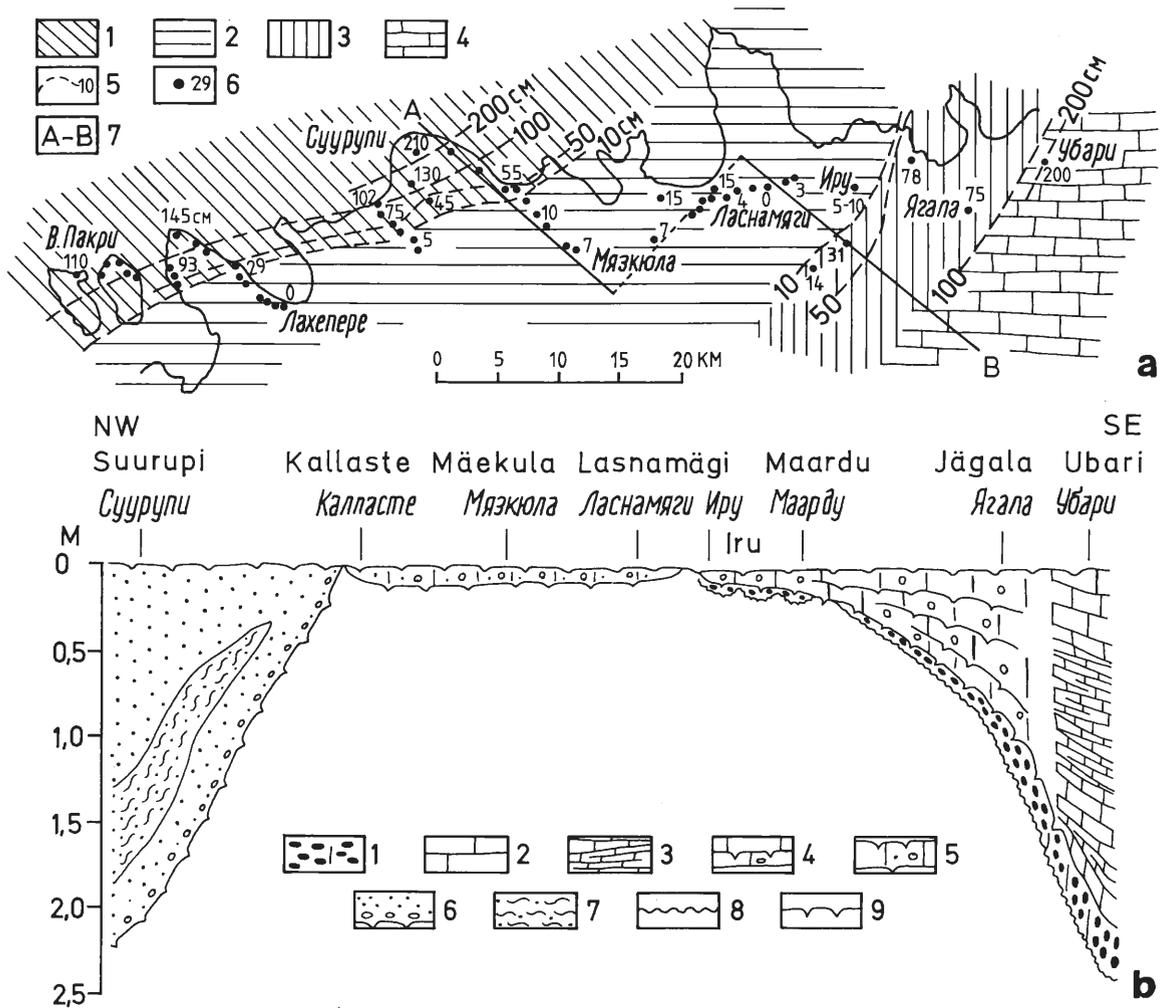
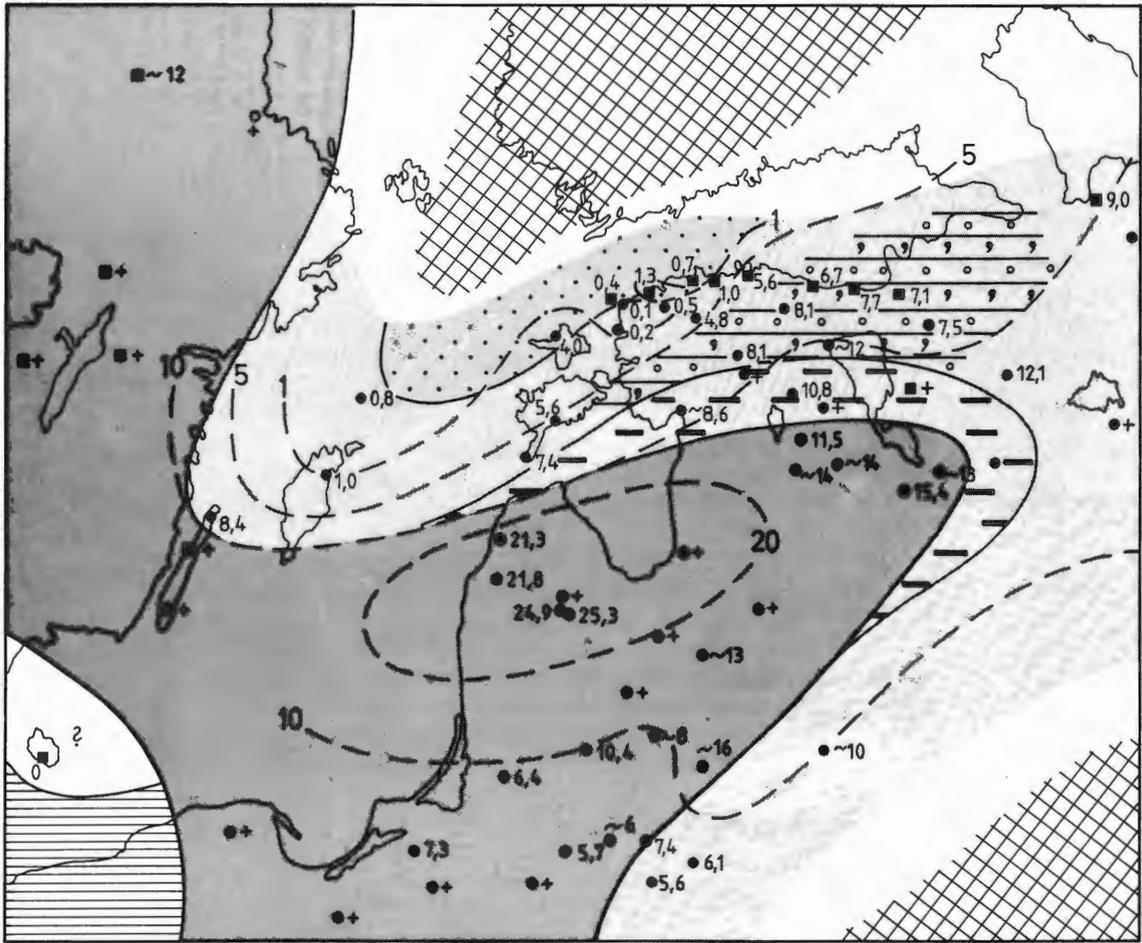


Abb. 2: Verbreitung und Mächtigkeit der lithologischen Einheiten der Pakri-Schichten in Nordwest-Estland (nach ORVIKU 1960: Abb. 14 und 15).

- a: 1 Suurupi-Kalksandstein, 2 Kallaste-Kalkstein, 3 Jägala-Kalkstein, 4 Nõmmeveski-Schichten (B_{III}βN), 5 Isopachen der Pakri-Schichten, 6 Aufschluß der Pakri-Schichten mit Mächtigkeitsangabe (in cm), 7 Profilinie des in B dargestellten geologischen Schnittes.
- b: 1 Oolithischer Mergelkalk der Voka-Schichten (B_{III}βV), 2, 3 Graue Kalke der Nõmmeveski-Schichten, dickbankig (2) bzw. dünnbankig (3), 4 Jägala-Kalkstein, grau, dickbankig, mit ebenen Diskontinuitätsflächen und einzelnen Phosphoritgeröllen, 5 Kallaste-Kalkstein mit zahlreichen Phosphoritgeröllen, stellenweise als Phosphorit-Konglomerat; Suurupi-Kalksandstein, 6 Kalksandstein, im unteren Teil mit Phosphoritgeröllen, 7 Knolliger Kalksandstein, 8 unebene bzw. 9 ebene Diskontinuitätsflächen.

dem Ostrakoden *Uhakiella cicatriosa* SARV, 1959 als mittlere oder obere Kunda-Stufe (B₃β, B₃γ) bestimmt. Altersmäßig und petrographisch kann das Geschiebe somit mit den Pakri-Schichten verglichen werden, d. h. das *Ahtiella jentzschii*-Konglomerat ist als ein Äquivalent der Pakri-Schichten zu betrachten.

Aus diesem Geschiebe wurden mehrere Vertebratenreste beschrieben. Die Vertebratennatur dieser Reste ist jedoch noch nicht gesichert. Die einzige bekannte Art, die 1976 von BOCKELIE & FORTEY als Vertebrate beschriebene *Anatolepis heintzi* ist nämlich „not considered by some paleontologists to be certainly of vertebrate affinities (Thompson and Plotnick, 1981; Briggs and Fortey, 1982)” (BOUCOT & JANIS 1983: 253), und dies trifft möglicherweise auch für die übrigen beschriebenen Reste zu.



- | | | | |
|--|--|---|---|
|  | Verbreitung der sandig-kalkigen Fazies |  | Oolithe |
|  | Festland |  | Graptolithenschiefer |
|  | Rotbraune Kalke |  | Aufschlüsse |
|  | Graue Kalke |  | Bohrungen mit Mächtigkeitsangaben |
|  | z.T. tonig |  | Bohrungen mit Angabe des Vorhandenseins |
|  | Glaukonit | | |

Abb. 3: Fazieskarte der Kunda-Zeit (BIII) (nach MÄNNIL 1966: Abb. 53).

1984 fand Herr R. SCHÄFER in der Kiesgrube Ahlintel ein etwa faustgroßes, hellgraues Kalksandsteingeschiebe, welches vermutlich Suurupi-Kalksandstein repräsentiert. Die zahlreichen, gut gerundeten Quarzkörner liegen meist isoliert in dem reichlich vorhandenen, kalkigen, dichten Bindemittel (Taf. 1, Fig. 1), welches stellenweise an Pyrit angereichert ist, so daß diese Partien dunkelgrau erscheinen. Charakteristisch sind zahlreiche, dunkle, z. T. kantengerundete Bruchstücke phosphatischer Brachiopoden (Taf. 1, Fig. 1). Untergeordnet kommen vereinzelt, winzige Glaukonitkörnchen vor. Die Kalkfossilien sind reinweiß verwittert und heben sich deutlich von der grauen Gesteinsmatrix ab. Sie lassen sich verhältnismäßig

Big leicht herauspräparieren, sind aber selbst sehr empfindlich. Durch die Verwitterung sind nämlich die einzelnen, die Schale zusammensetzenden Kalzitkörner schon \pm stark voneinander isoliert (Taf. 1, Fig. 7-8). (Aus diesem Grunde müssen die Stücke für die Untersuchung u. d. REM. ziemlich stark besputtert werden). Außer einigen Trilobitenresten fanden sich vor allem Ostrakoden. Aus der Kalkmatrix ließen sich durch Aufbereitung mittels Essigsäure nicht nur die phosphatischen Brachiopodenbruchstücke isolieren, sondern auch einige organische Mikrofossilien, vor allem Chitinozoen, ferner Scolecodonten- und fragliche Graptolithenreste. Die Chitinozoen sind jedoch meist \pm stark lädiert (Taf. 1, Fig. 2-6).

Unter den bisher aus diesem Geschiebe bestimmten Ostrakoden befinden sich folgende Arten:

Tvaerenella modesta SARV, 1959 (Taf. 2, Fig. 1)

Ogmoopsis vesperi SARV, 1959 (Taf. 2, Fig. 4)

Ogmoopsis alata SARV, 1959 (Taf. 4)

Piretopsis (Protalinnella) quadricostata (SARV, 1963) (Taf. 2, Fig. 3)

Steinfurtia macroreticulata (HESSLAND, 1949) (Taf. 2, Fig. 2)

Die zuerst genannten drei Arten kommen in NW-Estland in der kalkig-sandigen Fazies der Mittleren Kunda-Stufe (Suurupi-Kalksandstein) vor. *P. quadricostata* kommt in Estland (Loenna) in der Unteren und Mittleren Kunda-Stufe vor. Das Alter (B_{III}) ist somit gesichert. Für dieses spricht auch das Chitinozoon *Cyathochitina* cf. *calix jagovalensis* SCHALLREUTER 1981. Herkunftsgebiet des Geschiebes ist sehr wahrscheinlich die nördliche Mittlere Ostsee – etwa das Gebiet, welches bei MÄNNIL (1966: Abb. 53) entsprechend ausgewiesen ist (Abb. 3). Da das Gebiet ziemlich eng begrenzt ist, kann der Suurupi-Sandstein als Leitgeschiebe dienen.

Paläontologischer Teil

Ostracoda
Ordnung Beyrichiocolpa
Unterordnung Palaeocopa
Infraordnung Hollinomorpha
Überfamilie Hollinacea SWARTZ, 1936
Familie Tvaerenellidae JAANUSSON, 1957
Unterfamilie Tvaerenellinae JAANUSSON, 1957
Gattung *Uhakiella* ÖPIK, 1937

Uhakiella schaeferi sp. n.
Taf. 3, Fig. 4

Derivatio nominis: Zu Ehren von Herrn RAINER SCHÄFER, Burgsteinfurt, dem Finder des Geschiebes.

Holotypus: Rechte, tecnomorphe Klappe im Westfälischen Museum für Naturkunde Münster (WMN) Nr. A 7 – Taf. 3, Fig. 4.

Locus typicus: Kiesgrube W Ahlintel im Münsterländer Hauptkiessandzug östlich Burgsteinfurt (MTB 3810 Burgsteinfurt) [lat. 52° 9' 28" N; long. 7° 27' 25" E] (Abb. 1).

Stratum typicum: Geschiebe Ahl 821 – mutmaßlicher Suurupi-Kalksandstein (BIIIßS). Heimat: vermutlich nordöstliche Mittlere Ostsee (s. Abb. 3: punktierter Bereich).

Material: 2 tecnomorphe Klappen.

Definition: Mindestens 0.73 mm lang. Gestalt der tecnomorphen Klappen sehr hoch. Grube sehr deutlich, etwa doppelt so lang wie breit. Präadduktornodus und Zygalcrista nur andeutungsweise vorhanden. Oberfläche anscheinend glatt.

Dimensionen und Proportionen: Holotypus L 0.73 mm, H 0.495, L: H 1.47; Paratypus L 0.635, H 0.415, L: H 1.53.

Beziehungen: Die älteste bisher bekannte Art der Gattung, die gleichaltrige *U. cicatriosa* SARV, 1959, die eine Größe von 1.43 mm erreicht, besitzt eine schlankere Gestalt (Holotypus, eine tecnomorphe Klappe: 1.625), eine kleinere Grube, z. T. einen kräftigeren Präadduktornodus und eine dornenartige Oberflächenskulptur (SARV 1959: Taf. 4, Fig. 1-4; SCHALLREUTER 1983a: Abb. 1). Im Gegensatz zu anderen Palaeocopen bleibt bei *Uhakiella* die Gestalt während der Ontogenese konstant (SCHALLREUTER 1973: Abb. 16), so daß die höhere Gestalt der neuen Art nicht als juveniles Merkmal betrachtet werden kann, d. h. sie repräsentiert eine eigene Art.

Gattung *Tvaerenella* JAANUSSON, 1957

Tvaerenella modesta SARV, 1959
Taf. 2, Fig. 1

1959 *Tvaerenella modesta* sp. n. – SARV, 29-30, 191; Taf. 5, Fig. 1-3; Tab. 2 (S. 185), 3

1973 *Tvaerenella modesta* SARV 1959 – SCHALLREUTER 1973: 102

1973 *Tvaerenella modesta* Sarv, 1959 – IVANOVA: 129

1974 *Tvaerenella modesta* – NESTOR: 77

1979 *Tvaerenella modesta* Sarv, 1959 – IVANOVA: 94; Taf. 6, Fig. 10

Holotypus: Gehäuse eines ♀ (?) im Geologischen Museum der Estnischen Akademie der Wissenschaften Tallinn (GME) Nr. Os 2501 – SARV 1959: Taf. 5, Fig. 1-2.

Locus typicus: Osmussaar, Estland.

Stratum typicum: Kalkig-sandige Fazies der Mittleren Kunda-Stufe (B_{III}βS) NW-Estlands.

Original-Diagnose (nach SARV 1959: 29): „Gehäuse klein, mit gleich gerundetem Vorder- und Hinterende. Dorsalecken nahezu gleich groß. Randrippe entlang des Ventralrandes entwickelt, bei den ♂ und Larven fast nicht erkennbar, bei den ♀ relativ breit“.

Material: 1 vollständiges (Taf. 2, Fig. 1; L 0.65 mm) und 2 unvollständige Gehäuse sowie eine linke Klappe, alle tecnomorph.

Bemerkungen: Außer der von SARV erwähnten Randrippe (= Velum) besitzt *T.modesta* – wie die vorliegende linke Klappe zeigt – eine rippenartige Marginalskulptur.

Vorkommen: Nach SARV (1959: 30) kommt die Art in NW-Estland selten in der kalkig-sandigen Fazies der Mittleren Kunda-Stufe vor. Er erwähnt sie von drei verschiedenen Orten und aus einem Geschiebe von Kopli.

Familie Euprimitiidae HESSLAND, 1949
Unterfamilie Gryphiswaldensiinae SCHALLREUTER, 1968

Gattung *Steinfurtia* gen. n.

Typusart: *Euprimitia macroreticulata* HESSLAND, 1949.

Derivatio nominis: Nach dem Kreis Steinfurt, Westfalen.

Definition: Unisulcat. Sulcus als deutlicher Graben. Präadduktornodus deutlich. Velum unverkürzt, als Rippe oder schmaler Flansch. Oberfläche oder Schale retikuliert.

Beziehungen: Die neue Gattung unterscheidet sich von *Gryphiswaldensia* SCHALLREUTER, 1965 hauptsächlich durch den sehr deutlichen, tiefen und breiten Graben. *Gryphiswaldensia* besitzt nur eine sulcale Depression.

Vorkommen: Unterordoviz.

Steinfurtia macroreticulata (HESSLAND, 1949)
Taf. 2, Fig. 2

1949 *Euprimitia macroreticulata* n. sp. – HESSLAND, 244, 245-247, 249; Taf. 5, Fig. 22-23, Taf. 20 (Log)

Holotypus: Paleontologiska institutionen i Uppsala No. ar. os. 373, eine linke Klappe – HESSLAND 1949: Taf. 5, Fig. 22a-c.

Locus typicus: Stenberg 4, Dalecarlia, Schweden.

Stratum typicum: Unterer Teil der Stratum G (etwa 0.6 m über der Grenze RI/G) von HESSLAND (1949), Unterordoviz.

Original-Diagnose: (HESSLAND 1949: 245-246): *Euprimitia* of small size; posterodorsal part of carapace slightly extended and tapering; velate ridge relatively broad, not extending to dorsal corners; area between velate ridge and free margin slightly concave and fairly broad; sulcus deep and rather broad, ventral end somewhat curved forwards; presulcate node relatively large; surface widely reticulate“.

Material: 1 linke Klappe (0.45 mm lang).

Familie Ctenonotellidae SCHMIDT, 1941
Unterfamilie Steusloffinae SCHALLREUTER, 1966

Gattung *Piretopsis* HENNINGSMOEN, 1953
Untergattung *Protallinnella* JAANUSSON, 1957

Piretopsis (Protallinnella) quadricostata (SARV, 1963)

Taf. 2, Fig. 3

1963 *Protallinnella quadricostata* sp. n. – SARV, 169, 170-171; Taf. 3, Fig. 13, Taf. 4, Fig. 1-4; Tab. 1

1974 *Protallinnella quadricostata* – NESTOR: 78

1979 *Protallinnella quadricostata* Sarv, 1963 – IVANOVA: 122, 123, 124, 125, 126, 189; Taf. 9, Fig. 13

Holotypus: Linke ♀ Klappe im GME Nr. Os 2763 – SARV 1963: Taf. 3, Fig. 13.

Locus typicus: Loenna-Fluß, Estland.

Stratum typicum: Untere Kunda-Stufe (B_{III}α).

Original-Diagnose (nach SARV 1963: 170): „Gehäuse von mittlerer Größe, gleichmäßig konvex. S1 und S3 schwach entwickelt, S2 ziemlich breit und tief. C1, C2 und C3 etwas erweitert, C4 schmaler und meist nicht mit der Verbundcrista vereinigt. Die ziemlich breite Randrippe ist bei den ♀ schwach konvex, bei den ♂ und Larven im anteroventralen Teil etwas konkav. Oberfläche der Klappe mittel- bis grob-tuberkuliert“.

Material: Eine unvollständige, rechte Klappe einer Larve (L 1.20 mm).

Vorkommen: Nach SARV (1963: 171 und Tab. 1) in der Unteren (B_{III}α) und Mittleren Kunda-Stufe (B_{III}β) der Aufschlüsse am Fluß Loenna, Estland.

Gattung *Lennukella* JAANUSSON, 1957

Lennukella hendricksi sp. n.

Taf. 3, Fig. 1-3

Derivatio nominis: Zu Ehren von Herrn Dr. ALFRED HENDRICKS, Direktor des Westfälischen Museums für Naturkunde Münster, für sein Interesse an der Geschiebekunde Westfalens.

Holotypus: Linke, ventral unvollständige Klappe, WMN Nr. A12 – Taf. 3, Fig. 1.

Locus typicus und stratum typicum: Wie bei *Uhakiella schaeferi* sp. n. (S. 28).

Definition: Mindestens 1.51 mm lang. Präadduktornodus relativ klein, durch eine undeutliche Rippe mit der Plica verbunden. Nodus (oder Verdickung) posterodorsal vom S2 verhältnismäßig flach und undeutlich. Crista nur schwach gebogen. Abstand zwischen der Crista und dem vorderen Bogen der Plica relativ groß.

Material: 2 unvollständige Klappen und 1 vollständige Klappe einer jungen Larve.

Beziehungen: *Lennukella* war bisher monotypisch. Die Typusart, *Drepanella europaea* ÖPIK, 1937, wird mindestens 2.08 mm lang und kommt in der Uhaku- (C_{1c}) und Kukruse-Stufe (C₂) (Mittelordoviz) vor. Die neue Art ist wahrscheinlich kleiner und unterscheidet sich von *L. europaea* vor allem durch die weniger stark gebogene Crista, deren vorderer Bogen bei *L. hendricksi* einen größeren Abstand von dem vorderen Bogen der Plica hat als bei *L. europaea* (vgl. SARV 1959: Taf. 15, Fig. 13 mit Taf. 3, Fig. 1; beide Exemplare haben etwa die gleiche Größe). Außerdem ist bei der neuen Art der Präadduktornodus relativ kleiner und mit der Plica durch eine flache Rippe verbunden. Der flache Nodus posterodorsal vom S2 und die Plica sind ebenfalls schwächer ausgebildet als bei der Typusart. Dieses sind aber möglicherweise juvenile Merkmale.

Dimensionen und Proportionen: Holotypus L 1.51 mm, Paratypus A8 ohne das fehlende Vorderende 0.78 mm lang; Larve A13 0.68 mm lang und 0.39 mm hoch, L: H 1.74.

Bemerkungen: Die Larve unterscheidet sich von den beiden größeren (? adulten) Klappen – abgesehen von dem weiter hinten gelegenen S2 – vor allem durch die kurze Crista, die nur ventral vom Sulcus vorhanden ist, und das schwächere Velum, welches anscheinend nur noch als schmale, mit einigen Tuberkeln besetzte Rippe oder Kante ausgebildet ist (Taf. 3, Fig. 3).

Die Gattung *Lennukella* wurde ursprünglich von JAANUSSON (1957: 336) innerhalb der Bassleratiinae errichtet. SARV (1959: 91, 92) plazierte sie dann in die Nähe von *Steusloffia*, und entsprechend wurde die Gattung von SCHALLREUTER (1966: 200) zu den Steusloffiiinae gestellt. Wegen morphologischer Ähnlichkeiten mit *Uhakiella* wurde sie dann aber später den Tvaerenellidae zugewiesen (SCHALLREUTER 1976: 163). *L. hendricksi* zeigt aber, daß die Zuweisung zu den Steusloffiiinae richtig war. Besonders groß ist die Ähnlichkeit zwischen *Lennukella* und *Steusloffia* in der Ausbildung des S2, durch den sich *Lennukella* deutlich von *Uhakiella* unterscheidet (SCHALLREUTER 1976: 163).

Familie Tetradellidae SWARTZ, 1936
Unterfamilie Sigmoidopsinae HENNINGSMOEN, 1953
Gattung *Ogmoopsis* HENNINGSMOEN, 1953

Ogmoopsis alata SARV, 1959
Taf. 4, Fig. 1-2

1959 *Ogmoopsis alata* sp. n. – SARV, 108-109; Taf. 19, Fig. 12-16; Abb. 11V; Tab. 2 (S. 188), 3

1971 *Ogmoopsis alata* SARV, 1959 – SCHALLREUTER, 693

1974 *Ogmoopsis alata* – NESTOR: 75

1975 *Ogmoopsis alata* Sarv – KRANDIYEVSKY: 964; Tab. 1

Holotypus: Tecnomorphes Gehäuse, GME Os 2481 – SARV 1959: Taf. 19, Fig. 12-14, Abb. 11V.

Locus typicus und stratum typicum: Wie bei *Tvaerenella modesta* (s. S. 28).

Original-Diagnose (nach SARV 1959: 108-109): „Gehäuse klein abgestumpft-ovaler Umriß, vorderer Teil höher als der hintere, gleichmäßig konvex. L1, L2 und L4 schmal und niedrig, L3 breiter und im ventralen Teil sehr hoch. S1 und S3 schmal, S2 breiter und tief. Schmäler Lateralvorsprung ('bokovoj vystup') überragt nicht den Ventralrand. Randrippe ('kraevoe rebro') sehr schmal". (Randrippe = Velum; Lateralvorsprung = normalerweise Histium, hier aber wohl Ventral- oder Verbundlobus).

Material: 1 ♀ und eine tecnomorphe Klappe (♀ 0.95 mm lang, Larve 0.72 mm lang).

Bemerkungen: SARV (1959) beobachtete bei keiner seiner *Ogmoopsis*-Arten Geschlechtsdimorphismus, obwohl sicherlich einige von ihnen Antraldimorphismus aufweisen. Für *O. estonica* SARV, 1959 und *O. bocki*: SARV, 1959 wurde der Dimorphismus schon früher nach den publizierten Daten wahrscheinlich gemacht (SCHALLREUTER 1966: 852-853). Bei der Typusart von *Ogmoopsis* oder einer dieser sehr ähnlichen Art konnte Dimorphismus jetzt an Hand von Material aus Ahlinteler Geschieben nachgewiesen werden, und auch *O. alata* besitzt – wie das Material aus dem beschriebenen Geschiebe Ahl 821 zeigt – Antraldimorphismus.

SARV (1959) lagen nur vier, offensichtlich tecnomorphe Exemplare vor. Die auf Taf. 4, Fig. 1 abgebildete Klappe repräsentiert somit die erste beschriebene ♀ Klappe dieser Art. Sie zeigt eine bisher bei *Ogmoopsis* unbekannte Art von Antraldimorphismus. Die ♀ weisen ein rippenartiges, deutlich vom rippenartigen Ventrallobus getrenntes Histium und ein etwas breiteres, rippenartiges Velum auf, die beide dem freien Rand parallel verlaufen und zwei flache, admarginale Antra begrenzen. Das Histium vereinigt sich vorn mit dem Velum. Bei den tecnomorphen Klappen scheint das Histium zu fehlen, das Velum ist ähnlich ausgebildet wie bei den ♀.

Der bisher unbekannt Histioldimorphismus, der dem von *Severobolbina* SCHALLREUTER, 1973 ähnelt (vgl. SCHALLREUTER 1982: Taf. 3, Fig. 7-11), zeigt, daß die Gattung *Ogmoopsis* nicht – wie bisher angenommen (SCHALLREUTER 1966b) – zu den Tetradellinae gehört, die keinen Histioldimorphismus aufweisen, sondern zu den Sigmoidopsinae, denen die Gattung schon 1953 von HENNINGSMOEN (aus anderen Gründen) zugewiesen worden war.

Vorkommen: Wie bei *Tvaerenella modesta* (außer dem Geschiebe von Kopli) Außerdem: Unterordoviz W-Wolhyniens.

Ogmoopsis vesperi SARV, 1959
Taf. 2, Fig. 4a-b

1959 *Ogmoopsis vesperi* sp. n. – SARV, 105-106, 191; Taf. 18, Fig. 6-13; Abb. 11D; Tab. 2 (S. 188), 3

1974 *Ogmoopsis vesperi* – NESTOR: 76

1982 *Ogmoopsis vesperi* Sarv – GAILITE in UL'ST et al.: 117, Tab. 8 (S. 120) [? 117, Tab. 9 (124)
= *O.aff.vesperi*]

Holotypus: Gehäuse Os 2156 im GME – SARV 1959: Taf. 18, Fig. 7-9.

Locus typicus: Rannamõisa, Estland.

Stratum typicum: Wie bei *Tvaerenella modesta* (s. S. 30).

Original-Diagnose (nach SARV 1959: 105): „Eine kleine *Ogmoopsis* mit abgestumpft-ovalem Umriß, ventraler Teil etwas breiter als der dorsale. L1 bogenförmig mit abgerundetem, konkavem Dorsalende, L2 schmal und kurz. Dorsalende des L3 ± erweitert und überragt den Dorsalrand. S2 und S3 breit. Lateralvorsprung schmal und erreicht nicht den Ventralrand, Randrippe sehr schmal“.

Material: Eine unvollständige, rechte Klappe.

Vorkommen: Ziemlich häufig in der kalkig-sandigen Fazies der Mittleren Kunda-Stufe (B_{III}βS) NW-Estlands. SARV (1959: 106) erwähnt die Art von verschiedenen Lokalitäten sowie aus einem Geschiebe von Reiga. GAILITE (l.c.) erwähnt die Art aus dem B₂ bzw. B_{3α} Lettlands.

Gattung *Sigmoopsoides* SCHALLREUTER, 1964

Sigmoopsoides niemeyeri sp. n.

Taf. 5, Fig. 1-3; Taf. 7, Fig. 3

Derivatio nominis: Zu Ehren von Herrn Dr. JÖRG NIEMEYER, Leiter des Referates Paläontologie beim Westfälischen Museum für Archäologie – Amt für Bodendenkmalpflege.

Holotypus: Linke ♀ Klappe, WMN Nr. A16 – Taf. 5, Fig. 1a-c.

Locus typicus und stratum typicum: Wie bei *Uhakiella schaeferi* sp. n. (s. S. 28).

Definition: ♀ meist zwischen 0.97 und 1.05 mm. S1 als flacher, schmaler, stark nach vorn gekrümmter Graben in der dorsalen Klappenhälfte, verläuft dorsal etwa senkrecht zum Schloßrand, in seinem ventralen Teil, d. h. etwa in der Mitte zwischen Schloß- und Ventralrand nach vorn. S2 und S3 als lange, tiefe, breite, nur leicht gekrümmte Gräben in beiden Klappenhälften. L1 nur in der dorsalen Klappenhälfte entwickelt, als hoher, asymmetrischer Bulb, vorn flacher als hinten. L2 als dorsal sehr schmaler, ventral sich trompetenförmig erweiternder, flacher Lobus. L3 als breiter, langgestreckt-nierenförmiger Lobus. L4 sehr breit, dorsal nur undeutlich. Tecnomorphe Klappen mit einem Velarkiel, ohne Histium. ♀ mit einer Velar- und Histialrippe parallel zum freien Rand. Histialrippe vereinigt sich anteroventral mit der Velarrippe und nähert sich auch posteroventral stark dem Velum. Histium hinten (in Höhe des L4) vom Ventrallobus getrennt.

Material: 13 vollständige oder nahezu vollständige ♀ und tecnomorphe Klappen und Gehäuse.

Dimensionen und Proportionen (Maße in mm): Holotypus L 1.05, H 0.53, L: H 1.96; Paratypus A17 L 0.835, H 0.445, L: H 1.88; Paratypus A18 L 0.98, H 0.53, L: H 1.84; Paratypus A27 (rechte ♀ Klappe) L 0.98, H 0.52, L: H 1.88; Paratypus A28 (linke ♀ Klappe) L 1.005, H 0.52, L: H 1.92.

Beziehungen: Von der Typusart unterscheidet sich die neue Art vor allem in der Ausbildung des S1 und L1: L1 ist kräftiger, S1 stärker nach vorn gekrümmt und reicht nicht über die Mittellinie. Das Histium ist bei der neuen Art hinten länger und fehlt bei den Tecnomorpha. Außerdem ist bei den ♀ ein Histialantrum ausgebildet, bei der Typusart fehlt ein solches (SCHALLREUTER 1982: Taf. 3, Fig. 3).

Ogmoopsis? paenequisulcata HESSLAND, 1949 (Taf. 8, Fig. 18) ähnelt der beschriebenen Art. Das einzige bekannte Exemplar, eine linke Klappe, scheint – verglichen mit der neuen Art – eine ♀ Klappe zu sein, die kleiner ist als die neue Art (0.74 mm), und die sich von dieser vor allem durch den deutlichen S1 unterscheidet (Name! vgl. HESSLAND 1949: 327).

Bemerkungen: *Sigmoopsoides* wurde bisher als Untergattung von *Sigmoopsis* betrachtet. Während bei der Nominatuntergattung *Velum* und *Histium* auch bei den ♀ vorn miteinander parallel verlaufen, vereinigen sie sich bei *Sigmoopsoides* in der anteroventralen Region (vgl. SCHALLREUTER 1982: Taf. 2, Fig. 3 und Taf. 3, Fig. 2). Von *Sigmoopsoides* war bisher nur die Typusart bekannt. Da nun die neue Art *S. niemeyeri* älter als alle bekannten *Sigmoopsis*-Arten ist, und zudem schon innerhalb der älteren Gattung *Ogmoopsis* (s. l.), aus der sich *Sigmoopsis* nach bisheriger Ansicht entwickelt hat (SCHALLREUTER 1966: 857), Formen vorkommen mit sich vorn vereinigendem Histial- und Velardolon – einem auch in anderen Entwicklungslinien vorhandenen, d. h. polyphyletischen, Entwicklungstrend – kann *Sigmoopsoides* nicht mehr als Untergattung von *Sigmoopsis* betrachtet werden.

Bei der älteren *S. niemeyeri* fehlt – im Gegensatz zur jüngeren Typusart – bei den tecnomorphen Klappen das Histium schon völlig. Dafür ist aber bei *S. sigmoopsoides* als Zeichen der Höherentwicklung kein echter S1 mehr vorhanden (nur ein Fissum) und auch kein Histialantrum mehr ausgebildet (Histialcanaliculus mit Puncta-Reihe!). Die neue Art kann daher nicht direkter Vorläufer der Typusart sein, sondern beide können nur einen gemeinsamen, von *Ogmoopsis* abstammenden Vorfahren haben.

Unterordnung Eridostraca
? Conchoprimitiidae HENNINGSMOEN, 1953

Gattung *Ahlintella* gen. n.

Derivatio nominis: Nach dem Fundort der Typusart: Ahlintel.

Typusart: *Ahlintella orvikui* sp. n. (einzige sichere Art)

Definition: Klein (< 1 mm). Gerader Schloßrand verhältnismäßig kurz, Dorsalwinkel daher beide bedeutend > 90°. Freier Rand in allen Regionen konvex. Klappen nur mittelmäßig stark und ziemlich gleichmäßig konvex. Nonsulcat, aber mit einem flachen, leicht eingesenkten, rundlichen Muskeffleck deutlich vor, aber nur wenig dorsal der Mitte. Mit einem orthoclinen Dorsum. Ventral mit einer wulstartigen Adventralskulptur (Pseudovelum). Am freien Rand an beiden Klappen eine rippenartige Marginalskulptur. Lateralfäche retikuliert.

Beziehungen: In vielen Merkmalen gleicht oder ähnelt diese neue Gattung *Conchoprimitia* ÖPIK, 1935. Sie unterscheidet sich von dieser vor allem durch die geringe Größe und die Ausbildung eines Pseudovelums.

Ahlintella orvikui sp. n.
Taf. 7, Fig. 1a-b

Derivatio nominis: Zu Ehren von Prof. Dr. K. K. ORVIKU, Mitglied der Estnischen Akademie der Wissenschaften, für seine ausgezeichnete Arbeit über die Lithostratigraphie der Wolchow- und Kunda-Stufe Estlands.

Holotypus: Gehäuse Nr. A23 im WMN – Taf. 7, Fig. 1a-b.

Locus typicus und stratum typicum: Wie bei *Uhakiella schaeferi* sp. n. (s. S. 28).

Definition: Siehe Definition der Gattung.

Material: 1 Gehäuse und 1 rechte, juvenile Klappe.

Dimensionen und Proportionen: Gehäuse 0.57 mm lang, 0.38 mm hoch, L: H 1.50; rechte Klappe: L 0.39 mm, H 0.25 mm, L: H 1.56.

Bemerkungen: Die Larve unterscheidet sich von dem größeren Gehäuse (? adult) vor allem durch den weiter hinten gelegenen Muskeffleck, die etwas stärker gewölbte Klappe, das wesentlich schwächere Pseudovelum und das Auftreten einer schwachen Retentionsrinne, die anterodorsal am deutlichsten ist; ventral ist sie sehr breit, aber nur andeutungsweise vorhanden.

Beziehungen: Gewisse Ähnlichkeit mit der neuen Art besitzt *A. ? fabuliformis* (HESSLAND, 1949: Taf. 4, Fig. 3). Diese unterscheidet sich aber von *A. orvikui* durch den längeren Schloßrand und die ent-

sprechend kleineren Dorsalwinkel, den größeren Muskelfleck und die punktierte Schale. Vor allem aber ist nur eine Adventralskulptur (Marginalskulptur) ausgebildet.

Unterordnung Leiocopa
Überfamilie Aparchitacea JONES in CHAPMAN, 1901
Familie Aparchitidae JONES in CHAPMAN, 1901
Unterfamilie Aparchitinae JONES in CHAPMAN, 1901
Gattung *Brevidorsa* NECKAJA, 1973

Brevidorsa westfalica sp. n.
Taf. 6, Fig. 1-2

Derivatio nominis: Nach Westfalen, wo sich der Fundort des Geschiebes mit den Typen befindet.

Holotypus: Linke Klappe Nr. A 20 im WMN – Taf. 6, Fig. 2a-b.

Locus typicus und stratum typicum: Wie bei *Uhakiella schaeferi* sp. n. (s. S. 28).

Definition: Mindestens 1.19 mm lang. Klappen verhältnismäßig schwach konvex. Adventralskulptur sehr fein, fehlt in der centroventralen Region. Oberfläche anscheinend glatt. Keine Schalenskulpturen und 'Pillar structures'.

Material: 2 linke Klappen.

Dimensionen und Proportionen: Holotypus: L 1.19 mm, H 0.865 mm, L: H 1.38; Paratypus L 0.97 mm, H 0.72 mm, L: H 1.35.

Beziehungen: Diese neue Art ist der erste, nachgewiesene, unterordovizische, baltoskandische Vertreter der Gattung. Die älteste, bisher bekannte Art war *B. ? gutta* (ÖPIK, 1937) aus der Kukruse-Stufe (C₂, Mittelordoviz). Bei jener Art ist – im Gegensatz zur neuen Art – die Adventralskulptur der linken Klappe auch centroventral (als Kante) vorhanden.

Subfam. nov. ?

Gattung *Longidorsa* gen. n.

Derivatio nominis: longus, lat. – lang; nach dem gegenüber *Brevidorsa* langen, geraden Schloßrand.

Typusart: *Longidorsa rectelloides* sp. n.

Definition: Gestalt länglich. Umriß amplet bis leicht präplet. Schloßrand gerade und relativ lang. Dorsalecken deutlich. Ungleichmäßig konvex: Größte Breite hinter und ventral der Mitte. Rechte Klappe greift am freien Rand über die linke. Linke Klappe antero- und posteroventral mit äußeren Stopprippen (ähnlich denen der Rectellidae, vgl. SCHALLREUTER 1979: 26). Freier Rand centroventral gerade (nicht als Lappen bzw. 'bowshaped projection'). Oberfläche anscheinend glatt.

Beziehungen: Das R/L-Übergreifen weist die Gattung als Vertreter der Leiocopa aus. Von der ähnlichen *Brevidorsa* unterscheidet sie sich durch die länglichere Gestalt, den relativ längeren, geraden Schloßrand und die ungleichmäßigere Konvexität. Sie ähnelt andererseits der metacopen *Rectella* NECKAJA, 1958 und anderen Rectellidae, die ähnliche äußere Stopprippen ausbilden. Jene besitzen jedoch den für diese Gruppe typischen, ventralen Lappen. Die neue Gattung bildet somit – zumindest morphologisch – einen Übergang zu den Metacopa.

Longidorsa rectelloides sp. n.
Taf. 6, Fig. 3-4

Derivatio nominis: Nach der Ähnlichkeit mit der metacopen Gattung *Rectella*.

Holotypus: Gehäuse Nr. A21 im WMN – Taf. 6, Fig. 3.

Locus typicus und stratum typicum: Wie bei *Uhakiella schaeferi* sp. n. (s. S. 28).

Definition: Siehe Definition der Gattung.

Material: 6 Gehäuse und 3 Klappen.

Dimensionen und Proportionen: Holotypus L 0.96 mm, H 0.61 mm, L: H 1.57; Paratypus A22: L 0.84, H 0.56, L: H 1.50.

Ordnung Podocopa
Unterordnung Metacopa
Familie Punctaparchitidae SWAIN, CORNELL & HANSEN, 1961
Gattung *Punctaparchites* KAY, 1934

Punctaparchites ? *erraticus* sp. n.
Taf. 7, Fig. 2

Derivatio nominis: Nach dem Vorkommen in einem Erratikum.

Holotypus: Linke (?) Klappe A24 im WMN – Taf. 7, Fig. 2.

Locus typicus und stratum typicum: Wie bei *Uhakiella schaeferi* sp. n. (s. S. 28).

Definition: Mindestens 1.07 mm lang. Dorsalrand verhältnismäßig schwach konvex. Ventralrand centroventral gerade. Klappen ziemlich stark konvex, in der vorderen und ventralen Hälfte etwas stärker als in der hinteren und dorsalen.

Material: Eine linke (?) Klappe.

Dimensionen und Proportionen: L 1.07, H 0.70 mm, L: H 1.52.

Beziehungen: Die Typusart von *Punctaparchites* besitzt einen stärker konvexen Dorsalrand und einen centroventral leicht konkaven Ventralrand (KAY 1934: Taf. 44, Fig. 1, 2, 4; SCHALLREUTER 1979: Taf. 2, Fig. 9-10).

Danksagungen

Verfasser dankt in erster Linie Herrn RAINER SCHÄFER, Burgsteinfurt, für die Überlassung des Geschiebes Ahl 821 zur wissenschaftlichen Bearbeitung. Der Deutschen Forschungsgemeinschaft, Bonn-Bad Godesberg, und Herrn Prof. Dr. GERHARD K. B. ALBERTI, Hamburg, ist Verfasser zu besonderem Dank verpflichtet durch Förderung der vorliegenden Untersuchungen im Rahmen der Sachbeihilfe 'Geschiebe'. Herrn Dr. ALFRED HENDRICKS und Herrn Dr. JÖRG NIEMEYER, Münster, dankt Verfasser für das Interesse an den vorliegenden Untersuchungen.

Tafeln

Sämtliche abgebildeten Stücke stammen aus dem Kalksandstein-Geschiebe Ahl 821 von Ahlintel bei Emsdetten nordöstlich Münster (coll. RAINER SCHÄFER 1984) [Alter: Mittlere Kunda-Stufe, B_{III}β; Heimat: nordöstliche Mittlere Ostsee]. Aufbewahrungsort der Originale: Westfälisches Museum für Naturkunde in Münster. Die Originale-Nummern sind in Klammern (A1 - A 26) angegeben.

Teile der Figuren sind als Stereopaare dargestellt, die – mit etwas Erfahrung – ohne Hilfsmittel, d. h. ohne Stereolupe, stereoskopisch betrachtet werden können. Sämtliche Aufnahmen vom Verfasser am STEREOSCAN 180 des Geologisch-Paläontologischen Institutes und Museums der Universität Hamburg.

Literatur

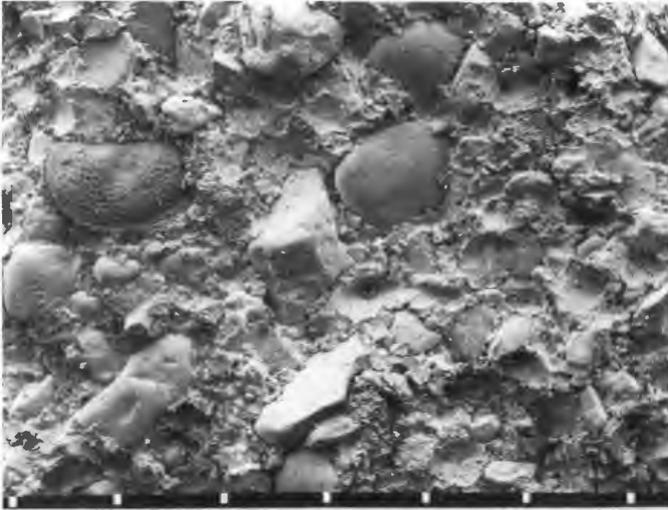
- ANDERSSON, J. G. (1896): Über cambrische und silurische, phosphoritführende Gesteine aus Schweden. – Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala **2** [1894-1895] (1895): 133-238, Taf. 6-8, 6 Abb., 1 Karte; Uppsala.
- BOUCOT, A. J. & JANIS, C. (1983): Environment of the Early Paleozoic Vertebrates. – Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecology **41** (3/4): 251-287, 2 Tab., Amsterdam.
- CHUGAEVA, M. N. et al. (1973): Biostratigrafija nižnej časti ordovika Severo-Vostoka SSSR i biogeografija konca ran-nego ordovika (Biostratigraphy of the Lower Part of the Ordovician in the North-East of the USSR and Biogeography of the Uppermost Lower Ordovician). – Trudy geol. Inst. Akad. nauk SSSR **213**: 304 S., 32 Taf., 39 Abb., 30 Tab., Moskva.
- EISENACK, A. (1931): Neue Mikrofossilien des baltischen Silurs. I. – Paläont. Z. **13** (1/2): 74-118, Taf. 1-5, 5 Abb.; Berlin.
- HADDING, A. (1927): The Pre-Quaternary Sedimentary Rocks of Sweden I. A Survey of the Pre-Quaternary Sedimenta-ry Rocks of Sweden II. The Paleozoic and Mesozoic Conglomerates of Sweden. – Lunds Univ. Årsskr. N. F. (2) **23** (5) = K. Fysiograf. Sällskap. Handl. (N. F.) **38** (5): 171 S., 47 Abb.; Lund/Leipzig.
- HESSLAND, I. (1949): Investigations of the Lower Ordovician of the Siljan District, Sweden I. Lower Ordovician Ostra-cods of the Siljan District, Sweden. – Bull. Geol. Inst. Uppsala **33**: 97-408, 26 Taf., 3 Abb.; Uppsala.
- HUCKE, K. & VOIGT, E. (1967): Einführung in die Geschiebeforschung (Sedimentärgeschiebe). – 132 S., 50 Taf., (1+) 24 Abb., (1+) 5 Tab., 2 Karten; Oldenzaal 1967 (Nederlandse Geol. Ver.) (Nachdruck 1982).
- IVANOVA, V. A. (1979): Ostrakody rannego i srednego ordovika. – Trudy paleont. Inst. Akad. nauk SSSR **172**: 216 S., 16 Taf., 24 Abb., Moskva.
- JAANUSSON, V. (1957): Middle Ordovician Ostracodes of Central and Southern Sweden. – Bull. Geol. Inst. Uppsala **37** (3/4): 173-442, 15 Taf., 46 Abb., 40 Tab. (= Publ. Palaeont. Inst. Univ. Uppsala **17**); Uppsala.
- KAY, G. M. (1934): Mohawkian Ostracoda: Species Common to Trenton Faunules from the Hull and Decorah Forma-tions. – J. Paleont. **8** (3): 328-343, Taf. 44-46, 1 Abb., 1 Tab.; Menasha, Wisc.
- KRANDIYEVSKY, V. S. (1975): Perši znachidki nižn'oordovic'kich ostrakod u Zachidnij Volini (First Occurrences of the Lower Ordovician Ostracods in Western Volyn). – Dopovidi Akad. nauk Ukrainsk. RSR (B) **1975** (8): 691-694, 2 Tab., Kiiiv.
- KRAUSE, A. (1892): Neue Ostrakoden aus märkischen Silurgeschieben. – Z. Dt. geol. Ges. **44** (3): 383-399, Taf. 21-22, Berlin.
- MÄNNIL, R. M. (1966): Istorija razvitija Baltijskogo bassejna v ordovike (Evolution of the Baltic Basin During the Ordovi-ian). – 200 S., 69 Abb., 8 Tab.; Tallin (Valgus). (? 1967).
- NESTOR, V. (1974): Paleontoloogiliste kogude kataloog (Catalogue of the Paleontological Collections). – Eesti NSV Tead. Akad. Geol. Inst. 115 S., (2 Tab.), Tallinn.
- ORVIKU, K. K. (1960): O litostratigrafii volchovskogo i kundaskogo gorizontov v Estonii (Über die Lithostratigraphie der Wolchow- und der Kundastufe in Estland). – Eesti NSV Teaduste Akad. Geol. Inst. Uurimused **5**: 45-87, 19 Abb.; Tallinn.
- ROEDEL, H. (1926): Sedimentärgeschiebe (Uebersicht – Literatur). Neubearbeitung statt eines zweiten Nachtrages. – Helios **29**: 70-140 (bzw. 71 S.); Frankfurt a. d. Oder.
- SARV, L. I. (1959): Ostrakody ordovika Estonskoj SSR (Ordovician Ostracods in the Estonian S.S.R.). – Eesti NSV Teaduste Akad. Geol. Inst. Uurimused (Tr. inst. geol. Akad. nauk Est. SSR) **4**: 211 S., 32 Taf., 15. Abb., 5 Tab.; Tallinn.
- SARV, L. I. (1963): Novye ostrakody ordovika Pribaltiki (New Ostracods from the Ordovician of East Baltic). – Eesti NSV Teaduste Akad. Geol. Inst. Uurimused (Tr. inst. geol. Akad. nauk Est. SSR) **13**: 161-188, 7 Taf., 2 Abb.; Tallinn.
- SCHALLREUTER, R. (1966a): Zur Taxonomie und Phylogenie der Ostracodenfamilie Ctenonotellidae SCHMIDT, 1941 (Paleocopina, Hollinacea). – Geol. **15** (2): 197-215, 4 Taf., 1 Abb.; Berlin.
- SCHALLREUTER, R. (1966b): Zur Taxonomie und Phylogenie der Ostrakodenfamilie Tetradellidae SWARTZ, 1936 (Palaeocopina, Hollinacea) und eine neue Familie der Hollinacea. – Geol. **15** (7): 846-875, 5 Taf., 1 Abb.; Berlin.
- SCHALLREUTER, R. (1971): Zum Alter der Rollsteinkalkgeschiebe. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh. **1971** (11): 690-696, 2 Abb.; Stuttgart.
- SCHALLREUTER, R. (1973): Tvaerenellidae (Ostracoda, Palaeocopina) aus Backsteinkalk-Geschieben (Mittelordoviz) Norddeutschlands. – Palaeontographica (A) **144** (1/3): 55-111, Taf. 16-25, 19 Abb., 19 Tab.; Stuttgart.

- SCHALLREUTER, R. (1976): Ctenonotellidae (Ostracoda, Palaeocopina) aus Backsteinkalk-Geschieben (Mittelordoviz) Norddeutschlands. – *Palaeontographica (A)* **153** (4/6): 161-215, Taf. 34-42, 16 Abb., 13 Tab.; Stuttgart.
- SCHALLREUTER, R. (1979): Ordovician Podocope Ostracodes. – *Proc. VII Internat. Symp. Ostracodes (Taxonomy, Biostratigraphy and Distribution of Ostracodes)*: 25-28, 2 Taf.; Beograd.
- SCHALLREUTER, R. (1981): Chitinozoen aus dem Sularpschiefer (Mittelordoviz) von Schonen (Schweden). – *Palaeontographica (B)* **178** (4/6): 89-142, Taf. 16-33, 7 Tab.; Stuttgart.
- SCHALLREUTER, R. (1982): Tetradellidae (Ostracoda, Palaeocopa) aus Backsteinkalk-Geschieben (Mittelordoviz) Norddeutschlands (mit Ausnahme der Glossomorphitinae). – *Palaeontographica (A)* **178** (1/3): 1-48, Taf. 1-10, 3 Abb., 16 Tab.; Stuttgart.
- SCHALLREUTER, R. (1983a): Vertebratenreste aus einem unterordovizischen Geschiebe. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.* **1983** (2): 101-112, 10 Abb., Stuttgart.
- SCHALLREUTER, R. (1983b): Sularpschiefer (Mittelordoviz) als Geschiebe in Norddeutschland. – *Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg* **54**: 55-64, 2 Taf., 3 Abb.; Hamburg.
- SCHALLREUTER, R. (1984): Neufunde der gehörnten Leperditiocopen-Gattung *Kiaeria* (Ostracoda) in silurischen Geschieben Westfalens sowie ihre systematische und phylogenetische Stellung. – *Paläont. Z.* **58** (1/2): 131-142, 3 Abb.; Stuttgart.
- THIERMANN, A. (1973): Erläuterungen zu Blatt Rheine. – *Geol. Karte Nordrhein-Westfalen* **3710**: 174 S., 5 Taf., 16 Abb., 12 Tab.; Krefeld.
- UL'ST, R. Ž. (1982): Ordovik Latvii. – 295 S., 8 Taf., 58 Abb., 27 Tab., Riga (Žinatne).

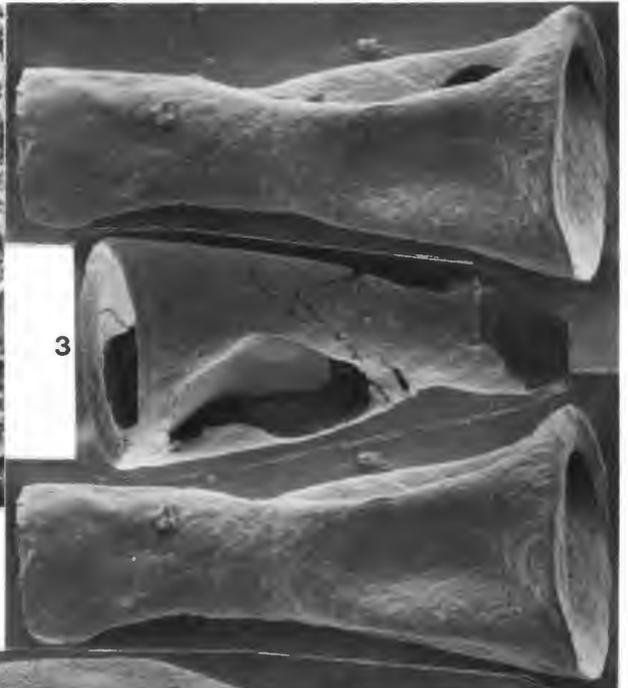
Tafel 1

- Fig. 1:** Oberfläche einer Bruchfläche des Kalksandstein-Geschiebes Ahl 821 mit dem auf Taf. 2, Fig. 2 abgebildeten Ostrakoden, einem Schalenbruchstück eines inartikulaten Brachiopoden (unten Mitte) und mehreren gerundeten Quarzkörnern in der kalkigen Matrix (A1). Abstände der Teilstriche jeweils 0.3 mm.
- Fig. 2-6:** Chitinozoen aus dem Geschiebe Ahl 821.
2: *Cyathochitina* cf. *calix* subsp. *jagovalensis* SCHALLREUTER 1981 (A2), X 425.
3: *Cyathochitina* sp. (A3), X 390.
4: *Pseudodesmochitina* sp. (A4), X 625.
5: *Angochitina* ? sp. (A5), X 475.
6: *Belonechitina* ? sp. mit Pyritkristallen (A6), X 333.
- Fig. 7-8:** Durch die Verwitterung verschieden stark veränderte Struktur der Schalenoberfläche zweier Ostrakoden aus dem Geschiebe Ahl 821,
7: von der auf Taf. 3, Fig. 4 abgebildeten Klappe von *Uhakiella schaeferi* sp. n. (A7) und
8: von der auf Taf. 3, Fig. 2 abgebildeten Klappe von *Lennukella hendricksi* sp. n. (A8).
Abstände der Teilstriche jeweils 10 µm (7) bzw. 3 µm (8).

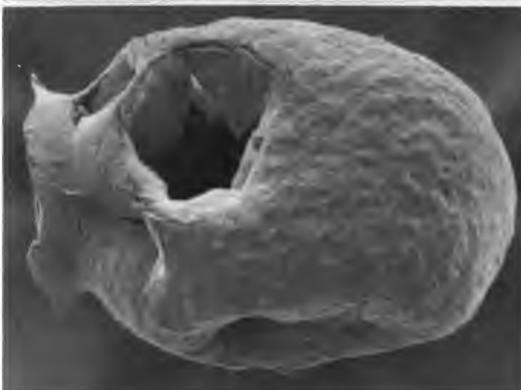
Fig. 2, 4, 5 als Stereopaare. Vergrößerungsangaben der Figuren 1-8 nach den Angaben des Gerätes, die bis zu 15 % zu hoch sein können.



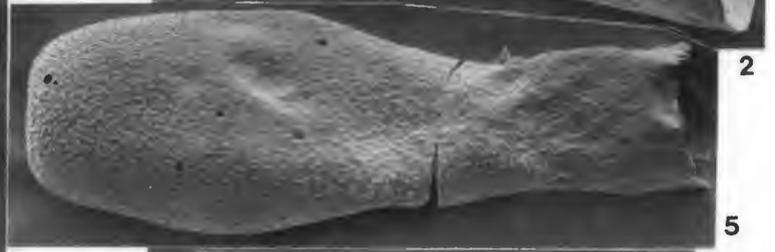
1



3

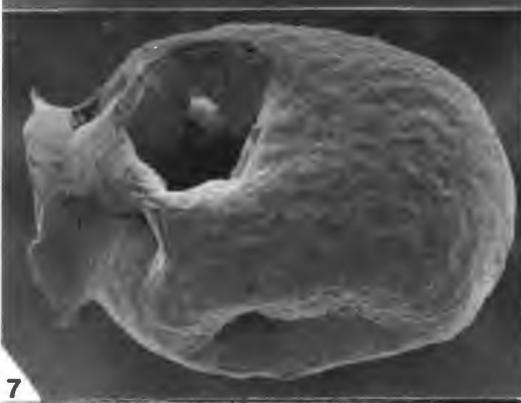


4



2

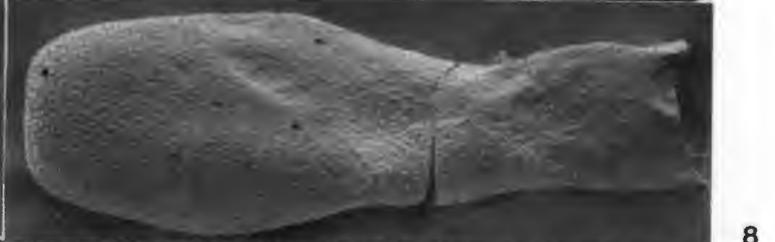
5



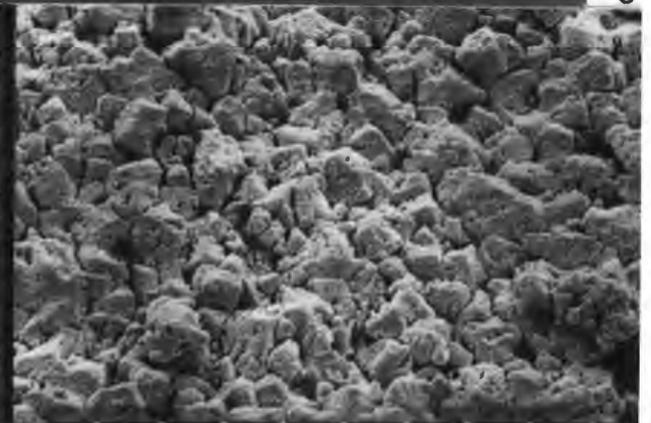
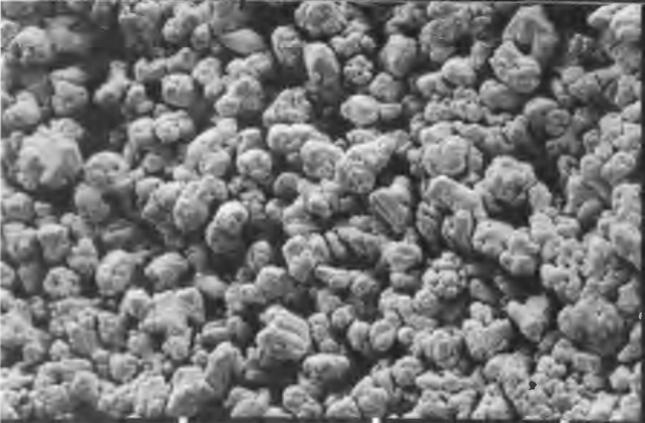
7



6



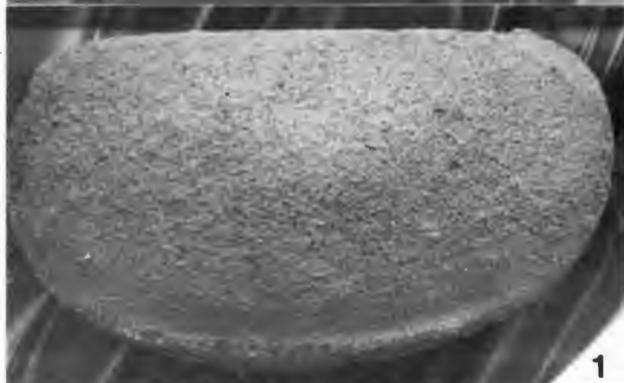
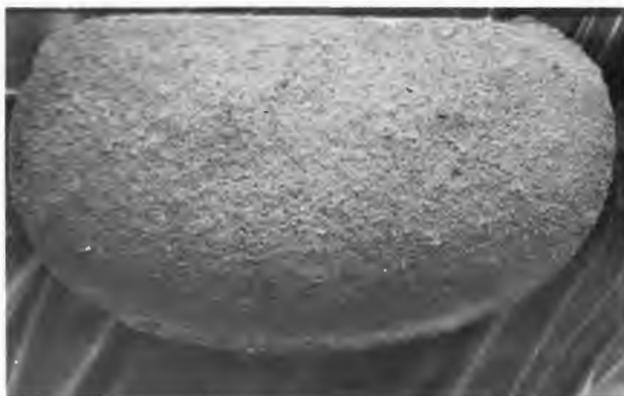
8



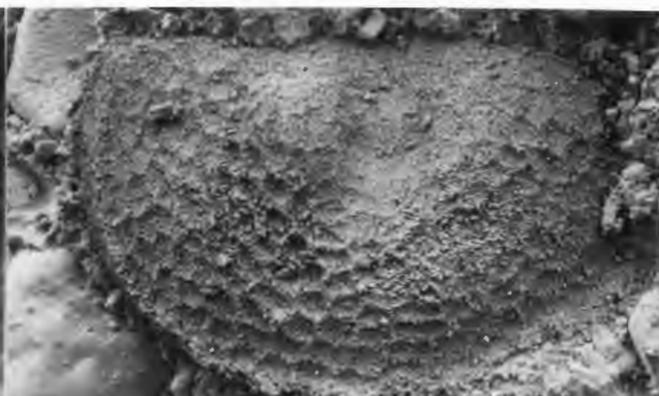
Tafel 2

- Fig. 1:** *Tvaerenella modesta* SARV, 1959. Gehäuse (A9) einer Larve von links, X 120.
- Fig. 2:** *Steinfurtia macroreticulata* (HESSLAND, 1949). Linke Klappe (A1) in Lateralansicht, X 180.
- Fig. 3:** *Piretopsis (Protallinnella) quadricostata* (SARV, 1963). Postero- und centroventral unvollständige, rechte Klappe (A10) einer Larve in Lateralansicht, X 70.
- Fig. 4:** *Ogmoopsis vesperi* SARV, 1959. Hinten unvollständige, rechte Klappe (A11) in Lateral- (a) und Anteroventrolateralansicht (b), X 110 (a) bzw. 90 (b).

Fig. 1-4a als Stereopaare.



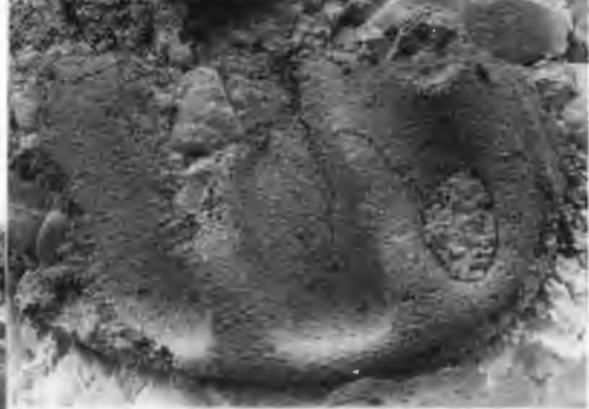
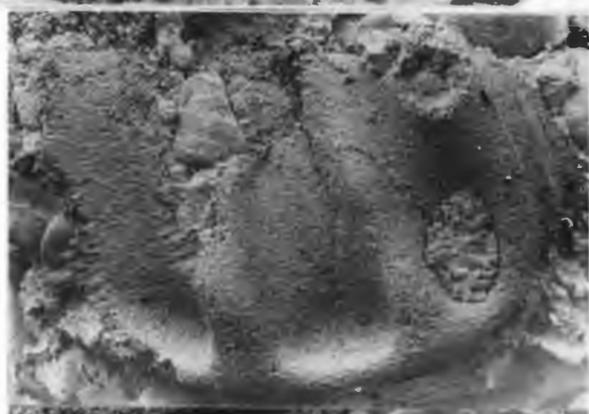
1



2



3



4a



4b

Tafel 3

Fig. 1-3: *Lennukella hendricksi* sp. n.

1: Holotypus. Ventral unvollständige, linke Klappe (A12), X 60.

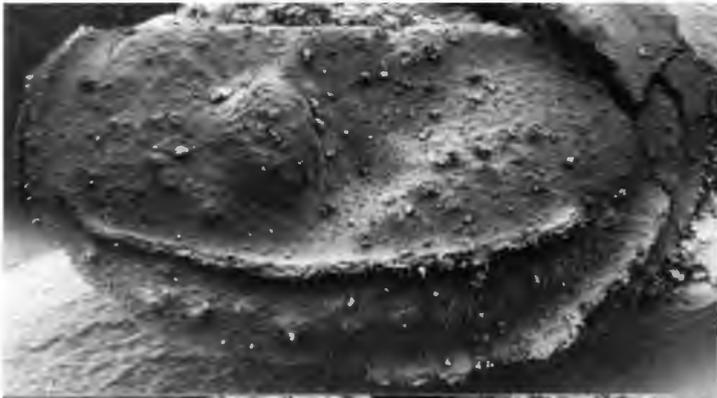
2: Paratypus. Vorn unvollständige, linke Klappe (A8), X 95.

3: Paratypus. Rechte Klappe (A13) einer jungen Larve, X 120.

Fig. 4: *Uhakiella schaeferi* sp. n.

Holotypus. Rechte, tecnomorphe Klappe (A7), X 110.

Alle Klappen in Lateralansicht und als Stereopaare.



1

2



3

4

Tafel 4

Fig. 1-2: *Ogmoopsis alata* SARV, 1959.

1: Linke ♀ Klappe (A14) in Lateral- (a), Ventral- (b) und Anteroventrolateralansicht (c), X 83.

2: Linke, tecnomorphe Klappe (A15) in Lateral- (a) und Ventrolateralansicht (b), X 110.

Fig. 1 und 2a als Stereopaare.



1c



1a



1b

2a



2b

Tafel 5

Fig. 1-3: *Sigmoopsoides niemeyeri* sp. n.

1: Holotypus. Linke ♀ Klappe (A16) in Anteroventrolateral- (a), Ventral- (b) und Lateralansicht (c), X 85.

2: Paratypus. Linke, tecnomorphe Klappe (A17) in Lateralansicht, X 90.

3: Paratypus. Tecnomorphes Gehäuse (A18) in Ventralansicht, X 90.

Fig. 1 und 2 als Stereopaare.



1a



1b



1c



2



3



Tafel 6

Fig. 1-2: *Brevidorsa westfalica* sp. n.

1: Paratypus. Linke Klappe (A19) in Lateralansicht, X 75.

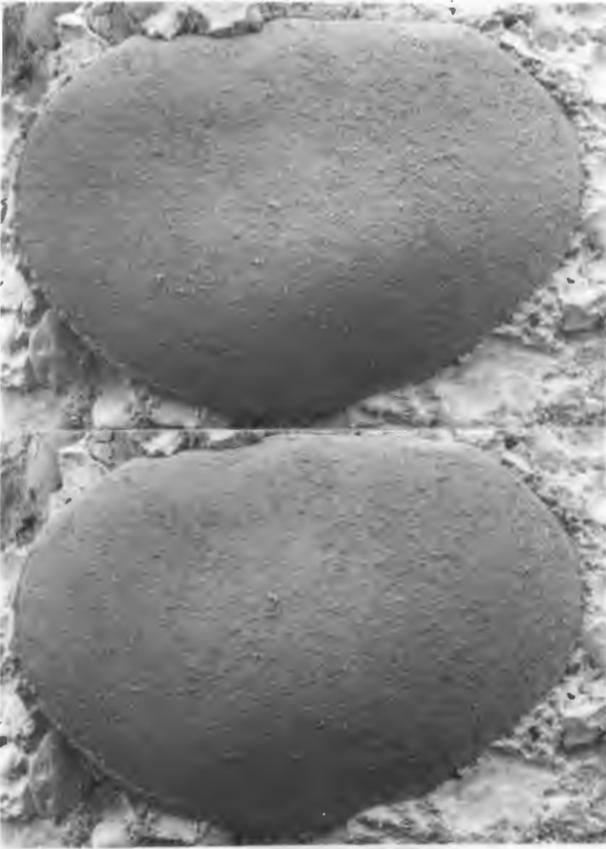
2: Holotypus. Linke Klappe (A20) in Lateral- (a) und Ventralansicht (b), X 60.

Fig. 3-4: *Longidorsa rectelloides* gen. et sp. n.

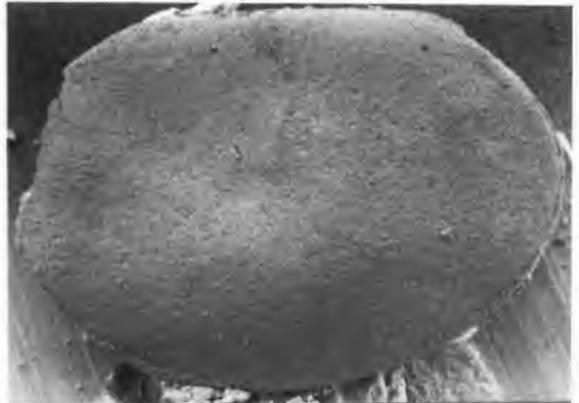
3: Holotypus. Gehäuse (A21) von links, X 85.

4: Paratypus. Gehäuse (A22) in Ventralansicht, X 100.

Alle Figuren – außer 2b – als Stereopaare.



1
3



2a



2b



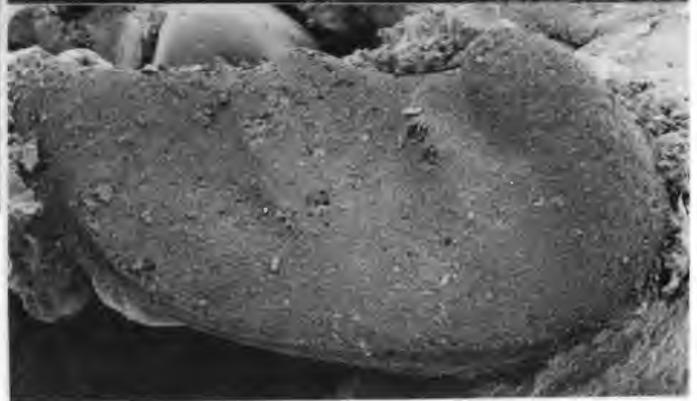
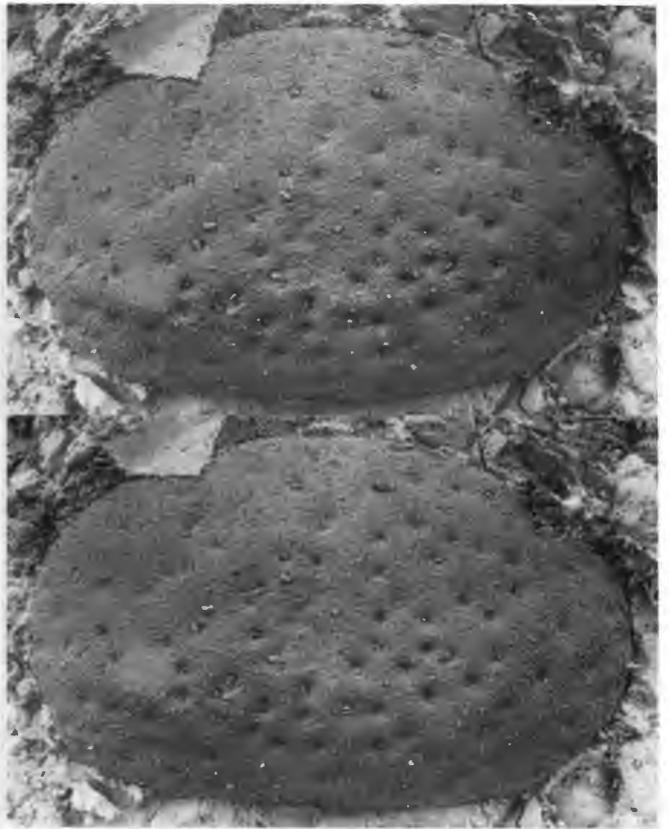
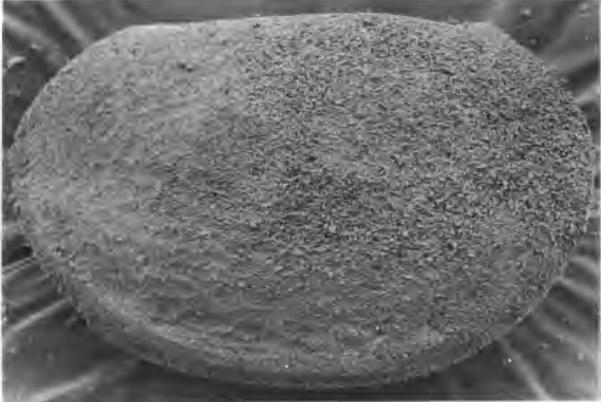
4



Tafel 7

- Fig. 1:** *Ahlintella orvikui* gen. et sp. n.
Holotypus. Gehäuse (A23) von links (a) und in Ventralansicht (b), X 135.
- Fig. 2:** *Punctaparchites ? erraticus* sp. n.
Holotypus. Linke (?) Klappe (A24) in Lateralansicht, X 75.
- Fig. 3:** *Sigmoopsoides niemeyeri* sp. n.
Paratypus. Rechte ♀ Klappe (A 25) in Lateralansicht, X 90.
- Fig. 4:** Scolecodontenbruchstück (A26), X rd. 450.

Fig. 1-3 als Stereopaare.



Geol. Paläont. Westf.	4	53 – 65	2 Abb. 2 Taf.	Münster Mai 1985
--------------------------	----------	---------	------------------	---------------------

Böden in Lippe
Anwendung moderner Präparationsmethoden bei der Darstellung
ostwestfälischer Bodentypen
 RAINER SPRINGHORN und SIEGHARD DIEKMANN *

1. Einleitung

Rechtzeitig zum 150-jährigen Jubiläum des Lippischen Landesmuseums Detmold (1985) konnte in der Naturhistorischen Abteilung eine langjährige Idee seines Leiters, Dr. F. Hohenschwert, verwirklicht werden. Eine Schauwand zum Thema „Böden, Landschafts- und Vegetationstypen in Lippe“ (Abb. 1) veranschaulicht diese anhand kurzer Textinformationen, charakteristischer Geländefotos und Bodenprofile, die nach dem Plastinationsverfahren präpariert worden sind. Unter Zugrundelegung der naturräumlichen Gliederung des Kreises Lippe (Ostwestfalen) wurden sieben unterschiedliche Standorte bei jeweils andersartigem geologischen Untergrund gewählt: Senne, Plänerkalkkette des Teutoburger Waldes, Osningssandsteinkette des Teutoburger Waldes, Muschelkalkkette des Teutoburger Waldes, Naturschutzgebiet „Hiddeser Bent – Donoper Teich“, Lippisches Keuperhügel- und bergland und Talaaue-Landschaft. Da in Abhängigkeit von Morphologie, Exposition, Kleinklima, Vegetation und anderen Faktoren die Bodenentwicklung über ein und demselben geologischen Untergrund unterschiedlich ausfallen kann, erheben die hier vorgestellten Bodentypen nicht den Anspruch, exemplarisch für den jeweiligen größeren naturräumlichen Bereich zu sein. Zur besseren Charakterisierung der einzelnen Standorte wird der Beschreibung und pedogenetischen Deutung der Profile der Informationstext der Schauwand vorangestellt

2. Senne

Der Bereich der lippischen Senne zwischen Oerlinghausen und Schlangen gliedert sich naturräumlich in eine Trockensenne (Obere Senne) und Feuchtsenne (Untere Senne). In der Trockensenne liegen auf leicht östlich ansteigenden Plänerkalken der Oberkreide Lockersedimente der Eiszeit. Neben Grundmoränenmaterial und Schwemmsanden einer Kames-Terrasse herrschen Sanderflächen und Dünen vor. Unterhalb einer schmalen Quelltalzone der Ems- und Lippezuflüsse an der Staugrenze der Emschermergel treten in Niederungen Feuchtgebiete und Heidemoore auf. Die hiernach benannte Feuchtsenne ist weiterhin durch Bachüberhöhungen (Dammbetten) und Sedimentationsfächer der Fließgewässer gekennzeichnet. Dünen und Sanderflächen finden sich indessen auch hier (SERAPHIM 1978).

Während für die Obere Senne Trockenböden, wie Ranker, Braunerden und vor allem Podsole typisch sind, wird die Untere Senne durch vom Grundwasser beeinflusste (hydromorphe) Böden wie Gleye, Pseudogleye und Niedermoortorfe gekennzeichnet (MERTENS 1980).

Der klassische Podsol ist durch Versauerung des humosen Oberbodens über sandigem Untergrund entstanden. Eisen- und Aluminiumoxide sowie -hydroxide werden aus der den Oberboden unterlagernden Schicht ausgewaschen (Bleichhorizont) und in einem Anreicherungschorizont als stark verbrauchte, z. T. zu Ortstein verfestigte Masse wieder ausgeschieden. Die Podsole der Trockensenne wurden z. T. im Zuge der Plaggenbewirtschaftung mit dem Dampfpflug tiefgründig umgebrochen und durchmischt. Es entstanden graue Plaggenesch-Böden.

* Anschrift der Verfasser: Priv.-Doz. Dr. Rainer Springhorn
 Lippisches Landesmuseum
 Ameide 4
 D-4930 Detmold
 Sieghard Diekmann
 anerk. zoolog. Präparator
 Paderborner Straße 10
 D-4930 Detmold.



Abb. 1: Die Schauwand im Lippischen Landesmuseum Detmold zum Thema „Böden, Landschafts- und Vegetationstypen in Lippe“. (Aufnahme: Hesterbrink-Fotowerbung, Lage)

Durch Waldhude, Brandrodung sowie Plaggenwirtschaft und Schafhaltung seit der Besiedlung in vorgeschichtlicher Zeit wurden in der Trockensenne die primären artenarmen Birken-Kiefern-Eichenwälder (BRINKMANN 1978) durch Heidevegetation und in jüngster Zeit durch standortfremde Fichtenforste (vor allem im Truppenübungsplatz) ersetzt. Die Bodendegradierung setzte mit der Zerstörung der ursprünglichen Waldgemeinschaft ein. Plaggenesche und Rigosole (Übersandungsböden) charakterisieren heute Acker- und Grünland, extreme Eisenhumuspodsole die Heideflächen.

2.1 Eisenhumuspodsol über spätpleistozänen Nachschüttungssanden der Kammersenne (Taf. 1, Fig. 1)

Unter Heidekraut bzw. spärlichem Grasbewuchs bildet ein bis zu 2 cm starker, mäßig zersetzter Rohhumus (O-Horizont) den Top des Profils. Es folgt ein dunkelgrauer, mittelhumoser Sand, der intensiv durchwurzelt ist; dieser A_H -Horizont ist etwa 16 cm mächtig. Darunter liegt der hellgraue Bleichhorizont (A_0), der – etwa 12 cm mächtig – ein gutes Einzelkorngefüge aufweist. Auf die Bleichzone folgt eine braunschwarze Orterde mit Humus und Sesquioxiden, die z. T. zu Ortstein verfestigt ist (B_{Sh1} -Horizont, 14 cm mächtig). Der Ortstein geht in eine nicht scharf abgegrenzte Zone (B_{Sh2} -Horizont) über, die aus horizontal braun gestreiftem Sand besteht. An ihrer Basis befindet sich ein hellgelber bis braungelber Sand, der überwiegend gut geschichtet ist (C_H -Horizont). Dieser Sand ist weitaus mächtiger als der Profilausschnitt vorgibt; er wird als sog. Nachschüttungssand den älteren Vorschüttungssanden des Drenthe-Stadiums der Saale-Kaltzeit (SERAPHIM 1978: 13) gegenübergestellt.

3. Die Plänerkalkkette des Teutoburger Waldes

Die westliche Kette des Teutoburger Waldes wird vornehmlich von Cenoman- und Turonplänern der Oberkreide aufgebaut, die verhältnismäßig flach nach W-SW zur Senne hin einfallen. Auf ihnen stockt fast ausschließlich ein natürlicher, artenreicher Buchenwald mit einer typischen Krautflora, bestehend aus Waldmeister, Buschwindröschen, gelben Windröschen, Scharbockskraut und vielen anderen.

Die Böden über den Plänerkalken sind stärker differenziert und in Hangmulden deutlich tiefgründiger als sonst über Kalksteinen übliche Rendzinen, da aufgrund der geringen Hangneigung ihre Entwicklung durch Abtragungsvorgänge nicht gestört wird. Der für Kalkgesteine typische Prozeß der Carbonat-Auflösung ist meist schon weit fortgeschritten, so daß Syrosem- oder Mullrendzinen nicht mehr vorliegen (REHFUESS 1981: 45pp). Da die Schluff- und Feinsandkomponente im Plänerkalk ohnehin recht hoch ist, bildet sich eine Lehmrendzina, die sich bei zunehmender Verlehmung zu einem Rendzina-Braunlehm (Terra fusca) entwickelt.

Die Plänerkalke sind z. T. von Flugsanden bedeckt, die in der Spät- und Nacheiszeit von Westwinden bis in die Kammlagen des Teutoburger Waldes geblasen worden sind. Die Verbreitung dieser Flugsande ist daran zu erkennen, daß sich natürliche Nadelholzbestände von der Senne her keilförmig in den Buchenwald vorschieben. Da hier der carbonathaltige Untergrund der Plänerkalke durch die quarzreichen Flugsande ergänzt wird, tritt in diesen Bereichen eine Bodenentwicklungsfolge auf, die als Pararendzina-Parabraunerde-Gesellschaft angesprochen wird.

Dort, wo der Teutoburger Wald nach S in die Egge umbiegt, lagerte sich im Luv des Knickes während der pleistozänen Kaltzeiten über dem Primärboden eine geringmächtige Lößlehmschicht ab. Dieser Lößlehmbedeckung als auch der schnellen Zersetzung organischer Bestandteile des autochthonen Buchenwaldes ist ein starker bis mäßiger Basengehalt des Bodens zu verdanken. Es entwickelte sich eine eu- bis mesotrophe Braunerde, die infolge Tonmineralverlagerung und entsprechender Verdichtung des Unterbodens z. T. pseudovergleyt ist. In Talungen und an Hangfüßen besitzen die Braunerden mittlere bis große Entwicklungstiefe.

3.1 Rendzina-Braunlehm (Terra fusca) über Cenomanplänern (Taf. 1, Fig. 2)

Das Profil wurde südlich der Straße zwischen Kreuzkrug und Gauseköte entnommen, etwa auf halber Distanz.

Der Boden ist bedeckt von einer lockeren Laubstreu und / oder einem dünnen Moospolster (OL-Horizont). Unter einer ca. 3 cm dicken, humosen Oberschicht (A_H -Horizont) folgt ein 62 cm mächtiger, verlehmteter B_t -Horizont. Er ist unscharf in eine obere 35 cm starke, hellbraune Zone, in eine mittlere 15 cm starke, graubraune Zone und in eine untere 12 cm starke, gelbbraune Zone gegliedert. Im oberen Abschnitt ist das Solum stärker entkalkt. Hier und in den anderen Zonen treten isolierte Kalksteinstücke auf, die entweder als Reste der Lösungsverwitterung zu deuten sind oder aber sekundär durch Umlagerungen hineingelangt sein können (MÜCKENHAUSEN 1982: 486). Es folgt eine etwa 8 cm dicke Lage gelockerten Gesteins (C_V -Horizont). Den C_H -Horizont bildet ein heller, dünnbankiger Oberkreidekalkstein, dessen einzelne Bänke im Anschnitt charakteristisch flaserig-ellipsoid geformt sind.

4. Die Osningsandsteinkette des Teutoburger Waldes

Als verhältnismäßig verwitterungsbeständige Gesteine bilden der mächtige Osningsandstein, der ihm auflagernde Grünsand und der verkieselte Flammenmergel der Unterkreide die morphologisch gut faßbare mittlere Kette des Teutoburger Waldes. Charakteristische Bergrücken, wie der Tönsberg bei Oerlinghausen, die Grotenburg bei Detmold und die Velmerstot bei Horn, werden vornehmlich von diesen Gesteinen aufgebaut. Hinzu treten mitunter Jura- und Keupergesteine der sog. Haßbergzone (ROSENFELD 1983), die im Zuge der Aufpressung des Teutoburger Waldes während der spätkretazischen Tektonogenese (STADLER & TEICHMÜLLER 1971), die im Miozän eine erneute Aktivierung erfahren hat, eingeschuppt worden sind. In einigen Bereichen des Teutoburger Waldes sind die Sandsteinschichten durch diese tektonischen Ereignisse sehr steil gestellt, so daß sie kammartig durch die Verwitterungseinflüsse herauspräpariert worden sind. Eindrucksvolles Beispiel sind die Externsteine zwischen Holzhausen und Horn.

Die für diesen geologischen Untergrund typische Bodenbildung ist die Braunerde. Die Vergesellschaftung der Braunerden mit Podsol-Braunerden auf den mesozoischen Sandsteinen unseres Raumes beruht darauf, daß die unter dem natürlichen Eichen-Birken-Mischwald (feuchte Standorte) und Hainsimsen-Buchenwald (BRINKMANN1982) meist über längere Zeiträume beständigen Braunerden infolge Verheidung oder Aufforstung mit Nadelhölzern einer mehr oder weniger starken Podsolierung unterworfen wurden. Bei der oligotrophen Braunerde, die infolge Basen- und Tonarmut wenig Widerstand gegen die Podsolierung aufbieten kann, geht diese Entwicklung sehr schnell vor sich. Bei primärer Nadelholz- und Zwergstrauchvegetation mit schneller Rohhumusbildung haben sich Podsol-Ranker entwickelt.

4.1 Pleistozäne Fließerde mit beginnender Podsolierung über Hangschutt des Osningsandsteins (Taf. 1, Fig. 2)

Das Profil wurde am östlichen Hangfuß des Knickenhagen bei Horn entnommen.

Unter einer knapp 5 cm starken Mischlage aus Moder und humosem Sand (O-A_h-Horizont) liegt eine dünne (2 cm), hellgraue Bleichzone (A_e-Horizont). Sie wird von einem 8 cm starken, grauen bis dunkelgrauen, humosen B_h-Horizont unterlagert. Es folgt eine 10 cm mächtige, unstrukturierte, hellgraue Zone. Diese geht über in einen hellgelbbraunen Abschnitt mit kantengerundeten Fragmenten (ϕ bis 6 cm) des Osningsandsteins. Diese Komponenten verdichten sich in einer 12 cm mächtigen basalen Hangschuttschicht. Den C_h-Horizont bildet der Osningsandstein (Valangin-Unteralb), der im frischen Anschlag hellgelb bis rostigbraun gefärbt ist.

Der vorliegende Boden ist aufgrund seiner starken Durchmischung bodengenetisch als Fließerde anzusprechen, infolge von Solifluktion im Periglazialbereich. Im oberen Bereich deutet sich eine Podsolierung an. Der untere, weit mächtigere Profilabschnitt besitzt keine eigentliche Horizontierung. Tonverlagerungen größeren Ausmaßes sind nicht feststellbar. Als Bodentyp entspricht er einem Braunerde-Regosol.

5. Die Muschelkalkkette des Teutoburger Waldes

Die östliche Kette des Teutoburger Waldes wird vom Muschelkalk aufgebaut und ist durch eine geringere Höhenlage sowie häufig flacheres Relief gegenüber den beiden anderen Ketten gekennzeichnet. Da die geologischen Schichten horizontal liegen oder nur flach geneigt sind, werden diese Flächen in jüngster Zeit mit moderner Agrartechnik stark landwirtschaftlich genutzt. Die Kuppen tragen meist Feldgehölze, die als artenreicher Buchen-Mischwald ausgebildet sind. Vereinzelt wurden standortfremde Fichten aufgeforstet.

Über dem Muschelkalk hat sich in unseren Breiten schon zu Beginn der Nacheiszeit eine Mullrendzina entwickelt, die heute einen 20-30 cm mächtigen, dunklen Humus-Horizont mit hohem Gehalt organischer Substanz aufweist. Mit dem Anwachsen der tonreichen Verwitterungsdecke darunter entsteht eine Braunlehm-Rendzina mit intensiv braunem Verwitterungs-Horizont.

Bereiche mit harten, massigen Kalken und Dolomiten besitzen gewöhnlich eine flachgründige Bodenentwicklung; diese Böden sind sehr skelettreich, daher locker, gut durchlüftet und dräniert. Ihr Nachteil ist eine geringe Speicherkapazität für pflanzenverfügbares Wasser. Da der Untergrund meist noch verkarstet ist, trocknen sie häufig aus (REHFUESS 1981). Sie tragen bodenständige Laubmischwälder, auf alten Rodungsflächen häufig auch Trockenrasen-Gesellschaften.

5.1 Braunerde-Rendzina über Oberem Muschelkalk (Taf. 2, Fig. 1)

Das Profil wurde auf der Kuppe des Bellenberges bei Niederheesten gewonnen.

Unter einer dünnen Mull-Schicht (O-Horizont) folgt ein 12 cm mächtiger, brauner A_h-Horizont, der durch Kalkabfuhr mit entsprechender Anreicherung des Lösungsrückstandes, möglicherweise im speziellen Falle auch durch Beimengung von Löß entstanden ist. Das Solum (B_v-Horizont) besteht aus ei-

nem 32 cm starken, graubraunen Mergel. An seiner Basis reichern sich Kalkstücke unterschiedlicher Größe an. Die Tiefgründigkeit des Bodens ist darauf zurückzuführen, daß die hier angetroffenen oberen Ceratitenschichten (C₇-Horizont) flaserig-schichtig gegliedert sind und daher leichter mechanisch zerfallen. Die tonigen Residualanteile reichern sich unter dieser Voraussetzung schneller an als bei ungegliederten Massenkalken unter sonst gleichen Bedingungen.

6. Naturschutzgebiet „Hiddeser Bent – Donoper Teich“

Der Bereich des Hiddeser Bentes befindet sich in einer flachen Senke zwischen sandigen und mergeligen Schichten der Unterkreide im S und W sowie Bruchstufen des Unteren und Mittleren Muschelkalles im N und E. Die Senke ist mit Geschiebelehm der Saale-Kaltzeit gefüllt, der gemeinsam mit tonig-mergeligen Schichten des Lias den Abfluß des Niederschlags- und Quellwassers weitgehend verhindert. In der Nacheiszeit entwickelte sich ein hängendes Hochmoor, das durch Entwässerung und Torfabgrabungen in den vergangenen Jahrhunderten seinen floristischen Charakter z. T. verloren hat. Einzelne feuchte Zonen weisen noch typische Sphagnumpolster (Torfmoos) auf. Hier gedeihen auch Wollgrasfloken, anspruchslose Ericaceen und Bergkiefern. Das übrige Bent besteht vorwiegend aus Birkenbruchwald mit bultigem Pfeifengras-Rasen und Moorbirken-Erlenbruchwald (POTT 1982).

Der geologische Untergrund des westlich an das Bent anschließenden Donoper Teich-Gebietes besteht aus Plänerkalken und Mergeln der Oberkreide, die großflächig von eiszeitlichen Dünen- und Schmelzwassersanden bedeckt sind. Das Gebiet in seiner heutigen Gestalt entstand im 17. Jh. durch Aufstauung des Hasselbaches, der sich im Oberlauf stark mäandrierend tief in die Cenomanmergel mit ihren Deckschichten eingetalt hat. Bodenständige Vegetation ist ein Buchen-Eichen-Wald, der auf mehr sandigem Untergrund durch Kiefer-Sandbirken-Bestände ersetzt wird. Entlang der Bäche und an feuchten Stellen treten auch hier Erlen und Moorbirken auf. Standortfremd sind einige über 100 Jahre alte Fichtenanpflanzungen.

Als Boden tritt im zentralen und nordöstlichen Teil des Bentes Hochmoortorf auf. Dort, wo Flugsande und anstehende Sandsteine den Untergrund bilden, finden sich unterschiedlich entwickelte Podsole. Lößüberwehte Flächen weisen häufig erhebliche Rohhumusbildungen auf. Der Löß ist heute entkalkt und liegt als unterschiedlich dicker Lößlehm vor (MÜCKENHAUSEN & WORTMANN 1954). In staufeuchten Bereichen der Sandböden haben sich Podsolgleye und Pseudogleye gebildet. In Gebieten mit Mergeln und Mergelsandstein herrschen Braunerden vor.

6.1 Hochmoortorf über Flugsand des Hiddeser Bentes (Taf. 2, Fig. 1)

Das Profil wurde im äußersten NE des Hiddeser Bentes entnommen. Im Gegensatz zum Kerngebiet dieses Naturschutzgebietes liegt Torf hier nur in relativer Geringmächtigkeit über Sanduntergrund vor (POTT 1982: 11).

Unter Laubstreu und dünner Mooschicht befindet sich am Top des Profiles eine ca. 11 cm dicke, stark durchwurzelte Schicht aus Ericaceen-Torf mit großporigem, schwammartigen Gefüge. Darunter liegt ein kleinporiger, schwach durchwurzelter, sehr dichter, schwarzer Torf (18 cm mächtig), dessen organische Bestandteile auf vorherrschende Torfmoos-, Wollgras- und Pfeifengrasbestände hinweisen. Dieser Horizont geht in einen etwa 25 cm mächtigen Abschnitt dichten, nicht durchwurzelten, dunkelbraunen Torfes über. Das gesamte Torflager bedeckt jungpleistozäne, gut gebänderte Flugsande. Diese sind in den oberen 26-30 cm durch aus dem Hangenden gewaschene Huminstoffe dunkelbraun bis braun gefärbt. Zur Teufe hin werden die Sande kontinuierlich heller und erreichen knapp oberhalb der Grundwasseroberfläche (bei etwa 90 cm Profiltiefe im Sommer 1983) hellbraune Sandfarbe.

7. Lippisches Keuperhügel- und -bergland

Der geologische Untergrund dieser Gebiete besteht vorwiegend aus sandig-quarzitischen und tonig-mergeligen Schichten des Keupers. Hauptsächlich auf Rätquarzitkuppen des Oberen Keupers stockt artenarmer Buchenwald, der mit verschiedenen Laub- und Nadelholzarten durchsetzt ist; kleinere zusam-

menhängende Fichtenbestände gehen auf jüngere Aufforstungen zurück. Auf dem Schiffsandstein des Mittleren Keupers wachsen stellenweise hervorragende Furniereichenbestände. Auf den stärker verwitterten Mergelschichten, die z. T. mit Löß bedeckt sind, entstanden mittlere bis schwere Ackerböden stark wechselnder Güte, die in Verbindung mit den bewaldeten Kuppen das charakteristische Bild des lippi-schen Ackerhügellandes bestimmen.

Über sandig-quarzitischem Untergrund kommen Bodengesellschaften vor, die Ranker, Podsole wie auch saure Braunerden umfassen. Über tonigmergeligem Untergrund treten häufig Böden auf, die bei stärkerem Niederschlag bzw. nach der Schneeschmelze durch Staunässe beeinflusst sind. Solche, vom Wechsel zwischen Vernässung und Austrocknung gekennzeichnete Böden, werden als Pseudogleye bezeichnet. In Hanglagen, wo Ton-Mergel-Gesteine unter dem schützenden Dach von Sandstein- oder Quarzitschichten ausstreichen, finden sich schwach entwickelte, noch weitgehend gesteinsfarbige Böden, die häufig durch rezentes Bodenkriechen und Rutschungen verformt sind; man bezeichnet sie als Pelosole.

7.1 Tonmergel-Pelosol über Buntem Tonmergelgestein des Mittleren Keupers (Taf. 2, Fig. 2)

Das Profil wurde östlich des Norderteiches bei Billerbeck im Bereich des km 1 (Obere bunte Mergel) entnommen.

Zuoberst liegt eine etwa 7 cm dicke Rohhumus-Muldecke (A_H -Horizont), die intensiv von Tonmaterialplättchen durchsetzt ist. Darunter folgt ein rotbrauner, 33 cm mächtiger P-Horizont mit hohem Rohbodenanteil aus weißgrauen Mergel- und roten Tonschieferfragmenten. Im basalen Abschnitt (ca. 8-10 cm) ist die Entcarbonatisierung des Solums offensichtlich noch nicht weit fortgeschritten. Im Mineralkörper des P-Horizontes sind abgesehen von der Calcium-Ionen-Abfuhr im oberen Bereich sowie der Hydratation der Tonbestandteile und der Oxidation von sulfidisch oder carbonatisch gebundenem Eisen keine wesentlichen Änderungen eingetreten (cf. REHFUESS 1981: 79)

Da der Bunte Tonmergel des Mittleren Keupers eine sehr bröckelige, lockere Konsistenz aufweist, kann das Sickerwasser nach Erreichen der Feldkapazität des Bodens ungehindert in den Untergrund abfließen. So bildet sich trotz eines tonmineralreichen Solums und C-Horizontes nur in verdichteten Muldenzonen vorübergehend Staunässe. Hier wird der Tonmergel-Pelosol dann durch einen Pseudogley-Pelosol vertreten.

8. Talaue-Landschaft

Infolge geringer Höhenunterschiede im Mittel- und Unterlauf unserer heimischen Flüsse neigen diese in ihren Talungen zur Mäanderbildung. Entsprechend breite Talauen haben sich während der Jahrtausende nach der letzten Kaltzeit gebildet. Durch Mäanderverlagerungen und Flußlaufverkürzungen entstanden Altwasserarme. Unter natürlichen Bedingungen werden die Talauen von jahreszeitlich bedingtem Hochwasser überflutet; auf den Auewiesen setzt sich dann fruchtbarer Schlamm (Auelehm, Hochflutlehm) ab. Entlang der Flußläufe gedeiht ein mehr oder minder breiter Gürtel eines Erlen-Weiden-Bruchwaldes. An den Talrändern sind, meist stufig abgesetzt, Terrassen der vorletzten und letzten großen Kaltzeiten (Saale, Weichsel) zu erkennen.

In früheren Zeiten standen die Talauen einer intensiven Grünlandwirtschaft (Weiden und Wiesen) zur Verfügung. Bei Rückgang der Viehwirtschaft in jüngster Zeit werden diese Bereiche nach der Grundwasserregulierung weitestgehend ackerbaulich genutzt. Durch Kies- und Sandabgrabungen großen Stils (BERKEMANN 1983) wird der Naturraum Talaue stark beeinträchtigt.

Die Böden der Flußauen sind durch den in Abhängigkeit von der Wasserführung der Flüsse wechselnden Grundwasserstand gekennzeichnet. Unter einer Schicht humosen, dunkelbraun vorverwitterten Bodenmaterials findet sich eine mächtige Schicht braunen, kalkhaltigen Auelehms, die in einen mehr oder weniger rostfleckigen Oxydationshorizont, der im Schwankungsbereich des Grundwassers liegt, übergeht. Darunter folgt ein ständig vom Grundwasser beeinflusster, grünlich bis graublau gefärbter Horizont.

8.1 Braunerde-Aueboden (Vega) der Talau der Berlebecke (Taf. 2, Fig. 2)

Das Profil wurde im Uferbereich der Berlebecke unterhalb des Rautenberges bei Detmold-Heiligenkirchen entnommen.

Unter einer geringmächtigen (1-2 cm) Humusauflage (A_H -Horizont) folgt ein knapp 1 m mächtiger, verbraunter Lehmboden (B_V -Horizont) ohne nennenswerte Illuviation, der bis in den basalen Bereich gut durchwurzelt ist. In den oberen 65 cm führt der Boden kleine Gerölle (bis 3,5 cm ϕ) bzw. kantengerundete Steine (vorwiegend Osningsandstein u. Plänerkalk). In den darunter liegenden 30 cm ist eine deutliche Anreicherung dieser Komponenten zu verzeichnen, wobei auch größere Steine (> 5 cm ϕ) vorliegen. Wenig unterhalb dieser Zone befindet sich der Kontaktbereich Luft-Grundwasser. In ihm werden die im Grundwasser gelösten zweiwertigen Eisen- und Manganverbindungen in höherwertige überführt. Es liegt ein rostgelb, rostbraun und grau gefleckter G_O -Horizont vor. Im vorliegenden Profil werden 8-10 cm dieses Horizontes erfaßt. Der Übergang in das ständig vom Grundwasser beeinflusste Milieu, repräsentiert durch den sauerstoffarmen, graugrünlichen G_R -Horizont, beginnt tiefer und ist hier nicht aufgeschlossen. Aus der Abfolge A_H - B_V - G_O - G_R ergibt sich ein Braunerde-Aueboden (Auebraunerde; cf. MÜCKENHAUSEN 1982).

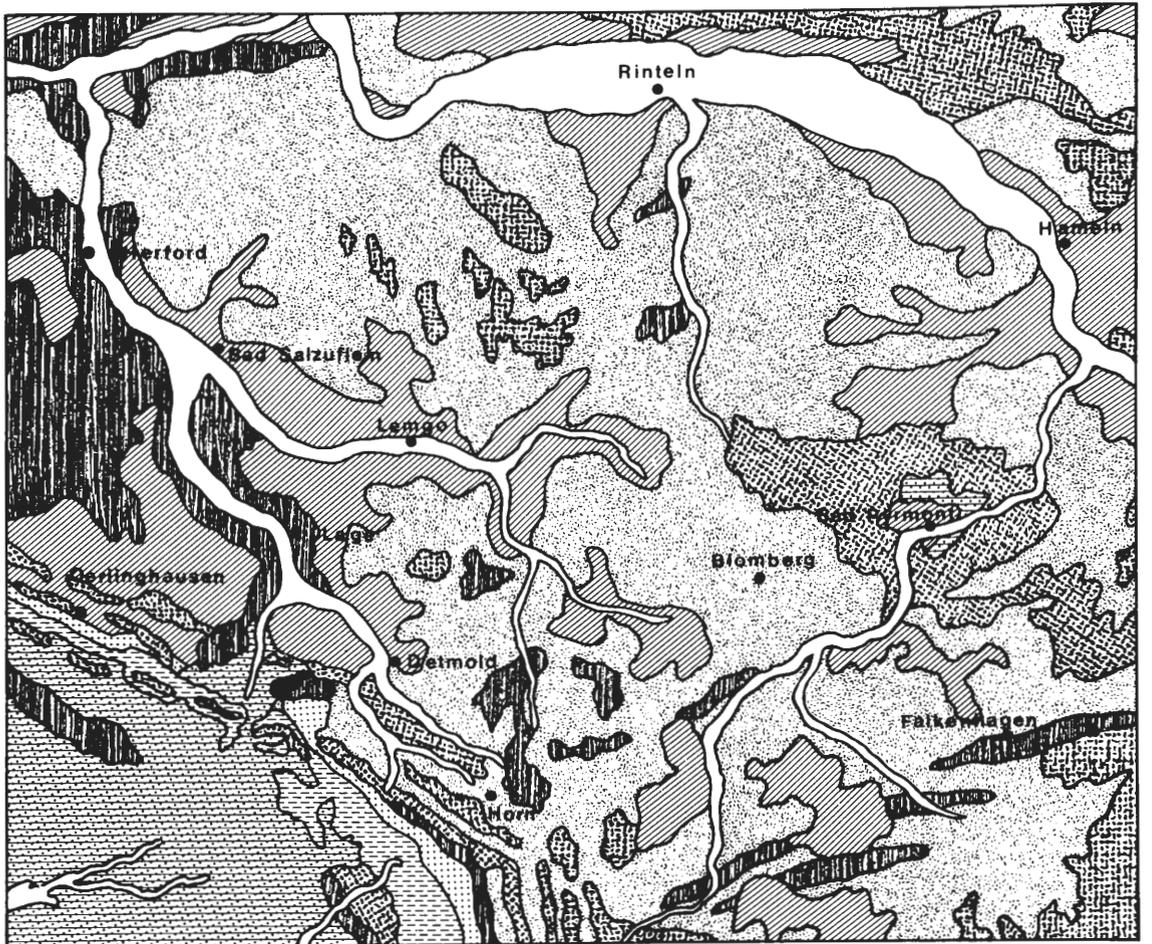


Abb. 2: Verbreitung der Bodentypen in Lippe und angrenzenden Gebieten.

9. Präparation der Bodenprofile

Die Präparation der Böden wurde in Abwandlung des von G. v. Hagens 1980 erfundenen Plastinationsverfahrens (DBP 2710147) durchgeführt. Bevor auf die Methodik der Präparation näher eingegangen wird, seien einige Bemerkungen zur bisher üblichen Lackprofil-Präparation von Böden vorangestellt.

Herkömmliche, unverfälschte Lackprofile können i. d. R. nur an Lockersedimenten (fluviatile, glazigene u. äolische Ablagerungen, porenraumreiche Böden) gewonnen werden. Bei sehr feuchten, tonmineralreichen, verdichteten Böden, solchen mit sehr grobem Skelettinhalt, in den Grundwasserbereich hinabreichenden Böden oder gar bei anstehendem Gestein versagt diese Methode weitgehend. Selbst bei Lockersedimenten und Trockenböden muß häufig durch Nachstreuen kaschiert werden. Dennoch beeindrucken vielerorts Darstellungen pleistozäner Würgeböden, Kreuzschichtungsprofile fluviatiler Sedimente oder auch klassische Bodenprofile. Diese muten häufig – glatt aufgezogen und ohne Strukturtiefe – wie moderne Kunstwerke an, denen der geländebezogene Eindruck völlig fehlt.

Durch das neue Plastinationsverfahren können Bodenstruktur, grober Skelettinhalt, ja in einigen Fällen anstehendes Gestein unter Zuhilfenahme bestimmter Kunststoffe ohne späteres Anstückeln und Korrigieren dargestellt werden.

Im Gelände wird zunächst ein möglichst glattes Profil gestochen. Am Beispiel der Detmolder Serie besitzen die einzelnen Profile eine Höhe von 110 cm und eine Breite von 50 cm. Der Boden wird anschließend mit einem wasseraufnahmefähigen Lösungsmittel (Methylenchlorid, Aceton usw.) getränkt. Um eine schnelle Verdunstung zu gewährleisten, wird das Lösungsmittel im Profil durch Heißluft verdampft. Hierdurch bleibt die Bodenfärbung erhalten und wird nicht – wie bei der Lackprofilmethode möglich – durch Abflämmen farbverfälscht. Im nächsten Arbeitsgang wird der härtungsbereite Plastinationskunststoff Biodur[®], angereichert mit schnell verdampfenden Lösungsmitteln (über 150 % des Kunststoffvolumens), aufgespritzt. Die Gesamtmenge Biodur[®] plus Lösungsmittel ist abhängig vom Porenvolumen und von der gewünschten Profilstärke. Der Spezialkunststoff Biodur[®] ist in der Lage im Boden enthaltenes Wasser aufzunehmen und dieses zur Beschleunigung der Härtung einzusetzen. Da bei warmer, trockener Witterung das Lösungsmittel schneller verdampft, benötigt der Plastinationskunststoff geringere Zeit, um auszuhärten. Dieser witterungsabhängige Zeitfaktor spielt bei der Plastination stark verdichteter, tonmineralreicher Böden eine große Rolle, da diese unter den bei uns vorherrschenden klimatischen Bedingungen im Gelände einer sehr langen Aushärtungszeit bedürfen (mehrere Tage). Um den Härtungsprozeß abzukürzen, sollten solche Bodenprofile nach Aushärtung der Oberflächenschicht in hinreichender Stärke abgenommen und im Labor durch Wärmebehandlung bei ca. 30-50°C auspolymerisieren.

Ein auf die Profilgröße zugeschnittenes Brett wird 2-3 cm frei vor dem Profil stehend an den Seitenwänden der Profilgrube befestigt. Nach Aushärtung des Plastinationskunststoffes wird in die Fuge zwischen Profil und Brett ein PU-Schaum sehr harter Konsistenz gegossen, der sehr schnell erhärtet und einen stabilen, bruch- und biegefesten Hintergrund für das Bodenprofil abgibt. In hinreichender „Sicherheitsentfernung“ wird nun das Bodenpräparat vom anstehenden Boden freigestochen. Danach wird das Profil mittels Wasserdruck von Bodenbestandteilen befreit, die nicht durch Biodur[®] gebunden worden sind. Abschließend wird das plastinierte Bodenprofil mit einer Diamantsäge auf die gewünschten Montagemaße zugeschnitten.

Die Detmolder Profile besitzen eine Dicke von 2-3 cm; hinzu kommt die Stärke der Stabilisierungsschicht aus PU-Hartschaum. Aus den Profilen ragen größere Steine mehrere cm heraus; Wurzeln, die organische Auflage und der Bewuchs der Böden werden im gleichen Arbeitsgang mitplastiniert. Erfreulicherweise ließ sich das beschriebene Verfahren auch auf das anstehende Tonmergelgestein des Mittleren Keupers anwenden. Solide geologische Substrate, wie der Plänerkalk, der Osningsandstein oder der Muschelkalk, wurden mit Siliconkautschuk abgeformt. Die Originalgesteine wurden zermahlen und mit einem Kunststoffbinder in die Form eingegossen. Die Originalfärbung des Gesteins geht hierbei verloren. Der Abguß wird daher in Anlehnung an das frisch angeschlagene oder aber an das oberflächlich angewitterte Gestein eingefärbt. Mechanisch bereits vom Anstehenden gelöste Komponenten des C_v-Horizontes werden selbstverständlich in das Plastinationsprofil integriert.

Beim Hochmoorprofil des Hiddeser Bentes bestand die Schwierigkeit, die Struktur des unterlagernden Flugsandes, der im Bereich des Grundwassers lag, zu stabilisieren. Das zu gewinnende Profil wurde in gewünschter Stärke beidseitig mittels schmaler Gruben freigelegt. Nach Erreichen der Grundwasseroberfläche wurde parallel zur weiteren Vertiefung der Gruben der Boden mit Flüssig-N₂ vereist. Nach erfolgter Entnahme dieses Profiles konnte im Labor die Substitution des Bodenwassers durch den Plastinationskunststoff durchgeführt werden.

Danksagung

Unsere Geländearbeiten wären ohne die freundliche Unterstützung der ortskundigen Forstbeamten nicht möglich gewesen. Unser Dank gilt Herrn Forstamtmann Busse von der Bundesforstverwaltung Senne, Herrn Forstdirektor i. R. Dr. Braeuer von der lippisch-fürstlichen Forstverwaltung sowie den Herren Forstamtsrat Bögeholz, Forstoberinspektor Schneider und Forstamtmann Strohteich von der Forstabteilung des Landesverbandes Lippe. Die Mitarbeiter des Lippischen Landesmuseums, vor allem Herr Dieter Mey, zeichneten sich bei der Entnahme der Profile durch beispielhaftes Engagement aus.

11. Literaturverzeichnis

- BERKEMANN, A. (1983): Sand- und Kiesabgrabungen im Bereich der mittleren Werre zwischen Berlebecke und Harfbach. – Lipp. Mitt. Gesch. Landeskd., **52**: 323-396, Detmold.
- BRINKMANN, H. (1978): Schützenswerte Pflanzen und Pflanzengesellschaften der Senne. – Ber. Naturwiss. V. Bielefeld u. Umgebung, Sonderheft Teil 1: 33-68, Bielefeld.
- BRINKMANN, H. (1982): Die Pflanzenwelt des Naturschutzgebietes Externsteine. – Heimatland Lippe, Jg. **1982**, 12: 359-364, Detmold.
- MERTENS, H. (1980): Die Böden der Senne, ihre Nutzung und ihre Bedeutung für die Besiedlung der Landschaft. – Ber. Naturwiss. V. Bielefeld u. Umgebung, Sonderheft Teil 2: 9-34, Bielefeld.
- MÜCKENHAUSEN, E. (1982): Die Bodenkunde und ihre geologischen, geomorphologischen, mineralogischen und petrologischen Grundlagen. – 579 S., (DLG-Verlag) Frankfurt a. M.
- MÜCKENHAUSEN, E. & WORTMANN, H. (1954): Die Böden Nordrhein-Westfalens. – Z. f. Pflanzenernährung, Düngung, Bodenkde. **67**, 2: 97-116, Weinheim, Berlin.
- POTT, R. (1982): Das Naturschutzgebiet „Hiddeser Bent – Donoper Teich“ in vegetationsgeschichtlicher und pflanzensoziologischer Sicht. – Abh. Westf. Mus. Naturkde. Jg. **44**, 3: 3-105, Münster i. W.
- REHFUESS, K. E. (1981): Waldböden. Entwicklung, Eigenschaften und Nutzung. – Pareys Studentexte, 193 S., (Paul Parey) Hamburg und Berlin.
- ROSENFELD, U. (1983): Beobachtungen und Gedanken zur Osning-Tektonik. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **116**: 34-49, Stuttgart.
- SCHEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P. (1970): Lehrbuch der Bodenkunde. – 448 S., 7. Aufl., (Ferdinand Enke) Stuttgart.
- SERAPHIM, E. Th. (1978): Erdgeschichte, Landschaftsformen und geomorphologische Gliederung der Senne. – Ber. Naturwiss. V. Bielefeld u. Umgebung, Sonderheft Teil 1: 7-24, Bielefeld.
- STADLER, G. & TEICHMÜLLER, R. (1971): Zusammenfassender Überblick über die Entwicklung des Bramscher Massivs und des Niedersächsischen Tektogens. – Fortsch. Geol. Rheinld. u. Westf., **18**: 547-564, Krefeld.

Tafel 1

- Fig. 1:** Profil eines Eisenhumuspodsols über Nachschüttungssanden der Kammersebene. Höhe des Profils 110 cm. (Aufnahme: Hesterbrink-Fotowerbung, Lage).
- Fig. 2:** Profil eines Rendzina-Braunlehms über Cenomanplänen (rechts) und Profil eines Braunerde-Regosols mit Podsolierung am Top über Osningsandstein. Höhe der Profile 110 cm. (Aufnahme: Hesterbrink-Fotowerbung, Lage)



Tafel 2

Fig. 1: Profil einer Braunerde-Rendzina über Oberem Muschelkalk (links) und Profil eines Hochmoortorfs über Flugsanden des Hiddeser Bentes. Höhe der Profile 110 cm. (Aufnahme: Hesterbrink-Fotowerbung, Lage)

Fig. 2: Profil eines Tonmergel-Pelosols über Buntem Tonmergelgestein des Mittleren Keupers (links) und Profil eines Braunerde-Auebodens der Berlebecke-Talaue. Höhe der Profile 110 cm. (Aufnahme: Hesterbrink-Fotowerbung, Lage)



